

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р  
ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 20

Л. Н. ФОРМОЗОВА

**ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ  
СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР  
МОСКВА

Л. Н. ФОРМОЗОВА

**ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ  
СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ**



Ответственный редактор  
*академик А. Л. Яншин*

## ВВЕДЕНИЕ

Среди железных руд осадочного происхождения наиболее интересны в генетическом отношении оолитовые железные руды. Они распространены в разных частях света, встречаются почти во всех системах стратиграфического разреза и во многих странах являются основным сырьем черной металлургии. Наиболее древние месторождения оолитовых железных руд известны в верхнем протерозое Южной Африки, США и Китая, наиболее молодые — в среднеплиоценовых (киммерийских) отложениях Керченского полуострова. В истории Земли бывали эпохи, когда оолитовые железные руды образовывались особенно интенсивно и на обширных территориях. Такова, например, эпоха от середины нижней до середины верхней юры. Среди осадков этого времени оолитовые железные руды встречаются на Северном Кавказе, в некоторых районах Русской платформы, в южной Швеции, в ряде областей западной Германии, в Лотарингии, Люксембурге, Бельгии, Швейцарии, в юго-восточной Франции (долина р. Роны) и в Англии.

Оолитовые железные руды обладают характерными минералогическими и химическими особенностями, которые отличают их от других осадочных железных руд. Именно в оолитовых рудах концентрируется основная часть гипергенных силикатов железа с молекулой хлоритового типа. Оолитовые руды обычно содержат повышенное количество фосфора, который в одних случаях образует разнообразные железо-фосфатные минералы, а в других — адсорбирован в виде иона  $PO_4$  окислами железа и железистыми силикатами. Насколько крупными гипергенными концентраторами фосфора являются оолитовые железняки, видно из того, что запасы его в рудах Керченского полуострова равны 126 млн. т, а в рудах Аятского месторождения 37 млн. т. Высокое содержание фосфора в оолитовых железных рудах нередко служит причиной применения при их переработке особого технологического процесса, позволяющего получать в качестве побочного продукта ценное фосфатное удобрение — томас-шлак.

В большинстве мест, где до сих пор были известны, разведывались и разрабатывались оолитовые железные руды, они представляют отложения прибрежно-морские. Они переслаиваются с породами несомненно морского происхождения, нередко сами содержат морскую фауну и переходят по простиранию в заведомо морские слои.

Изучение литературы, посвященной оолитовым железным рудам, показывает, что в некоторых случаях описывавшие их авторы сомневались в чисто морском происхождении той или иной пачки рудоносных пород. Так, П. Вагнер (Wagner, 1928) считает, что часть докембрийских оолитовых руд системы Нама — Трансвааль в Южной Африке отлагалась

в условиях эстуариев и дельт. А. Хаддинг (Hadding, 1933) приписывает лагунное или прибрежно-болотное происхождение лейасовым оолитовым рудам южной Швеции и клинтонским рудам в силуре Аппалач.

Р. Расталл и Ф. Хемингвей (Rastall a. Hemingway, 1940) довольно убедительно показали, что среднеюрские оолитовые руды Йоркпира образовались в лагуне, отгороженной баром от открытого моря.

Д. Тэйлор (Taylor, 1949) указывает на существование эстуариевых отложений в верхней части разреза среднеюрской рудоносной толщи Нортхэмптона (Англия).

Однако все это лишь частные случаи прибрежно-морской обстановки, и потому авторы сводных работ по петрографии осадочных пород и по осадочным полезным ископаемым не без основания считали оолитовые железные руды типично морским образованием.

Так, Д. В. Наливкин (1933, стр. 163) называет оолитовые железные руды одним из типов морских железорудных накоплений.

М. С. Швецов (1934, стр. 283) пишет, что оолитовые окисные руды «...по-видимому, образовались в мелком море — в бухтах, в береговой полосе с сильным движением воды, обедненной  $CO_2$ ».

В. А. Обручев (1935, стр. 420) также считает, что «образование окисных железных оолитов происходило (в настоящее время оно в море нигде еще не обнаружено), судя по изучению рудных месторождений, в мелкой воде заливов, бухт, лагун, где вследствие испарения содержание железа должно было увеличиваться».

Г. Берг (1937, стр. 194) пишет, что «природа осадков» сопровождающих месторождения силикатных руд железа, «заставляет отнести их к береговым мелководным образованиям» и что «это подтверждается также тонкооолитовой структурой всех этих руд».

По мнению Н. М. Страхова (1947, стр. 134—135), детально описавшего характер и условия образования основных месторождений оолитовых железных руд мира, «все согласно указывает, что оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые руды возникли в обстановке чрезвычайно мелководных и прибрежных частей моря и представляют собой отложения заливов, бухт, лиманов и самой верхней, прибрежной части шельфа».

Близкие взгляды высказывали и многие другие геологи.

В континентальных отложениях настоящие оолитовые железные руды до недавнего времени вообще не были известны. Правда, современные бобовые руды, отлагающиеся в прибрежной зоне озер Карельской АССР, Финляндии, Швеции и других стран Субарктики, нередко имеют концентрически-скорлуповатую структуру и называются оолитовыми. По генезису и по структуре к ним очень близки руды некоторых озерных отложений прошлых геологических эпох, например, юрские руды Халиловского месторождения на Южном Урале и Малкинского месторождения на Северном Кавказе.

Однако все эти руды резко отличны от настоящих оолитовых. Во-первых, в их составе всегда наблюдаются вместе с оолитами сплошные бобы или псевдооолиты (по Циркелю, Zirkel, 1893), лишенные концентрической структуры, причем оолиты обычно находятся в подчиненном количестве. Во-вторых, оолиты этих озерных руд даже в одном штufe очень различны по величине и нередко достигают в диаметре 20 мм и более крупных размеров (Копченова, 1934). В-третьих, толщина отдельных концентров таких оолитов часто бывает значительной и нередко достигает 2—3 мм. От таких оолитов наблюдается переход к бобам с одной концентрической оболочкой и к сплошным бобам без концентров.

Если придерживаться номенклатуры американских авторов (Твенхофел, 1936, стр. 666), принятой у нас многими геологами, например, Д. В. Наливкиным (1933, стр. 158—159), Л. Б. Рухиным (1953, стр. 225) и

Ф. В. Чухровым (1955, стр. 207), и называть оолитами только концентрически-скорлуповатые образования диаметром не свыше 2 мм, а более крупные — пизолитами, то руды современных озер, Халиловского и Малкинского месторождений вообще нельзя называть оолитовыми, а надо называть бобово-пизолитовыми. Только такие бобово-пизолитовые руды и были известны из озерных фаций континентальных отложений.

Что касается речных осадков, то, несмотря на старые указания М. Н. Хирьякова (1882) и М. Е. Едемского (1916) о современном рудообразовании в русле р. Южный Выг в Карелии, они считались вообще неблагоприятными для формирования каких бы то ни было железных руд. Ни один из авторов сводных работ, в которых описываются речные отложения (Д. В. Наливкин, Л. В. Пустовалов, Л. Б. Рухин, У. Х. Твенхофел, Е. В. Шанцер, М. С. Швецов), не указывает на возможность образования среди них железорудных залежей. Б. П. Кротов в 1937 г., разрабатывая генетическую классификацию осадочных железных руд, допускал возможность существования в речном аллювии лишь механически перетолженных вторичных скоплений рудных обломков (русловых россыпей). Не указывалась возможность существования хемогенных речных месторождений железных руд и ни в одной из других схем классификации этих месторождений, опубликованных в нашей стране или за рубежом.

Лишь после изучения железных руд Чокусинской синклинали Приаралья и опубликования моей статьи, посвященной доказательству их речного (русового) и эстуариевого генезиса (Формозова, 1951), существование месторождений такого генезиса начало находить признание.

В 1953 г. мнение о русловом происхождении большей части олигоценовых железных руд Арало-Тургайской низменности, не приводя новых доказательств, повторил в двух статьях В. В. Лавров (1953<sub>1,2</sub>), который в 1951 г. еще считал, что оолитовые железняки среднего олигоцена образовались «в жестководных и солоноватоводных полупроточных старицах-озерах» (стр. 65).

В начале 1953 г. Б. П. Кротов еще рассматривал все оолитовые железные руды как прибрежно-морские отложения и лишь в виде исключения допускал для описанных мною месторождений Приаралья и некоторых месторождений Англии образование в эстуариях и устьях рек в момент затопления их морскими трансгрессиями (Кротов, 1953<sub>1</sub>, стр. 93). Однако уже в конце того же года в новой схеме генетической классификации гипергенных железных руд он выделил особый тип русловых оолитовых руд (Кротов, 1953<sub>2</sub>). В 1954 г., после посещения Лисаковского месторождения и сопоставления его с Приаральскими, вышла написанная мною совместно с А. Л. Яницким статья: «О характерных особенностях оолитовых железняков речной фации», а немного позднее, в том же 1954 г., Б. П. Кротов, ссылаясь на наши материалы, опубликовал близкую по выводам статью: «О генетических признаках речных рудных месторождений».

Дельтовые осадки также считались до последнего времени генетическим типом отложений, которому не свойственны рудные скопления. Предполагалось, что интенсивность накопления терригенного материала исключает возможность формирования здесь сколько-нибудь заметных рудных концентраций. За исключением упоминавшегося выше глухого и не подтвержденного фактическим материалом указания П. Вагнера о дельтовом образовании какой-то части рудной серии системы Нама—Трансвааль в протерозое Южной Африки, никто не предполагал возможности образования железных руд в условиях дельт. В связи с этим большой интерес вызвало открытие в предвоенные годы А. Л. Яншиным настоящих оолитовых железных руд среди типичных континентальных осадков тургайской серии Северного Приаралья.

Осенью 1944 г. в Приаралье начались систематические поисковые и разведочные работы на железные руды. Вскоре было установлено, что на той площади, где производились эти работы, железорудные залежи имеют форму длинных, сравнительно узких полос, или лент, протяжение которых измеряется многими километрами, а ширина сотнями метров, лишь иногда увеличиваясь до нескольких километров. Такая форма рудных залежей — в виде узких лент вдоль берегов бассейнов — характерна для упоминавшихся выше современных и древних озерных бобовых руд. По аналогии с ними рудам Приаралье был также сначала приписан прибрежно-озерный генезис. В первых отчетах о проводившихся здесь съёмочных, поисковых и разведочных работах можно прочесть, что железные руды Приаралье отлагались в прибрежных частях озерных бассейнов, располагавшихся в эрозионных депрессиях поверхности морских осадков палеогена.

Однако вскоре после начала разведочных работ выяснилось, что гипотеза озерного происхождения лентовидных залежей руд Приаралье не объясняет многих особенностей их залегания и состава. С точки зрения этой гипотезы, непонятно было разветвление рудных залежей в северном направлении, констатированное уже при разведке первого месторождения Кутан-булак. Непонятно было, почему на некоторых участках своего развития руды выполняют ясно выраженные руслообразные впадины в поверхности глин морского палеогена, почему текстура и состав руды сильнее изменяются по простиранию залежи, а не вкрест ее, почему косая слоистость рудного материала строго ориентирована в одном направлении — вдоль длинной оси залежи и т. д. и т. п.

Решение всех этих вопросов имело большое значение для правильного направления поисковых и разведочных работ и требовало выяснения истинных условий образования руд. Этой частной задачей определялся первый этап моих исследований. В результате его, как будет видно из изложенного далее фактического материала, я пришла к выводу, что руды разведывавшихся месторождений залегают среди речных осадков и в генетическом отношении представляют собою русловой аллювий.

Самое южное из разведывавшихся месторождений — Кара-сандык, судя по характеру рудовмещающих пород и некоторым минералогическим особенностям рудной серии, образовалось уже не в речном русле, а в каком-то постоянном долинообразном бассейне типа «лимана» наших южно-русских рек или «губы» сибирских рек.

Тем временем продолжались поиски в соседних районах и осенью 1949 г. было открыто новое крупное Кок-булакское месторождение, руды которого залегают большими наклонными линзами, образуя в разрезе классическую дельтовую серию осадков (Формозова, 1953).

Последующие разведочные работы выяснили, что руды Южного участка месторождения Кок-булак принадлежат несколько более высокому стратиграфическому горизонту, чем руды его Центрального и Северного участков. Они отлагались не в виде ленты и не в виде наклонной линзы, а в виде очень большой по площади изометричной залежи, которая обладает ясно выраженной горизонтальной слоистостью и в стороны переходит в такие же горизонтально-слоистые алевритово-глинистые осадки озерного типа.

Таким образом, за 10 лет, прошедшие после окончания Великой Отечественной войны, в Северном Приаралье среди континентальных осадков тургайской серии среднего и верхнего олигоцена было открыто и разведано несколько месторождений оолитовых железных руд, принадлежащих различным генетическим типам. Они были обнаружены среди осадков древних рек, лиманов, дельт и озер, причем условия формирования ме-

сторождений резко сказывались на морфологии рудных залежей, а отчасти также на минералогическом и химическом составе руд.

Новым для всех этих месторождений было, что то их оолитовые руды залежали среди пород континентального происхождения. Даже упоминавшиеся выше лиманы и дельты представляли собой места впадения рек не в море, а в более или менее крупные внутриконтинентальные озерные бассейны. Следовательно, в Северном Приаралье оолитовые железные руды были обнаружены среди таких отложений, в которых они раньше не были известны, и отчасти среди таких генетических типов осадков, которые вообще считались неблагоприятными для рудообразования.

Интерес к ним еще усилился в последние годы, когда выяснилось, что руды того же возраста и генезиса распространены далеко за пределами Приаралья. В 1949 г. было открыто и в последующие годы разведано очень крупное по запасам Лисаковское месторождение оолитовых железных руд на правом берегу верховьев р. Тобол в Кустанайской обл. Его детально изучали геологи Кустанайского геологоразведочного треста (Д. Д. Топорков, С. Д. Батищев-Тарасов, Л. И. Колотиллов и др.), Уральского геологического управления (А. П. Сигов), Института геологических наук АН Казахской ССР (Б. Л. Мнушкин, И. П. Новохатский), Института геологических наук АН СССР (А. Л. Яницкий) и осматривалось мной (Формозова и Яницкий, 1954). Это месторождение несомненно имеет аллювиальное происхождение. В 1952 г. было открыто Ключевское (или Кировское) месторождение оолитовых руд такого же генезиса на правом берегу р. Кундузды, к востоку от оз. Убоган на севере Тургайской низменности. В 1950 г. К. В. Никифоровой были обнаружены оолитовые железные руды в керне континентальных олигоценовых отложений, развитых в бассейне р. Шидерты на левобережье Иртыша в Павлодарской обл. Северного Казахстана, а Е. Д. Шлыгиным найдены куски таких руд в русле р. Шидерты. В последующие годы эти руды были прослежены еще в ряде пунктов Прииртышья работами В. В. Лаврова и И. С. Данилова.

Таким образом выяснилось, что в Арало-Тургайской низменности и по южной окраине Западно-Сибирской низменности с континентальными олигоценовыми отложениями связана целая обширная провинция месторождений оолитовых железных руд, представляющих по своим запасам и по своему качеству несомненный практический интерес.

Поскольку эти руды, как подчеркивалось выше, отлагались в обстановке, не обычной для оолитовых железных руд, представлялось желательным детально изучить их стратиграфию, литологию, минералогию и условия образования. Это было необходимо, с одной стороны, для правильной ориентировки дальнейших поисковых и разведочных работ на железные руды в пределах Арало-Тургайской низменности и Западной Сибири, а с другой стороны, для решения принципиальных вопросов о возможности образования оолитовых руд среди различных генетических типов континентальных отложений и об особенностях их при образовании в таких условиях.

Решению этой задачи и была посвящена моя работа. Она проводилась на материалах Северного Приаралья, поскольку здесь разведке подверглись месторождения различных генетических типов. Для получения сравнительных данных я знакомилась в 1953 г. с Лисаковским и Ключевским (или Кировским) месторождениями олигоценовых оолитовых железных руд в Кустанайской обл. Прочие известные сейчас точки их нахождения разведке пока не подвергались, и потому материалы по ним недостаточны для каких-либо обоснованных выводов.

Я стремилась к тому, чтобы моя работа была полезным дополнением к деятельности геологов промышленности и не повторяла бы ее. Поэтому



я занималась детальным изучением тех вопросов, которые по ряду причин не разрабатывались геологами промышленности.

Соответственно этому и построена настоящая работа. В ней я описываю стратиграфию рудоносных толщ, генетические типы отложений, к которым приурочены рудные залежи, даю литологическую и минералогическую характеристику различных типов руд, освещаю некоторые специальные вопросы, например, о косо́й слоистости железных руд, о происхождении содержащегося в них терригенного материала, о характере фоссилизации заключенных в них древесных остатков и т. д., а в конце работы делаю попытку восстановить некоторые элементы физико-географической и физико-химической обстановки формирования руд.

Все приведенные в работе механические анализы выполнены в Отделе петрографии осадочных пород ГИН АН СССР сотрудниками лаборатории механического анализа.

Химические анализы руд месторождений Чокусинской синклинали производились в первые годы работы самим автором, а позднее Т. А. Маломаховой и О. В. Урановой в том же Отделе петрографии осадочных пород. Многочисленные анализы руд трех участков месторождения Кокбулак и выделенных из них минералов были сделаны в лаборатории Отдела сравнительной литологии ГИН АН СССР, при консультации Э. С. Залманзон, главным образом Е. С. Шишовой, а также и другими сотрудниками. Термограммы и кривые обезвоживания были получены в термической лаборатории того же отдела Д. А. Виталь. Рентгенограммы минералов из руд Приаралья были сделаны С. И. Берхин (Отдел петрографии осадочных пород ГИН), а электронные микрофотографии — в лаборатории Г. С. Грицаенко (Отдел минералогии и геохимии ИГЕМ АН СССР).

В течение трех последних лет работы мне помогала старший лаборант Л. А. Игнатъева, которой были произведены: выделение для анализов некоторых рудных минералов, определение иммерсионным методом и подсчет обломочных минералов в безрудных породах различных свит тургайской серии и другие вспомогательные работы.

При характеристике климата среднего и верхнего олигоцена в Приаралье мною были широко использованы спорово-пыльцевые исследования Е. Д. Заклинской.

Всем указанным лицам я выражаю глубокую благодарность за помощь в работе.

---

## I. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ПРИАРАЛЬЯ

Существование на северных берегах Аральского моря выходов «железистого оолита» было установлено еще в первой половине прошлого века известным русским естествоиспытателем и путешественником профессором Казанского университета Э. А. Эверсманном (1840, Evermann, 1823). Впрочем, Э. А. Эверсманн, дважды побывавший в Приаралье (в 1820 и 1825 гг.), ни в одной из своих работ не указывает точек, где он наблюдал оолитовые железняки, и не приводит никаких данных относительно их мощности и положения в разрезе.

Много десятилетий спустя Л. С. Берг в своей монографии об Аральском море (1908) подробно описал гору Кара-сандык на северном берегу залива Перовского и указал, что плоская вершина этой горы сложена линзой оолитового бурого железняка мощностью до 2 м, а в 20 м ниже по разрезу залегает второй слой более плотного бурого железняка, образующий на склонах горы структурную террасу. Л. С. Берг приводит ряд хороших фотографий горы Кара-сандык и ее окрестностей.

Несмотря на столь давние указания и большое количество проводившихся в Приаралье геологических исследований, существование здесь промышленных залежей железных руд было установлено лишь в 1938 г. А. Л. Яншиным, изучавшим Северное Приаралье по заданию Института геологических наук Академии наук СССР. В указанном году им были открыты месторождение Кутан-булак в 25 км к юго-западу от ст. Саксaulьская, месторождение Кара-сандык в обрывах северного берега залива Перовского, к востоку от одноименной горы, описанной Л. С. Бергом, месторождение Ак-чоко в 3 км западнее предыдущего и более мелкие залежи на северных берегах заливов Паскевича и Тше-бас. В 1939 г. им же было открыто месторождение Талды-эспе у восточного края песков Малые Барсуки, близ их южного конца (Яншин, 1940<sub>2</sub>). Описание естественных выходов руд в пределах перечисленных месторождений дано А. Л. Яншиным в неопубликованном отчете «Геология и полезные ископаемые Северного Приаралья». Краткие сведения о рудах Приаралья, имеющиеся в статьях и монографии Н. М. Страхова (1940<sub>1,2</sub>, 1947) и в статьях К. И. Сатпаева (1941, 1945), основываются на материалах этого отчета.

Осенью 1944 г. ближайшее к железной дороге месторождение Кутан-булак начало разведывать Западно-Казахстанское геологическое управление Министерства геологии СССР. В 1945 и 1946 гг. это управление, параллельно с разведкой Кутан-булака (С. Л. Спиринов), производило поисковые работы в прилегающем районе (Д. П. Словягин<sup>3</sup> и П. П. Сударев). В результате поисковых работ были открыты два новых

небольших месторождения железных руд — Джангиз-тюбе и Бирде-куль. В 1947 г. была закончена разведка Кутан-булака, произведены небольшие буровые работы на месторождениях Бирде-куль, Кара-сандык и Джангиз-тюбе и начата разведка месторождения Талды-эспе продолжавшаяся до 1 апреля 1951 г.

Все поименованные выше месторождения образуют, грубо говоря, одну меридиональную полосу, протянувшуюся от берегов залива Перовского на юге до отрезка Оренбургской ж. д. между станциями Карачокат и Чокусу на севере. В тектоническом отношении все они приурочены к единому полю распространения континентальных олигоценовых отложений в осевой части Чокусинской синклинали. На крыльях ее выходят более древние породы различных свит морского палеогена.

К 1948 г. вся площадь распространения континентальных третичных отложений Чокусинской синклинали была покрыта детальной геологической съемкой, сопровождавшейся поисковыми буровыми работами. Разведка месторождения Талды-эспе еще продолжалась, но было очевидно, что новые сколько-нибудь крупные железорудные залежи в пределах Чокусинской синклинали уже не будут обнаружены. Для общей оценки Северного Приаралья как сырьевой базы черной металлургии было важно выяснить возможность открытия промышленных железорудных месторождений в соседних с Чокусинской синклиналях, где также сохранились большие площади развития пресноводных и солоноватоводных отложений среднего и верхнего олигодена. С этой целью мною совместно с А. Л. Яншиным в сентябре 1948 г. был сделан маршрут через южные, прилегающие к Аральскому морю части Джиланской и Тугузской синклиналей, которые расположены к западу от Чокусинской. Нами было установлено широкое развитие на этой территории кутанбулакской свиты и в ее отложениях обнаружены многочисленные мелкие месторождения и отдельные выходы песчанистых разностей оолитовых железных руд. Докладная записка с описанием результатов маршрута и определенными рекомендациями в отношении проведения поисковых работ была сдана руководству Западно-Казахстанского геологического управления и в его фонды.

На рекомендованной нами площади в 1949 г. были поставлены съемочно-поисковые работы. Во время этих работ в октябре 1949 г. П. П. Сударевым и Д. Н. Архангельским в овраге Тай-сай, правом притоке ручья Кок-булак, были открыты залежи руды более высокого качества, чем в других выходах этого района. Эти залежи были названы месторождением Кок-булак. С 1950 г. началась его разведка, продолжавшаяся до 1954 г. За годы разведки выяснилось, что выходы по оврагу Тас-сай представляют собой лишь небольшую часть сложно построенной полосы рудных залежей месторождения, которая протягивается с северо-северо-запада на юго-юго-восток свыше чем на 40 км.

Главным автором сводных отчетов о разведке месторождения Кокбулак является П. П. Сударев.

В летние сезоны 1952 и 1953 гг. Кокбулакская партия выделяла поисковый отряд (Е. И. Дмитриев), который производил геологическую съемку и поисковое бурение в следующей на запад Челкарской синклинали, на участке развития континентальных олигоценовых отложений от большого соленого озера Кашкар-ата на юго-востоке до чинков Чаграйского плато на северо-западе.

## II. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

История изучения геологии Северного Приаралья до 1951 г. включительно подробно изложена в работе А. Л. Яншина (1953) и потому останавливаться на ней я не буду. За последние годы в «Трудах Всесоюзного научно-исследовательского геологического института» (ВСЕГЕИ) были опубликованы две новые весьма содержательные работы, в которых рассматриваются общие вопросы геологии Приаралья и соседней территории Тургайской впадины. Одна из них посвящена описанию разрезов и фауны чеганской свиты морского палеогена (Овечкин, 1954), а другая — геологии юго-западной части Тургайской впадины, непосредственно примыкающей с севера к району моих работ (Бойцова и др., 1955). В 1953 и 1955 гг. в «Трудах Всесоюзного нефтяного научно-исследовательского геологоразведочного института» (ВНИГРИ) появились работы А. П. Ильиной, в которых даны описание и анализ возраста фауны моллюсков чеганской свиты из северных обрывов Устюрта и с северо-западных берегов Аральского моря. Наконец в 1955 г. опубликован автореферат диссертации Т. П. Бондаревой, посвященный изучению фауны фораминифер чеганской свиты.

Все эти работы не имеют прямого отношения к теме моего исследования и поэтому подробно не разбираются, однако они были учтены при составлении глав, так или иначе касающихся общих вопросов геологии Северного Приаралья.

Историю геологического развития территории Северного Приаралья в общих чертах можно представить себе следующим образом.

В палеозойскую эру Северное Приаралье входило в состав обширной Урало-Тяньшаньской геосинклинальной области. В конце палеозоя здесь произошла складчатость и образовалась горная страна, которая размывалась в продолжении пермского и триасового периодов. С юрского периода начались опускания территории Приаралья. Они привели к накоплению поверх складчатого палеозойского фундамента довольно мощной толщи юрских, меловых и третичных осадков. В серии этих осадков существуют перерывы как местного, так и регионального значения. Они свидетельствуют об эпохах поднятий и деятельности эрозионных агентов. С конца миоцена поднятие стало ведущим процессом в тектонической жизни Северного Приаралья, начался размыв отложившихся ранее толщ и формирование современного рельефа, в создании которого, кроме эрозии, большую роль играла деятельность ветра.

Мезозойские и третичные отложения Северного Приаралья залегают

не горизонтально — они образуют серию пологих антиклиналей и синклиналей меридионального простирания.

Палеозойское складчатое основание на большей части территории Северного Приаралья лежит глубоко. Скважины в Челкаре, глубиною 455 м, и на станции Саксаульская, глубиною 506 м, не достигли его и были остановлены бурением в меловых отложениях. Судя по данным сейсморазведки, в осевой части наиболее крупной Челкарской синклинали близ ст. Улпан палеозой лежит на глубине около 1350 м от современной поверхности. Однако на антиклинальных поднятиях, где мощности всех горизонтов меловых и третичных отложений сильно сокращены, палеозойские отложения значительно приближаются к поверхности. В своде Тасаранской антиклинали в 35—40 км к юго-западу от г. Иргиза они даже выходят на поверхность, образуя мелкосопочник Джибынын-тау, вершины которого окружены и разделены спокойно залегающими осадками морского палеогена.

По наблюдениям В. А. Вахрамеева и А. Л. Яншина (1941), здесь выходит свита кристаллических сланцев, пересеченных многочисленными кварцевыми жилами, и более молодая свита лав, туфов и туфобрекчий порфиритового состава. Интересно отметить, что палеозойские отложения выходят не в месте максимального воздымания оси Тасаранской антиклинали. Последнее расположено значительно южнее, близ линии железной дороги, и отмечено выходами в ядре антиклинали не палеозойских, а континентальных меловых отложений. Следовательно, поверхность палеозоя имеет сложный эрозионный рельеф, погребенный осадками мела и палеогена.

Доказательства существования резко речлененного погребенного эрозионного рельефа поверхности палеозоя в других пунктах периферии Мугоджар приводятся в статье Р. Г. Гарецкого (1955).

В тектонических и эрозионных депрессиях поверхности палеозоя во многих местах Северного Приаралья развиты, по-видимому, угленосные осадки юрской системы. Они нигде не выходят на поверхность и до последнего времени не были известны, но в 1952 г. были обнаружены при бурении на юге Берчогурской синклинали, а в 1953 г. — при бурении на правом берегу нижнего течения р. Сыр-дарьи. Везде в Северном Приаралье юрские отложения залегают на значительных глубинах, превышающих 300 м.

Меловые отложения развиты в Северном Приаралье уже в виде сплошного покрова и достигают большой мощности — нескольких сотен метров. Они выходят на поверхность у подножья Мугоджар, в своде Чушкакульской антиклинали, в ядре Джаксыбуташской брахиантиклинали, на полуострове Куланды и островах Аральского моря, в ядре Тасаранской антиклинали к югу от линии железной дороги и на р. Сыр-дарье выше Казалинска. Кроме того, они пересечены на большую или меньшую глубину скважинами, бурившимися на южном продолжении Берчогурской синклинали Мугоджар, а также скважинами на станциях Каульджур, Челкар, Саксаульская и Аральское море.

Нижнемеловые отложения в Приаралье почти везде континентальные. Это различные пески и глины, в отдельных горизонтах пестроцветные. По литологическому характеру и остаткам флоры в них выделяется несколько свит, относящихся к неокому и альбу. Следы кратковременных морских ингрессий обнаружены при бурении в среднеальбских отложениях полуострова Куланды и низовьев р. Сыр-дарьи. С начала верхнего мела Северное Приаралье стало медленно погружаться под уровень моря, наступавшего с юго-запада. Почти полный разрез морских осадков верхнего мела от сеномана до маастрихта имеется только в южной части Чушкакульской антиклинали и на полуострове Куланды. Севернее и вос-

точнее накопление континентальных песков и глин, частью пестроцветных (в туроне), продолжалось вплоть до кампанского века. Только во второй половине этого века море залило всю территорию Приаралья и через Тургайскую низменность соединилось с морем Западной Сибири. Этот же пролив существовал и в маастрихте, когда повсеместно отлагались мергелистые или мелоподобные осадки.

В сеноман-туроне, т. е. в эпоху отложения аятских железных руд (Безруков, 1934; Ренгартен, 1944, 1951), никакой связи между южными и западно-сибирскими бассейнами через Арало-Тургайскую низменность еще не было и на большей части территории Северного Приаралья отлагались осадки чисто континентального генезиса. Следовательно, условия для возникновения железорудных месторождений аятского типа здесь были неблагоприятны и ожидать открытия таких месторождений в разрезе Северного Приаралья нельзя.

После отложения маастрихтских мелоподобных мергелей море ушло из Северного Приаралья и здесь наступили континентальные условия, существовавшие на большей части территории до начала среднего эоцена<sup>1</sup>. В среднем эоцене (местами, может быть, несколько раньше) вся Арало-Тургайская низменность снова погрузилась под уровень моря и на ее территории началось отложение преимущественно глинистой толщи морского палеогена. По фауне и по особенностям литологического состава в этой толще выделяют три свиты: тасаранскую, саксаульскую и чеганскую. Первая из них относится к среднему и низам верхнего эоцена, вторая отвечает верхней половине верхнего эоцена, а последняя — нижнему олигоцену<sup>2</sup>. Низам тасаранской свиты подчинены нуммулитовые известняки мыса Изенды-арал на полуострове Куланды и мыса Ак-тумсук на западном берегу Аральского моря. Общая мощность морских палеогеновых отложений в синклиналих достигает 360 м (Челкар) и даже 430 м (урочище Донгуз-тау у северного подножья Устюрта), но на антиклиналях она сокращается местами до 100—120 м.

В конце нижнего олигоцена море отступило из Приаралья на юг и осадки предшествующих эпох подверглись глубокому эрозионному размыву, однако вскоре этот размыв сменился накоплением своеобразных пресноводных и солоноватоводных осадков, известных под наименованием тургайской серии. Для нашей работы эта серия представляет особый интерес, потому что именно к ее отложениям приурочены месторождения описываемых железных руд. Поэтому в дальнейших главах тургайская серия будет описана более подробно, а сейчас необходимо отметить, что в последнее время она разбита на несколько свит, совокупность которых по возрасту соответствует среднему и верхнему олигоцену. Строение, состав пород и мощность тургайской серии очень непостоянны. Это зависит от сложной палеогеографической и тектонической обстановки ее образования. В некоторых местах суммарная мощность осадков тургайской серии достигает 130—140 м (северный берег залива Перовского);

<sup>1</sup> Е. П. Бойцова, Е. А. Мазина, Е. М. Михайлов и Н. К. Овечкин (1955, стр. 75—77) отмечают, что в некоторых скважинах, пройденных в юго-западной части Тургайской впадины, между маастрихтом и достоверным средним эоценом залегают темные темно-серые глауконитово-кварцевые песчаники и алевролиты, переслоенные темно-серыми окремненными глинами, мощностью до 31,40 м. Учитывая находки окатанных морских ежей и теребратул датского типа в базальном галечнике палеогена на горе Тасаран (где средний эоцен лежит прямо на маастрихте), они считают возможным приписывать указанным породам датский возраст. Достоверным это мнение пока считаться не может. Не исключена возможность, что породы, о которых идет речь, принадлежат уже палеогену, может быть, даже низам тасаранской свиты среднего эоцена, в которой мне приходилось наблюдать литологически очень близкие отложения.

<sup>2</sup> Существующие споры о возрасте чеганской свиты будут изложены ниже — при рассмотрении вопроса о возрасте рудоносных слоев.

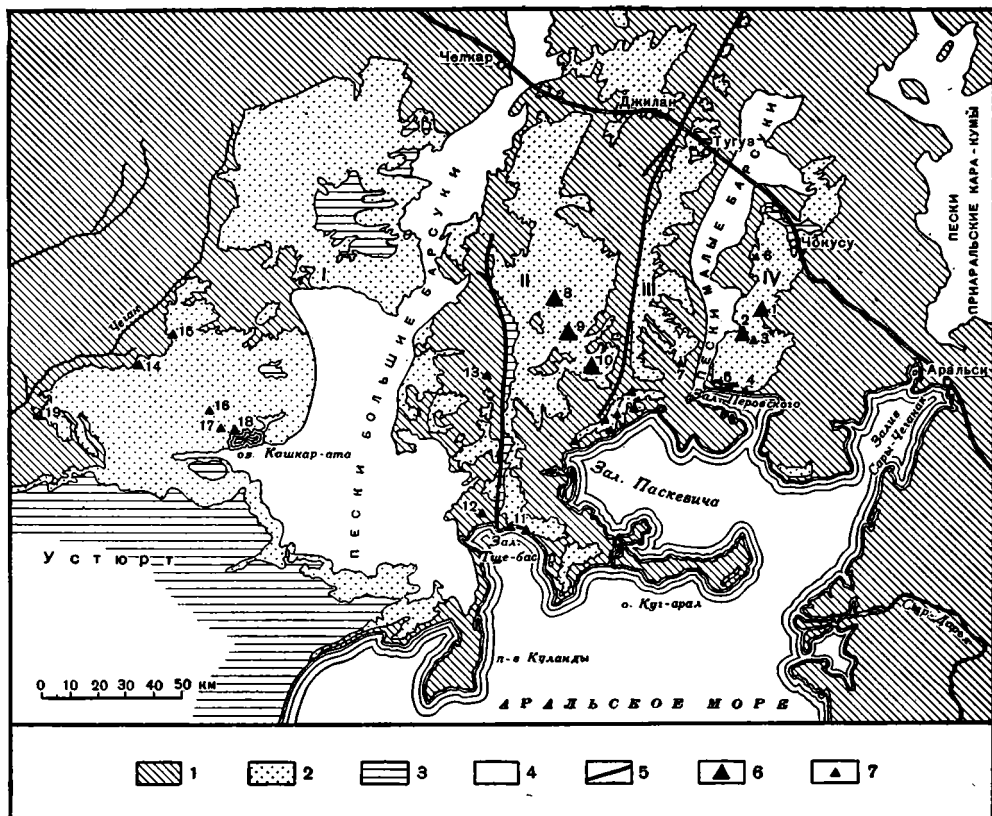


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Северного Приаралья с указанием размещения среднеолигоценовых железорудных месторождений.

1 — породы более древние, чем тургайская серия (мел и морской палеоген); 2 — тургайская серия (средний и верхний олигоцен); 3 — породы более молодые, чем тургайская серия (миоцен); 4 — площади волочных песков четвертичного возраста; 5 — разломы; 6 — разведанные месторождения железных руд; 7 — мелние и неразведанные месторождения железных руд.

Значение римских цифр на карте: I — Челнарская синклинали, II — Джилаиская синклинали, III — Тугузская синклинали, IV — Чокусинская синклинали.

Значение арабских цифр на карте: 1 — Кутан-булак; 2 — Талды-эспе; 3 — Бирде-куль; 4 — Карасандык; 5 — Ак-чоку; 6 — Джангиз-тюбе; 7 — мелние выходы руд к северу от берегов залива Паскевича; 8 — Северный участок Кон-булана; 9 — Центральный участок Кон-булана; 10 — Южный участок Кон-булана; 11 — Тамчма-булак и соседние выходы на северном берегу залива Тше-бас; 12 — Уш-чоку; 13 — Джаксы-буташ; 14 — Кенкоус; 15 — Шолак-казган; 16 — Киядерли I; 17 — Киядерли II; 18 — Кашкар-ата; 19 — Чаграй

зато в других разрезах от нее остается лишь какая-нибудь одна свита с мощностью пород всего в несколько метров.

Выше тургайской серии, везде отделяясь от нее границей размыва, лежит свита солонатоводных осадков, которые резко отличаются от подстилающих пород своей карбонатностью. Это серо-зеленые мергелистые глины, мергели и известняки, заключающие скопления створок *Corbula helmersenii* Mikhaïl. Они выделяются чаще всего под названием аральской свиты и по возрасту, по мнению большинства геологов, относятся к нижнему миоцену и низам среднего миоцена. Слои аральской свиты сохранились в Северном Приаралье лишь в небольшом количестве мест, преимущественно в синклиналиях. Их мощность обычно не превы-

шает 25—30 м и только в береговых обрывах северо-западного угла Аральского моря увеличивается до 90—100 м.

Более молодые слои среднего и верхнего миоцена слагают прилегающую к Северному Приаралю часть Устюрта, но за его пределы не распространяются.

Озерные осадки плиоцена известны на р. Чит-Иргиз на восточном склоне Мугуджар. Они залегают в виде выполнения озеровидных расширений современных речных долин, что свидетельствует о существовании последних уже в плиоценовое время.

Четвертичные отложения Приаралья довольно разнообразны и еще недостаточно изучены. На берегах Аральского моря они представлены древней террасой этого внутреннего бассейна, а к северу от них отложениями речных русел и разливов, осадками пресных и соленых озер и крупными массивами эоловых песков, которые образовались за счет развевания отчасти древнего аллювия, а отчасти различных песчаных пород нижнетретичного возраста.

До конца 30-х годов нашего века существовало мнение, что все третичные отложения Северного Приаралья залегают горизонтально. Это мнение ошибочно. Работами отрядов Института геологических наук АН СССР (1937—1939 гг.) было выяснено, что меловые и третичные отложения Северного Приаралья образуют серию меридионально вытянутых пологих антиклиналей и синклиналей, причем многие из антиклиналей осложнены вдоль свода круто падающими разломами большой амплитуды, по которым одно их крыло надвинуто на другое (Яншин, 1939, 1940<sub>1</sub>). Дислокации Северного Приаралья по своему типу принадлежат к унаследованным (Яншин, 1948, 1951, 1953). Они развивались медленно, что сказывалось в распределении фаций и мощностей осадков.

Отложения тургайской серии, к осадкам которой приурочены железные руды Приаралья, имеют полное развитие и хорошо сохранились только в синклиналях, причем в различных синклиналях их строение и литологические особенности различны. На антиклиналях же слои тургайской серии или размыты совсем, или сохранились маленькими островками, в которых имеют резко сокращенную мощность.

Таким образом, рудоносные площади строго соответствуют определенным синклиналям. Кутан-булак, Талды-эспе и другие месторождения, которые разведывались с 1944 по 1951 г., находятся в пределах Чокусинской синклинали. В 1949 г. обнаружена и в 1950 г. начала разведываться новая, Кок-булакская группа месторождений, которая образует совершенно изолированную от первой полосу в пределах другой синклинали — Джиланской. В промежуточной между ними Тугузской синклинали и в более западной Челкарской синклинали обнаружены лишь мелкие месторождения железных руд, которые пока не подвергались разведке.

Расположение основных структурных элементов Северного Приаралья и связь с ними площадей распространения тургайской серии показаны на рис. 1.

Разрез через Северное Приаралье вдоль линии железной дороги, который хорошо передает характер развитых здесь дислокаций, опубликован в статье А. Л. Яншина (1948).



### III. СТРАТИГРАФИЯ И ЛИТОЛОГИЯ ТУРГАЙСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

#### 1. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ СТРАТИГРАФИИ ТУРГАЙСКОЙ СЕРИИ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

На мощной толще морских, преимущественно глинистых осадков палеогена в Северном Приаралье лежит очень непостоянный по составу и по деталям строения комплекс пресноводных и солоноватоводных осадков, который до недавнего времени рассматривался как единый стратиграфический горизонт. Найденные в нем еще в середине прошлого столетия остатки флоры были описаны О. Геером (Heeg, 1858), который позднее (Heeg, 1859) указал, что в видовом отношении они тождественны аквитанской флоре Соцки и Загоры (на западе современной Югославии). Обработка И. В. Палибиным (1904, 1906) новых сборов флоры, произведенных в разных местах Приаралья в начале нашего века Л. С. Бергом, В. А. Дубяньским, Н. Н. Тихоновичем и другими лицами, подтвердила мнение О. Геера о близости ее аквитанским флорам Западной Европы. Поэтому в большинстве дореволюционных геологических работ флороносные, преимущественно песчаные слои, лежащие в Приаралье над морским палеогеном, относились к аквитанскому ярусу.

В 1930 г. А. Н. Криштофович (1930<sub>1,2</sub>) впервые опубликовал свои выводы о постепенной миграции широколиственной лесной «тургайской» флоры с севера Азии на юго-запад — в Европу и в связи с этим высказал мнение о невозможности сопоставления по возрасту гомотоксальных флор Приаралья и Югославии. «Век нашей киргизской флоры,— писал он,— соответствует периоду времени с конца эоцена до начала миоцена» (Криштофович, 1930<sub>2</sub>, стр. 248—249).

На основании таких выводов А. Н. Криштофовича О. С. Вялов в 1934 г. рекомендовал отказаться от наименования флороносных слоев Приаралья «аквитаном» и предложил для них новое название — «тургайская серия». По возрасту О. С. Вялов отнес тургайскую серию к верхнему олигоцену, допустив, что она может охватывать и низы миоцена.

Первая попытка расчленения тургайской серии на свиты была сделана в 1937 г. Л. Б. Рухиным. Нижнюю, более тонкозернистую часть тех пород, которые старыми авторами описывались под названием аквитана, а О. С. Вяловым были включены в тургайскую серию, Л. Б. Рухин выделил под наименованием «чиликских слоев», условно приписав им среднеолигоценый возраст. Верхнюю, более грубую по материалу часть того же комплекса он описал под названием «тургайской свиты», отнеся ее к верхнему олигоцену.

А. Л. Яншиным (1940<sub>1</sub>), на основании работ 1937 г. в северо-западном Приаралье, тургайская серия также была разделена на два горизонта, причем было отмечено, что «нижний горизонт, получивший полевое название слюдяной свиты, в дальнейшем, вероятно, будет подразделен на ряд свит» (стр. 71).

Действительно, уже в 1938 и 1939 гг. А. Л. Яншиным было выяснено, что в наиболее полных разрезах тургайская серия О. С. Вялова делится на четыре свиты, различные по составу пород и разделенные ясными следами размыва (Яншин, 1949<sub>2</sub>). Наиболее молодая из этих свит соответствует тургайской свите Л. Б. Рухина. Выделенные этим автором чиликские слои оказались сложным комплексом. В основном они соответствуют второй снизу свите тургайской серии в схеме А. Л. Яншина. Однако несомненно, что к этим же слоям Л. Б. Рухин относил породы первой и третьей свит, которые отличаются своеобразными особенностями, указанными ниже.

В. А. Вахрамеев (1941) описал все четыре свиты тургайской серии, выяснил границы их распространения и общий характер их фацальной изменчивости. Рассмотрев все существовавшие к тому времени данные, он пришел к выводу, что тургайская серия в целом соответствует среднему и верхнему олигоцену и что возраст отдельных ее свит точнее установлен быть не может.

В 1949 г. В. А. Вахрамеевым и мною были опубликованы статьи, посвященные выяснению стратиграфии тургайской серии Северного Приаралья и прилегающих районов. Данные этих статей использованы в дальнейшем изложении. Возраст свит тургайской серии мы определили одинаково. Две нижние свиты мы отнесли к среднему олигоцену, а две верхние к верхнему олигоцену.

В отчетах о поисковых и разведочных работах породы тургайской серии обычно описываются под рубрикой: «верхне- и среднеолигоценные отложения».

До 1949 г. свиты тургайской серии не имели собственных названий. Их называли первой, второй, третьей и четвертой, начиная снизу. Такая система наименований очень неудобна. Во-первых, она требует постоянных указаний на то, откуда, сверху или снизу, ведется счет свит. Во-вторых, по смыслу своему она подходит только для ограниченных участков Северного Приаралья, где тургайская серия развита наиболее полно. Далеко не везде в ее разрезе наблюдаются все четыре свиты. На больших площадях, например к северу от широты ст. Челкар, первая и третья свиты совершенно отсутствуют. Следовательно, здесь для большого района вторая серия будет являться по существу первой, а четвертая — второй снизу. Все это могло привести к ошибкам в наименовании и сопоставлении свит при дальнейших геологических работах в Северном Приаралье.

Нижнюю свиту тургайской серии во многих отчетах называли еще «железородной». Этот термин тоже не вполне подходящ, так как железные руды не везде встречаются в этой свите и приурочены лишь к определенным районам ее развития, а с другой стороны, залежи их имеются местами и в более высоких свитах.

Таким образом, во избежание путаницы при дальнейших работах, свитам тургайской серии должны быть даны собственные названия, не связанные с их положением в разрезе или с особенностями их литологии, а происходящие от названий географических пунктов их типичного развития.

В настоящее время именно такой способ наименования свит узаконен решениями специального совещания по стратиграфической номенклатуре (Стратиграфические и геохронологические подразделения, 1954; Стратиграфическая классификация и терминология, 1956).

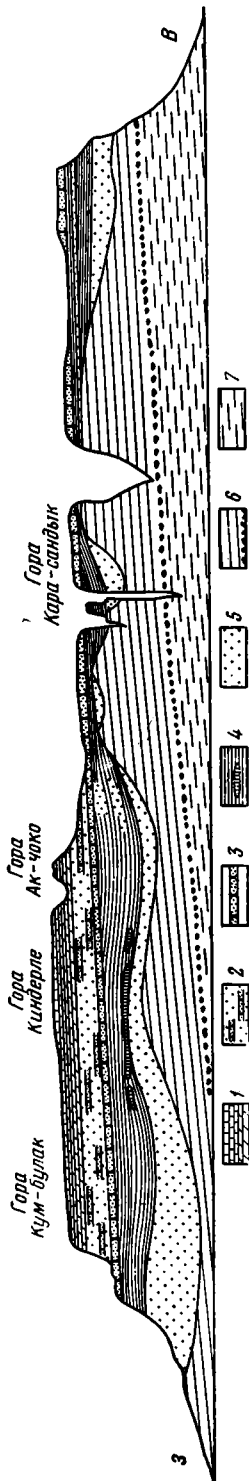


Рис. 2. Схематический геологический разрез вдоль северного берега залива Перовского. Соотношение масштабов 1 : 20.

1 — отложения аральской свиты нижнего миоцена; 2 — пески и песчанки чаргайской свиты тургайской серии; 3 — глинистые пески и песчанки днаг-сыпчанской свиты тургайской серии; 4 — глина и другие породы чилитинской свиты тургайской серии с прослоем ракушняка близ ее основания в западной части разреза; 5 — пески, алевролит, глины и железные руды кутанбулакской свиты тургайской серии; 6 — глина чеганской свиты морского палеогена с известняками фосфорита в основании; 7 — песчанистые глины сансаульской свиты морского палеогена

В статье «Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья», опубликованной в 1949 г., я предложила для первой снизу свиты тургайской серии название кутанбулакской, по имени месторождения железных руд Кутанбулак, где она наиболее типично развита. На этом месторождении имеются хорошо изученные разрезы различных генетических типов ее отложений, а породы более молодых свит тургайской серии отсутствуют.

Кутанбулакская свита распространена на значительно меньшей площади, чем более высокие горизонты тургайской серии. В Северном Приаралье она более или менее широко развита только к югу от параллели ст. Челкар, но и здесь встречается не повсеместно, а лишь в виде отдельных пятен и полос, приуроченных к понижениям древнего рельефа поверхности морского палеогена и обрешанных современной эрозией. Характер залегания свиты хорошо виден в сплошных многокилометровых обрывах северных берегов заливов Перовского (рис. 2), Паскевича и Тще-бас, а также в обрывах плато Сары-булак близ ст. Чокусу.

Породы кутанбулакской свиты разнообразны по своему происхождению и составу. Они принадлежат различным генетическим типам осадков, которые нередко граничат друг с другом по поверхностям внутрiformационного размыва. В некоторых наиболее полных разрезах кутанбулакской свиты можно выделить несколько местных горизонтов, которые настолько резко обособлены один от другого, что каждому из них хочется придать значение самостоятельной свиты. Однако картирование показывает, что все эти местные горизонты не выдерживаются по протяжению на сколько-нибудь значительном пространстве.

Общим для всех пород кутанбулакской свиты является то, что они выполняют более или менее обширные древние эрозионные депрессии в поверхности глин морского палео-

гена и отсутствуют на выступах этого древнего рельефа. Выше их всегда прослеживается характерный и очень выдержанный горизонт ленточных шоколадных глин более молодой чиликтинской свиты тургайской серии.

При осмотре обрывистых и потому хорошо обнаженных северных берегов Аральского моря создается впечатление, что наиболее распространенным типом пород кутанбулакской свиты являются грязно-белые плотные глинистые алевроиты и алевроитовые глины.

Эти породы никогда не обнаруживают косої слоистости. Они залегают горизонтальными слоями мощностью от 2 до 5, максимум до 10 см, с менее отчетливой тонкой слоистостью внутри каждого слоя, обусловленной чередованием прослоев несколько различного механического состава, а также расположением чешуек слюды и мелкого углистого растительного детрита. Наблюдающиеся местами наклоны слоистости не превышают 2—3°. Они строго соответствуют по направлению наклонам поверхности морского палеогена, т. е. дна бассейнов, в которых происходило накопление осадков. В глинисто-алевроитовых породах кутанбулакской свиты не наблюдаются внутрiformационные размывы и срезания одними прослоями других. Отдельные их слойки с очень выдержанной мощностью в 2—3 см легко прослеживаются в обнажениях на расстоянии, превышающее 300 м.

Механические анализы описываемых пород приведены в табл. 1, из которой видно, что это преимущественно глины, содержащие постоянную и местами значительную примесь алевроита, реже — глинистые алевроиты. Примесь песчаных зерен в них очень невелика. Она не превышает 11,81%, а в среднем составляет для района месторождения Талды-эспе 3,33%, а для района месторождения Кара-сандык всего 1,62%.

Алевроитово-глинистые породы описываемого типа часто обнаруживают слабую карбонатность, возрастающую в наиболее глинистых разностях до 4—5% CaCO<sub>3</sub>.

В свежих разрезах этих пород довольно часто встречаются округлые стяжения марказита диаметром до 2,5 см. На выветрелых участках склонов они заменяются железистыми примазками и розетками кристаллов гипса.

В основании алевроитовых глин на неровной поверхности глин морского палеогена иногда наблюдается небольшой слой брекчии из кусков полуокисленного сидерита и обломков мергеля, сцементированных слюдистой глинисто-алевроитовой массой.

Мощность пород описанного типа на северных берегах залива Перовского и залива Тше-бас, где они наиболее типично развиты, достигает 30—40 м.

Характер слоистости и особенности литологического состава этих пород (отсутствие песчаных прослоев, присутствие марказита и углистого детрита) говорят об образовании их на дне спокойных и постоянных водоемов озерного типа с достаточно устойчивым гидродинамическим режимом.

Описанные грязно-белые глинисто-алевроитовые породы являются, однако, не единственным литологическим типом пород кутанбулакской свиты, отложившихся в озерных условиях. Иногда, не меняя своей текстуры и горизонтальной слоистости, белые алевроитовые глины обогащаются органическим веществом и переходят в коричневатые или лиловатые разности, которые обычно при выветривании раскалываются на очень тонкие пластинки, пересыпанные на плоскостях слоистости слюдой и растительным детритом. Такие алевроитовые глины развиты, например, в кровле рудного горизонта на большей части площади месторождения Талды-эспе.

При разведке Западного участка месторождения Кутан-булак ниже

**Механический состав (в %) глинисто-алевроитовых пород озерного происхождения (кутанбулакская свита)**

Место взятия образца	Фракции в мм							Выход тяжелой фракции в %
	> 1	1,0— 0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,1	0,1— 0,05	0,05— 0,01	< 0,01	
<b>А. Месторождение Талды-эспе</b>								
1. Шурф 27, надрудная алевроитовая глина . . . . .	—	—	0,03	0,17	1,18	23,26	75,36	1,54
2. Шурф 63, слой 3, надрудная алевроитовая глина . . . . .	—	—	0,16	6,29	7,34	22,73	63,48	1,66
3. Шурф 194, слой 6, подрудная алевроитовая глина . . . . .	—	—	—	0,83	12,19	28,57	58,41	0,53
4. Шурф 210, надрудная алевроитовая глина . . . . .	—	0,05	0,06	1,96	15,42	22,28	60,23	—
5. Шурф 210, слой 5, глина, подстилающая слой с оолитами . . . . .	—	0,30	0,28	1,08	0,64	8,41	89,29	—
6. Шурф 252, слой 2, надрудная алевроитовая глина . . . . .	—	—	0,01	0,25	0,25	11,36	88,13	0,84
7. Скважина 305, глина, подстилающая руду . . . . .	0,19	0,25	0,37	11,00	5,84	11,90	70,45	—
Среднее по месторождению Талды-эспе . . . . .	0,03	0,08	0,13	3,09	6,12	18,36	72,19	1,14
<b>Б. Месторождение Кара-сандык</b>								
1. Второй мыс, междурядная глина	—	Следы	0,01	0,27	3,15	18,61	77,96	3,86
2. Второй мыс, подрудный белый алевроит . . . . .	0,11	0,30	0,37	1,55	43,38	26,90	27,39	0,41
3. Второй мыс, слой 18, глинистый алевроит . . . . .	—	0,31	0,29	2,67	20,97	28,31	47,45	6,15
4. Надрудная алевроитовая глина	—	—	0,02	0,81	9,73	27,62	61,82	0,27
5. Алевроитовая глина из зоны выклинивания руды . . . . .	—	0,08	0,08	1,21	4,34	26,02	68,27	0,40
Среднее по месторождению Кара-сандык . . . . .	0,02	0,15	0,15	1,30	16,31	25,49	56,58	2,22

рудноносной пачки были встречены горизонтально-слоистые слабоалевроитистые лилово-серые глины, заключающие один горизонтальный прослой чистого белого алевроита мощностью от 0,35 до 0,50 м. Эти породы, по-видимому, также могли образоваться только в озерных условиях, хотя залегают они в ясно выраженной впадине древнего рельефа. В пределах разведанного участка по выработкам можно проследить их приклонение к глинам чеганской свиты морского палеогена по плоскости, наклоненной на северо-запад под углом, достигающим 3°20'.

При разведке месторождения Талды-эспе скважины ниже рудного горизонта входили в однородные горизонтально-слоистые белые слюдистые песчанистые алевроиты, а под ними в темные зеленовато-серые пластичные глины. Эти глины сначала были отнесены к чеганской свите морского палеогена. Однако позднее выяснилось, что они содержат тонкие горизонтальные прослойки ожелезненного слюдистого алевроита (это не свойственно глинам чеганской свиты) и в свою очередь подстилаются свет-

дыми алевритами, имея полную мощность около 8—10 м. Следовательно, указанная пачка зеленых глин лежит внутри кутанбулакской свиты.

Таким образом, в составе кутанбулакской свиты, по крайней мере в южных, приморских районах Северного Приаралья, имеют распространение горизонтально-слоистые глины и глинистые алевриты, отложение которых происходило в каких-то постоянных спокойных водоемах озерного типа.

Однако в тех же берегах заливов Перовского и Тще-бас можно ознакомиться с другим генетическим типом отложений кутанбулакской свиты. На северо-восточном берегу залива Тще-бас, близ родника Тамчма-булак, внутри белых горизонтально-слоистых алевритовых глин описанного выше типа залегают две линзы отложений совершенно другого характера. Это плохо отсортированные железистые пески, песчаники и песчанистые оолитовые железняки, косослоистые, залегающие наклонными, срезающими друг друга пакетами, с весьма различной последовательностью пород в разных частях линз. Каждая из линз руслообразно врезана в белые алевритовые глины и по горизонтальной плоскости перекрывается такими же алевритовыми глинами (рис. 3).

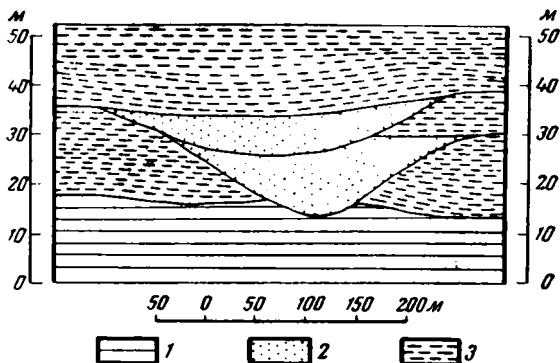


Рис. 3. Характер залегания рудоносных линз кутанбулакской свиты среди глинисто-алевритовых пород той же свиты на северном берегу залива Тще-бас.

1 — глины чеганской свиты морского палеогена; 2 — пески, железистые песчаники и железные руды кутанбулакской свиты; 3 — белые алевритовые глины той же свиты

Характер залегания и состав описанных пород не оставляют сомнений в том, что они представляют собою речные выполнения русел, врезанных в белые алевритовые глины в моменты понижения уровня и отступления береговой линии озерного бассейна, в котором эти глины отлагались.

Такие же линзы, выполненные песчаными и алевритовыми отложениями с косою слоистостью аллювиального типа, можно наблюдать в отложениях кутанбулакской свиты на северных берегах залива Паскевича. Существование здесь глубоко разветвленной системы каньонов оврага Туранглы позволяет выяснить, что породы этих линз в плане образуют слегка изгибающиеся полосы близкого к меридиональному направления.

В более северных районах косослоистые песчано-алевритовые породы в разрезах кутанбулакской свиты становятся преобладающими. Нередко они целиком выполняют долинообразные понижения рельефа поверхности глин чеганской свиты. В этих породах, в противоположность глинам и алевритам озерного происхождения, никогда не встречается углистый растительный детрит, но обычны псевдоморфозы по обломкам древесины, а в прослоях железистого песчаника — отпечатки листьев.

Отсортированность песчано-алевритовых пород довольно плохая. Об этом можно судить по следующим наиболее типичным для них механическим анализам (табл. 2).

Цвет этих пород обычно желтоватый или ржаво-желтый, реже грязно-белый или серый. Алевритовые и песчанистые глины среди пород этого типа наблюдаются лишь в виде отдельных невыдержанных линз.

Механический состав (в %) песков и алевритов речного происхождения  
(кутан булакская свита)

Место взятия образца	Фракции в мм							Средний размер зерен	Коэффициент сортировки
	> 1 мм	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	< 0,01		
1. Кутан-булак, шурф 130, слой 2, алеврит глинисто-песчаный, плотный . . . . .	3,80	9,60	1,24	23,80	45,38	4,30	11,88	0,08	1,80
2. Кутан-булак, шурф 90, слой 3, песок глинисто-алееритовый, надрудный . . . . .	1,11	1,34	1,88	50,80	27,31	3,31	14,25	0,12	1,73
3. Кутан-булак, шурф 151, слой 6, песок глинисто-алееритовый, надрудный . . . . .	10,08	5,02	4,92	26,60	23,84	16,40	13,14	0,09	2,49
4. Талды-эспе, шурф 208, песок алевритово-глинистый из кровли оолитовой руды . . . . .	—	0,09	0,17	48,75	25,83	7,27	17,99	0,11	1,85
5. Талды-эспе, шурф 224, алеврит глинисто-песчаный из подошвы оолитовой руды . . . . .	—	—	0,02	15,30	55,12	12,00	17,56	0,06	1,74
6. Талды-эспе, шурф 28, алеврит глинистый из подошвы оолитовой руды . . . . .	—	—	0,09	2,66	49,17	26,90	21,18	0,05	2,39
Среднее из шести образцов . .	2,50	2,67	1,39	27,98	37,77	11,69	16,00	0,09	2,00

С косослоистыми песчано-алееритовыми породами речного типа связаны многие железорудные залежи Северного Приаралья. Примесь оолитов гидрогетита наблюдается в том или ином прослое почти каждого обнажения песчано-алееритовых пород кутанбулакской свиты. Во многих местах эти породы содержат линзы песчанистой оолитовой руды. Наконец, в некоторых местах руда становится основной породой разреза и образует лентообразные залежи промышленного значения. Таковы месторождения Кутан-булак и Талды-эспе в Чокусинской синклинали. Их руды всегда содержат примесь зерен обломочных минералов и образуют постепенные переходы через сильнопесчанистые разности к железистым, а далее к почти чистым пескам и алевритам. Интересно, что механический состав обломочных минералов железных руд грубее, чем состав песчано-алееритовых прослоев, сопровождающих эти породы. Нерастворимый остаток от кипячения образцов оолитовых руд в 20%-ной соляной кислоте представляет собою неотсортированную смесь зерен гравийного, песчаного, алевритового и глинистого материала. Средние цифры механического анализа нерастворимых остатков руд для различных месторождений приведены в табл. 3.

Примесь гальки кварца, а иногда и кремнистых пород, наблюдается только в рудах конгломератовой текстуры. В песчаных прослоях кутанбулакской свиты она не наблюдалась ни разу.

Из дальнейшего изложения можно видеть, что руды месторождений

## Средний механический состав (в %) нерастворимых остатков оолитовых железных руд месторождений Северного Приаралья

Место взятия образца	Фракции в мм							Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	> 1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	< 0,01		
1. Кутан-булак, среднее из 10 образцов . . . . .	1,31	4,11	5,82	21,13	18,49	16,50	32,64	0,04	3,15
2. Талды-эспе, среднее из 38 образцов . . . . .	1,12	1,66	3,10	26,52	13,55	13,81	40,24	0,03	3,20
3. Кара-сандык, среднее из 6 образцов . . . . .	0,95	2,13	4,63	45,60	8,76	9,07	28,86	0,06	3,10
4. Бирде-куль, среднее из 5 образцов . . . . .	0,68	5,13	9,53	50,48	8,84	3,17	22,17	0,10	4,50
5. Кок-булак, Северный и Центральный участки, среднее из 32 образцов . . . . .	1,65	0,57	3,13	12,57	56,07	14,44	11,57	0,08	4,30
6. Кок-булак, Южный участок, среднее из девяти образцов . . . . .	0,01	2,45	25,01	33,67	8,10	4,23	26,53	0,18	3,10

Кутан-булак и Талды-эспе обладают многими особенностями, доказывающими их образование в руслах водных потоков речного типа.

Оригинальной фацией речных отложений кутанбулакской свиты являются породы, которые я назвала мергельными гравелитами. Они типично развиты в Промежуточной балке между Северным и Западным участками железорудного месторождения Кутан-булак, в бровке обрыва южного берега острова Барса-кельмес на Аральском море, в обрывах возле четвертого и пятого пикетов почтовой дороги со ст. Джусалы в Карсакпай и в некоторых других местах. Это косослоистые породы, которые издали по текстуре очень похожи на железные руды, но состоят из мелких, хорошо окатанных, буроватых с поверхности зернышек мергеля или мергелистого известняка средним диаметром (в разных прослоях) от 0,25 до 3—4 мм (табл. III, фиг. 3, 4). В некоторых случаях они совершенно лишены цемента и легко рассыпаются на отдельные зерна и галечки, иногда же слабо цементированы карбонатным или железистым цементом.

Механические анализы трех типичных образцов мергельных гравелитов приведены в табл. 4, которая показывает, что по размерности это скорее разнозернистые и крупнозернистые пески, чем гравелиты, хотя есть случаи, когда больше чем на 80% они состоят из фракции крупнее 1 мм. Сохраняя за ними общее название гравелитов, я подчеркиваю этим обломочный характер породы.

Механический состав нерастворимых в слабой соляной кислоте остатков тех же образцов мергельного гравелита показывает значительное содержание в них глины. Эта глина заключена внутри зернышек мергеля и потому не обнаруживается механическим анализом образцов, не обработанных HCl. При растворении карбоната кальция она освобождается.

Данные механического анализа согласуются с данными химического анализа мергельных гравелитов, приведенными в табл. 5. Из нее видно, что приблизительно на 70% они состоят из кальцита, к которому в некоторых образцах в небольшом количестве (2,6—2,7%) примешивается MgCO<sub>3</sub>. Все образцы содержат Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в количестве от 3,91 до 7,85%. Лишь отчасти это объясняется присутствием в гравелите одиночных гид-



**Механический состав (в %) мергельных гравелитов из Промежуточной балки  
(Месторождение Кутан-булак)**

**А. Сухой рассев**

Характер образца	Фракции в мм				
	> 1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	< 0,1
1. Мелкий рыхлый гравелит (обр. 982)	12,40	37,97	27,08	15,59	6,96
2. Мелкий рыхлый гравелит (обр. 991)	11,98	75,48	7,68	2,48	2,38
3. Крупный рыхлый гравелит (обр. 980)	81,29	10,20	1,72	3,25	3,54

**Б. Нерастворимые в HCl остатки тех же образцов**

Характер образца	Фракции в мм							Выход тяжелой фракции в %
	> 1	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,10	0,10—0,05	0,05—0,01	< 0,01	
1. Мелкий рыхлый гравелит (обр. 982)	—	1,81	3,75	22,86	17,60	7,34	46,64	1,65
2. Мелкий рыхлый гравелит (обр. 991)	—	7,23	2,26	6,08	7,03	5,67	71,73	1,24
3. Крупный рыхлый гравелит (обр. 980)	29,67	2,31	0,80	5,94	8,41	5,56	47,31	4,19

рогетитовых оолитов. Главная часть железа находится в самих зернах мергеля, кальцит которых не только загрязнен глинистыми примесями, но и окрашен гидрогетитом.

Вероятно, это результат окисления закисного железа анкерита, некогда входившего в небольшом количестве в состав породы. Такое предположение подтверждается присутствием в одном из образцов остатков закиси железа. Основная часть нерастворимого остатка, судя по химическим анализам, представляет собой глину, к которой в большем или меньшем количестве примешаны зерна кварца. Этим объясняется высокое содержание пелитовой фракции, получаемое при механическом анализе нерастворимых остатков гравелитов.

Под микроскопом в шлифах этой породы можно видеть, что слагающие ее зерна и мелкие галечки состоят из мелкокристаллического, загряз-

**Химический состав (в %) мергельных  
(Месторождение**

Характер образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>
1. Крупный рыхлый гравелит (обр. 980)	13,77	3,91	0,28	6,84	0,25
2. Плотный гравелит на контакте с алевроитом (обр. 984)	14,88	7,85	Нет	3,58	0,15
3. Мелкий рыхлый гравелит (обр. 991)	10,59	6,35	»	5,18	0,20
Среднее из трех образцов	13,08	6,03	0,09	5,20	0,20

ненного глиной кальцита, белого, сероватого или желтого цвета, с показателем преломления  $N_{589}$  около 1,65.

Зерна кварца и отдельные редкие оолиты гидрогетита встречаются между галечками мергеля, но никогда не бывают заключены в них. В некоторых галечках мергеля видны включения обломков каких-то остракод и пустые ходы, сделанные, по мнению В.П. Маслова, сверлящими водорослями. В одном гидрогетитовом оолите внутри мергельного гравелита наблюдались оогонии харовых водорослей.

Как указывалось выше, на месторождении Кутан-булак эти карбонатные породы встречены в основании кутанбулакской свиты, в Промежуточной балке, между Западным и Северным участками месторождения. Здесь они образуют несколько слоев, мощностью до 2 м каждый, разделенных прослоями рыхлого алевролита. В основании их на поверхности чеганских глин лежит слой грубой брекчии из кусков мергеля, обломков железистого и сидеритового песчаника диаметром до 5 см, плотно цементированных кальцитом. Тонкие прослойки мергельного гравия имеются в основании, на поверхности и внутри железных руд Западного участка (шурфы 90, 130) и северо-западного крыла основной залежи месторождения Кутан-булак (шурфы 101, 103). Южнее, на месторождении Талды-эспе, такой же мергельный гравий был встречен под рудой в шурфе 233 и в безрудном шурфе 172. На этом же месторождении в редких случаях в шлифах обнаружены оолиты гидрогетита, ядром которых служит сероватый кальцит, подобный кальциту карбонатных галечек. Возможно, что мелкие галечки мергеля служили центрами образования рудных оолитов.

Карбонатный гравий внешне очень похож на оолитовые железные руды, особенно если он мелок, но вместе с рудами он встречается редко и представляет собой близкую по гидродинамическим условиям образования, но особую фацию русловых отложений.

Происхождение материала мергельных гравелитов выясняется при изучении их более грубых конгломератовых разностей, которые залегают в основании разреза свиты (табл. III, фиг. 3). В этих разностях встречаются, как указывалось, большие угловатые куски мергеля, неотличимого от мергелей, которые образуют горизонты конкреций или линз в подстилающих глинах чеганской свиты нижнего олигоцена. Очевидно, мергельные гравелиты образовались за счет размыва отложений чеганской свиты, когда глинистый материал взмучивался и уносился за пределы речных долин кутанбулакского времени, а мергельный — дробился, окатывался и отлагался в виде мергельных гравелитов. Такое предположение подтверждается присутствием в более грубых разностях

Таблица

гравелитов из Промежуточной балки  
Кутан-булак)

CaO	MgO	MnO	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>
39,39	1,22	0,05	30,30	3,57	0,40	99,98	70,35	Нет
37,68	1,25	0,64	30,15	2,69	0,65	99,52	67,29	2,61
40,35	1,30	0,06	32,22	2,70	0,50	99,45	72,05	2,72
39,14	1,26	0,25	30,89	2,99	0,52	99,65	69,90	1,77

гравелитов окатанных и обломанных раковин, характерных для чеганской свиты (*Cubitostrea* ex gr. *plicata* S o l., *Turritella sulcifera* D e s h. (Это подтверждается также химическим составом мергелей. Мергели чеганской свиты обычно содержат небольшое количество углекислого железа, а иногда переходят в анкериты. В соответствии с этим мергельные гравелиты всегда имеют бурый цвет — от пропитывающих их зернышки окислов железа. Даже в шлифах их вещество имеет палевый или желтый цвет.

По словам Н. П. Хераскова, работавшего в Заволжье, мергельные гравелиты кутанбулакской свиты по внешнему виду напоминают мелкозернистые разности нижнетриасовых бузулукских конгломератов, которые также образовались за счет перемиыва более древних мергелей татарского яруса верхней перми.

Кроме озерных и речных, в кутанбулакской свите можно наблюдать еще и дельтовые отложения, вернее — отложения подводного склона дельт с характерной для них косою наслоенностью всего слагающего разрез материала.

Один участок развития дельтовых отложений кутанбулакской свиты можно изучать в прекрасных, глубоко расчлененных оврагами разрезах гор Джиль-тау на северном берегу залива Перовского, в 8 км от рыбацкого поселка Агыспе. Большая часть разреза кутанбулакской свиты (около 40—45 м) здесь сложена косыми слоями зеленовато-серых песков и алевроитов разной крупности зерна, наклоненными к югу под углом от 5 до 10°. Изменение угла наклона слоев зависит от изменений мощности слоев и от существования между некоторыми из них границ размыва. Кроме того, все слои выполаживаются в нижней по наклону части. Близ самого контакта с глинами чеганской свиты угол их наклона нередко уменьшается до 2—3°. Вся эта косо наслоенная песчано-алевритовая серия срезается горизонтальной плоскостью, выше которой залегают такие же зеленовато-серые пески и алевроиты, но наслоенные горизонтально. Мощность этой пачки 5—6 м. По границе размыва она перекрывается глинами следующей кверху чиликтинской свиты.

Другой район, где можно наблюдать осадки кутанбулакской свиты с дельтовым типом слоистости, — это площадь Центрального и Северного участков месторождения Кок-булак. Косую наслоенность рудных пачек и межрудных алевроитов и алевроитовых глин здесь можно видеть только в овраге Тас-сай и его отвершках, где все слои наклонены на юго-запад под углом от 3 до 8°. Более полная картина строения косо наслоенной серии разнообразных по составу отложений получилась при разведке месторождения. Она будет описана в главе V.

Таким образом, по характеру слоистости, условиям залегания и составу пород среди отложений кутанбулакской свиты можно выделить по меньшей мере три генетических типа: отложения озерные, речные и дельтовые. Существуют разрезы, в которых породы разных генетических типов связаны между собой постепенными переходами по простираению. С одним из таких случаев мы встретимся ниже, при описании месторождения Кара-сандык, руды которого образовались, по-видимому, в условиях какого-то лимана.

Отсутствие геологических карт, на которых были бы выделены различные свиты тургайской серии, лишает возможности показать площади распространения кутанбулакской свиты и отдельных генетических типов ее отложений на территории Северного Приаралья. Однако можно утверждать, что ее распространение ограничивается синклиналиями, иногда склонами антиклиналей. На сводах антиклиналей она всегда отсутствует. Отложения тургайской серии, если они здесь присутствуют, всегда представлены более молодыми свитами. В синклиналиях, как указывалось выше, распространение кутанбулакской свиты тоже не сплош-

нос. Она выполняет эрозионные депрессии в поверхности пород морского палеогена и отсутствует на возвышенностях древнего рельефа между ними, как это хорошо видно на геологическом разрезе вдоль северного берега залива Перовского (см. рис. 2).

К северу ширина и глубина депрессий, выполненных кутанбулакской свитой, уменьшается. Они разветвляются и постепенно выклиниваются. В связи с этим севернее широты ст. Челкар кутанбулакская свита не заходит ни в одну из синклиналей Приаралья. Другие площади ее распространения известны лишь далеко к северо-востоку от Приаралья, в обрывах Челкар-нуры к северу от оз. Челкар-тениз, в бассейне р. Джиланчик, в верховьях и среднем течении р. Тургай.

Общая мощность осадков кутанбулакской свиты местами превышает 100 м<sup>1</sup>.

Вследствие относительной плотности своих пород кутанбулакская свита там, где она присутствует в разрезах побережья, образует полосу вертикальных обрывов или очень крутых откосов, иногда изрезанных промоинами на причудливые по форме выступы, башни и столбы.

### 3. ЧИЛИКТИНСКАЯ СВИТА

Нижнюю часть тургайской серии севера Челкарской синклинали, которая соответствует ее второй снизу свите, в одной из своих работ А. Л. Яншин (1940<sup>1</sup>) назвал «слюдистой свитой». Этот термин, как и большинство других, взятых из области литологии, не пригоден для обширных площадей вследствие фациальной изменчивости пород любого горизонта. Если в районе Челкарской синклинали, о котором писал А. Л. Яншин, вторая свита действительно выделяется обилием прослоев мелкозернистого слюдистого песка, то в разрезе северного берега залива Перовского; максимальное количество слюды мы встречаем в породах не второй, а четвертой свиты, в районе же оз. Челкар-тениз, как выяснено наблюдениями Н. С. Зайцева (1939) и В. И. Самодурова, обилие слюды характерно для первой снизу, т. е. кутанбулакской, свиты тургайской серии.

В 1937 г. Л. Б. Рухиним было предложено для пород нижней части тургайской серии, соответствующих в основном второй снизу свите, название «чиликских слоев». По-видимому, оно происходит от названия крупного сора Чиликты к юго-востоку от ст. Тугуз, близ северного конца которого расположен одноименный разъезд Оренбургской железной дороги. Вдоль западного берега этого сора действительно тянутся на протяжении 12 км высокие обрывы, сложенные второй свитой. Она здесь представлена не вполне типичными породами, но зато достигает значительной мощности, которая местами составляет 55 м. Название, предложенное Л. Б. Рухиним, не совсем удачно, потому что сор Чиликты имеет еще другое название — Тентяк-сор, под которым он фигурирует на большинстве существующих карт, а плато, в обрыве которого выходит здесь вторая свита, имеет еще собственное название — Тугузкен. Несмотря на это, во избежание двойной номенклатуры, я предложила в 1949 г. для второй свиты принять название Л. Б. Рухина, несколько видоизменив его только для большей правильности с точки зрения этимологии. По имени сора и разъезда Чиликты вторая свита должна называться не чиликской, а чиликтинской.

<sup>1</sup> Скв. 363 на Центральном участке месторождения Кок-булак прошла отложениями кутанбулакской свиты от их кровли 96,5 м и не достигла подошвы. Скв. 979 на юге Северного участка того же месторождения, заданная ниже кровли кутанбулакской свиты, пересекла ее подошву на глубине 102 м.

Чиликтинская свита развита значительно шире кутанбулакской и присутствует почти во всех разрезах Северного Приаралья, кроме полос вдоль осей некоторых антиклиналей и районов, прилегающих к Мугуджарам, где из всей тургайской серии развита вообще только самая верхняя свита. Рельеф подошвы чиликтинской свиты везде неровный, вследствие чего мощности ее резко изменяются на коротких расстояниях. Так, например, на северном берегу залива Перовского суммарная мощность пород между подошвой этой свиты и фосфоритовым слоем основания чеганской свиты морского палеогена, который залегает очень ровно и может быть принят за маркирующий горизонт, колеблется от 40 до 72 м. Следовательно, глубина эрозионного вреза к моменту начала накопления чиликтинской свиты здесь местами продолжала достигать 32 м. Подобного же и даже большего масштаба неровности в рельефе подошвы чиликтинской свиты наблюдаются и в других разрезах.

Между породами кутанбулакской и чиликтинской свит в большинстве разрезов можно наблюдать ясную границу размыва. Местами, как, например, возле горы Кара-сандык, в основании пород верхней из этих свит наблюдается конгломерат из обломков различных пород (в частности, железных руд) кутанбулакской свиты. Близ той же горы Кара-сандык, на плато Сары-булак и в некоторых более западных пунктах видно срезание подошвой чиликтинской свиты слоев кутанбулакской свиты, т. е. слабо выраженное угловое несогласие между ними, имеющее, впрочем, не тектоническое, а чисто эрозионное происхождение.

Своими осадками чиликтинская свита в значительной мере выровняла существовавшие к началу ее отложения неровности эрозионного рельефа, и верхние ее слои на огромных пространствах залегают очень спокойно, испытывая только пологие поднятия и погружения, связанные с последующими тектоническими движениями.

В литологическом отношении породы чиликтинской свиты весьма своеобразны. Они представлены преимущественно тонкими глинами, которые в свежих образцах из выработок лишены ясно выраженной текстуры, окрашены в черный цвет и содержат многочисленные крупные и мелкие стяжения марказита. Черный их цвет обусловлен, по-видимому, присутствием гумусовых веществ и тонко распыленных коллоидных сульфидов железа.

В зоне выветривания, т. е. на поверхности обнажений, облик глин меняется. Их цвет из черного становится лиловатым, коричневато-серым или шоколадным, их сульфиды окисляются, образуя примазки окислов железа, многочисленные кристаллы и «розы» гипса и порошковатые включения канарсечно-желтого ярозита. При выветривании ясно выступает тонкая слоистость глин, обусловленная тончайшими (нередко менее 1 мм) прослойками слюдистого алеврита. Кроме нее, в толще выветрелых глин чиликтинской свиты резко вырисовывается более крупная горизонтальная слоистость, связанная с наличием через интервалы от 5 до 20 см прослоев более светлой, слегка опесчаненной глины. В этих опесчаненных прослоях при выветривании концентрируются окислы железа и ярозит, благодаря чему они приобретают различные оттенки желтого цвета, а иногда терракотовый или кирпично-красный цвет.

Присутствие светлых и пестроокрашенных прослоев придает большинству обнажений чиликтинской свиты очень характерную полосчатость, которая позволяет издали отличить ее от других свит тургайской серии (табл. I, фиг. 4). Встречаются, впрочем, разрезы, в которых чиликтинские глины равномерно окрашены в шоколадный или лиловато-коричневый цвет и не содержат прослоев иной расцветки.

Глины чиликтинской свиты уплотнены и плохо размокают в воде. При выветривании они разрушаются, образуя осыпи мелкой плитчатой

щебенки, которая легко расслаивается на более тонкие пластины, но с трудом ломается поперек.

В противоположность алевроитовым глинам кутанбулакской свиты, глины чиликтинской свиты совершенно лишены карбонатов кальция, но зато более богаты скоплениями на плоскостях слоистости обугленного растительного мусора. Во многих местах в них встречаются линзочки и тонкие прослойки сажи, а в некоторых пунктах обнаружены прослой бурого угля, мощность которых в бассейне соленого озера Кашкар-ата достигает (по Г. В. Богачеву, 1932) 150 см. В глинах чиликтинской свиты встречаются также плоские лепешки сидеритовых конкреций, вещество которых в зоне выветривания иногда полностью превращено в гидротетит.

В строении чиликтинской свиты на берегах залива Перовского пески и алевроиты играют резко подчиненную роль. Во многих разрезах они отсутствуют совершенно или присутствуют лишь в виде редких прослоев, мощностью не свыше 30 см. Однако местами типичные для этой свиты глины начинают переслаиваться со светлыми мелкозернистыми слюдинокварцевыми песками или алевроитами, а в 3 км к западу от горы Кара-сандык почти полностью замещаются ими. Второй участок, на котором глины не всей, а только нижней части чиликтинской свиты замещаются песками, расположен в западной части обрывов северного берега залива Перовского, в разрезе гор Кум-булак. В обоих случаях из основания песков свиты вытекают родники. В местах мощного развития песков чиликтинской свиты появляются прослой и линзы плитчатых железистых песчаников.

Породы чиликтинской свиты обычно сложены хорошо отсортированным материалом. Если это глины, то они содержат обычно более 90% фракции  $< 0,01$  мм и даже в алевроитовых разностях совсем не содержат песчаного материала. Если это мелкозернистый песок, то он обычно имеет примесь алевроита, но совсем не имеет примеси зерен диаметром больше 0,25 мм и очень мало глинистых примесей. Среди алевроитов встречаются разности и песчанистые, и глинистые, но обычно диапазон их размерности также ограничен.

Эти выводы иллюстрируются табл. 6.

На северном берегу залива Перовского, на вершине столового останца Кара-сандык, наблюдается описанная еще Л. С. Бергом (1908, стр. 149) небольшая линза оолитового бурого железняка. Стратиграфически она расположена внутри глин чиликтинской свиты. Подробнее эта линза и возможные условия ее образования описаны в главе IV.

В западной части береговых обрывов залива Перовского недалеко от основания чиликтинской свиты на протяжении 4 км прослеживается обнаруженный Д. П. Словягиным в 1945 г. слой ракушечника, мощностью от 0,15 до 0,30 м. Этот ракушечник состоит из целых и битых створок всего лишь одного, по-видимому, нового мелкого вида *Corbulomya*, сцементированных мелкозернистым железистым записованным (в глубине плато, вероятно, пиритоносным) песком. Он содержит зубы *Odonaspis* ex gr. *cuspidata* A g. (определение В. В. Меннера) и залегает не сплошным пластом, но линзами, каждая из которых имеет протяжение в несколько десятков метров. К восточному и западному концам полосы распространения ракушечника линзы его становятся короче, а расстояния между ними увеличиваются. В районе горы Киндерли над эрозионным выступом поверхности палеогена ракушечник ложится непосредственно на светлые алевроиты кутанбулакской свиты. В этом пункте не вполне ясно — к какой свите его следует относить. Однако в обе стороны от горы Киндерли граница свит гипсометрически понижается и здесь под ракушечником появляются типичные для чиликтинской свиты сланцеватые

## Механический состав (в %) пород чиликтинской свиты

Характер породы и место взятия образца	Фракции в мм					Выход тяжелой фракции в %
	0,05— 0,25	0,25— —0,10	0,10— 0,05	0,05— 0,01	< 0,01	
А. Южные обрывы плато Сары-булак близ ст. Чокусу						
1. Алеврит глинистый в 1 м от кровли свиты	0,05	8,15	43,65	20,93	27,22	1,16
2. Глина алевритовая в 2 м от кровли свиты	Следы	0,84	37,78		61,38	0,92
3. Алеврит песчанисто- глинистый в 3 м от кровли свиты . . . . .	—	12,30	54,93		32,77	1,71
4. Алеврит глинистый в 4 м от кровли свиты	—	1,79	57,07		41,14	0,58
5. Песок мелкозернистый алеваитовый в 5 м от кровли свиты . . . . .	Следы	66,60	31,42		1,98	1,73
6. Алеврит песчанисто- глинистый в 6 м от кровли свиты . . . . .	Следы	36,93	50,98		12,09	2,41
7. Песок мелкозернистый алеваитово-глинистый в 7 м от кровли свиты	—	46,74	37,16		16,10	3,30
8. Глина в 8 м от кровли свиты . . . . .	—	0,27	7,87		91,86	1,67
9. Глина в 9 м от кровли свиты . . . . .	Следы	0,75	8,04		91,21	0,99
10. Глина в 10 м от кровли свиты . . . . .	Следы	0,02	0,17	3,27	96,54	0,17
11. Алеврит-глинистый в 11 м от кровли свиты .	—	2,01	24,06	39,88	34,05	0,66
Б. Северный берег залива Перовского						
12. Песок мелкозернистый алеваитово-глинистый	0,06	43,54	24,85	8,95	22,60	1,27
13. Глина песчанисто-але- ваитовая . . . . .	0,03	16,54	14,55	20,83	48,05	1,20
Среднее из 13 об- разцов . . . . .	0,01	18,18	37,42		44,39	1,36

глины, с разрывом лежащие на алевритах и песках кутанбулакской свиты. Таким образом, принадлежность ракушечника именно к чиликтинской свите не вызывает сомнений.

В составе пород этой свиты, помимо описанных выше сланцеватых шоколадных записованных глин, характерных для берегов заливов Перовского и Паскевича, довольно большую роль играют глинистые породы иных типов, в частности, зеленые и зеленовато-серые неслоистые глины с редкими кристаллами гипса (вероятно, вторичного), но с многочисленными конкрециями сидерита.

В обрывах плато Сары-булак один из слоев такой зеленой глины прослеживается на расстояние в несколько километров, имеет мощность около 2 м и переполнен раковинами пресноводных остракод, принадлежащих, по определению М. И. Манделъштама, новым видам родов *Ilyocypris*, *Bythocypris*, *Heterocypris* и *Cyprois* (Яншин, 1953, стр. 470).

На юге Тугузской синклинали, т. е. к северу от берегов залива Паскевича, чиликтинская свита, мощностью до 60 м, распространена на обширных площадях и хорошо обнажена в разветвлениях системы балки Туранглы и в склонах столовых возвышенностей к северу от балки Жидели. По наблюдениям П. П. Сударева и Д. Н. Архангельского, в разрезе свиты можно выделить три пачки. Верхняя из них, мощностью 10—12 м, сложена чередованием шоколадных глин и белых мелкозернистых кварцево-сланцевых песков, средняя, мощностью 26—30 м, — сплошными шоколадно-серыми листоватыми глинами, и в нижней, мощностью 15—17 м, снова чередуются шоколадные глины и белые кварцевые пески.

Еще западнее, в Джиланской синклинали, на месторождении Кокбулак чиликтинская свита распространена на всех трех его участках. В большинстве разрезов она имеет здесь небольшую мощность, 5—8 м, и представлена тонкослойной глиной шоколадно-серого цвета. В нескольких пунктах наблюдается ее полное срезание песчаниками вышележащей чаграйской свиты. В двух местах мощность ее, наоборот, сильно возрастает и она глубоко врезается в нижележащие породы. Одно из таких мест находится на западном склоне мыса, между балками Сабыржилга и Кокбулак. Свита достигает здесь мощности 30—40 м и представлена богатыми органическим веществом шоколадными глинами, которые в некоторых прослоях, по-видимому, содержат рассеянный углекислый марганец и потому на поверхности чернеют. Второе место, где мощность свиты достигает 38 м, находится на западе южного участка месторождения Кокбулак. Нижняя часть свиты представлена здесь зеленоватыми глинами, которые в выходах на склонах напоминают глины чеганской свиты морского палеогена, но отделены от них слоем грубого галечника мугоджарских пород.

По мере приближения к Мугоджарам в разрезах свиты все большее значение приобретают мелкозернистые пески и алевриты. Уже в обрывах плато Сарыбулак ими сложена почти вся верхняя часть разрезов свиты.

Местами, уже на северном берегу залива Перовского и особенно к западу от антиклинали песков Малы Барсуки, в подошве чиликтинской свиты, там, где она выполняет какие-либо понижения ранее существовавшего рельефа, появляются слои гальки, щебенки и валунов различных палеозойских и докембрийских пород, слагающих Мугоджарские горы. Среди этих пород преобладают кварц, различные кремнистые сланцы и яшмы, но встречаются также граниты и гранодиориты, пегматит прорастания, диабаз, порфирит с вкрапленниками плагиоклаза и различные кристаллические сланцы. Среди мелких и средних по величине обломков палеозойских пород этого слоя (диаметром до 5—8 см) встречаются как хорошо окатанные, так и остроугольные. Вместе с ними в разнозернистом железистом песке лежат более крупные, всегда угловатые валуны тех же пород, диаметром до 20 и даже до 30—40 см. В овраге Джерлес-пес-кудук к северу от берегов залива Тше-бас мы наблюдали в этом слое глыбы диабазы и порфирита, поперечником до 70 см, а в 10 км к юго-востоку отсюда на поверхности чеганских глин была встречена призматическая глыба молочного кварца, длиной 135 см, шириной 80 см, а высотой над поверхностью земли 40 см (т. е. весом более тонны), происходящая, несомненно, из того же слоя.

Происхождение описанного слоя гальки и валунов загадочно. Если предположить, что они перенесены плавающими льдинами, то нельзя объяснить приуроченность грубообломочного материала к определенному слою в основании чиликтинской свиты. В то же время совершенно очевидно, что никакими водными потоками за 300 км из Мугоджар не могли быть принесены глыбы, подобные описанной выше глыбе кварца. Кроме того, водный перенос не может объяснить присутствие в слое одинаковых



по размерам округлых галек и угловатых обломков, до сих пор сохранивших режущие края. Очевидно, что вопрос о происхождении валунно-галечного материала чиликтинской свиты требует специального изучения.

Слоистость пород чиликтинской свиты в большинстве случаев параллельна ее подошве, т. е. практически горизонтальна. Однако иногда внутри этой свиты появляются следы размыва, сопровождающиеся пологими срезаниями одних слоев другими. Следы размыва обычно имеют локальный характер, т. е. появляются на ограниченном участке разрезов, между слоями, которые в стороне от данного участка залегают друг на друге совершенно согласно (Формозова, 1949, рис. 4).

В некоторых случаях хорошо видно, что вся чиликтинская свита или ее нижняя часть состоит из серии линз, расположенных на одном гипсометрическом уровне и обладающих горизонтальной слоистостью, но отделенных одна от другой косыми поверхностями размыва (Вахрамеев, 1949, фиг. 3). В этих случаях можно допустить периодическую боковую миграцию бассейна, в котором происходило накопление глин свиты, и некоторую неоднородность залегающих рядом слоев.

Косая слоистость в песчаных прослоях пород чиликтинской свиты наблюдается на больших расстояниях от Мугуджар, даже на северном берегу залива Перовского, но очень редко.

Из органических остатков, кроме упомянутых выше *Corbulomya* sp., *Odontaspis cuspidata* A. g. и остракод, в чиликтинской свите были найдены на берегу сора Чиликты, близ ст. Тугуз, — ядра унионид, а в южной части Тугузской синклинали — кости млекопитающих, определенные В. С. Бажановым (Зоологический институт АН Казахской ССР) как принадлежащие *Paraceratheriinae* gen. indet. и *Schizotherium cf. turgaicum* Boriss.<sup>1</sup> Во многих местах в породах чиликтинской свиты встречаются хорошие отпечатки листьев древесной «тургайской» флоры. По сборам Л. С. Берга на горе Кара-сандык они описывались И. В. Палибиным (1904, 1906), по сборам А. К. Алексеева в обрывах плато Сарыбулак — А. И. Поярковой (1935). Списки определений по сборам более поздних лет приводятся в работах П. А. Мчедlishvili (1948, 1949, 1950), В. А. Вахрамеева (1949), А. Л. Яншина (1953), Л. Ю. Буданцева (1956) и В. С. Корниловой (1956).

В генетическом отношении породы чиликтинской свиты представляют собой, по-видимому, главным образом осадки небольших пресноводных озер и болот, соединенных речными протоками. Отложение осадков во многих местах чередовалось с размывами. Обилие органического вещества растительного происхождения говорит о влажном климате и существовании широколиственных лесов плакорного типа. Побережья залива Перовского касались языки солонатоводных ингрессий (слой с *Corbulomya*), распространявшихся с юга.

Максимальная мощность чиликтинской свиты под горами Ак-чоко на северном берегу залива Перовского равна 65 м. Значительных величин, порядка 50—60 м, ее мощность достигает также в районе к северу от залива Паскевича и на западном берегу сора Чиликты. В других местах мощность ее резко уменьшается, но полностью выклинивается она редко, чаще всего на сводах антиклиналей. Изменения мощности свиты происходят за счет плавных изменений мощности отдельных слоев внутри нее, вследствие выклинивания нижних горизонтов свиты близ эрозионных выступов палеогена и в результате срезания верхних слоев свиты вышележащими слоями более молодых свит тургайской серии.

В рельефе на склонах столовых плато нижней части чиликтинских глин соответствуют сравнительно пологие участки. Верхняя часть глин,

<sup>1</sup> Эти кости были найдены П. П. Сударевым в Д. Н. Архангельским.

в случае залегания над ними какой-нибудь плотной породы, образует вертикальные обрывы, на выступах склона расчлененные на отдельные столбы и колонны. Фотографию таких колонн, расположенных на южном склоне горы Кара-сандык, приводит в своей монографии об Аральском море Л. С. Берг (1908, стр. 150), ошибочно указывая, что они сложены из оолитового бурого железняка. В. В. Богачев (1909) справедливо отмечает, что толща, причудливые формы выветривания и размывания которой изображены и описаны Л. С. Бергом, состоит не из оолитового железняка, а «из серых сланцеватых глин». Однако В. В. Богачев также делает ошибку, относя эти глины к морскому палеогену. В действительности они принадлежат чиликтинской свите тургайской серии.

#### 4. ДЖАКСЫКЛЫЧСКАЯ СВИТА

Третья снизу свита тургайской серии распространена на ограниченной площади северо-восточного Приаралья. Она резко отличается от соседних по разрезу свит присутствием остатков эвриталинной солоноватоводной фауны морского происхождения. Это отпечатки и раковины моллюсков из родов *Corbulomya*, *Cyprina*, *Cardium*, *Sphenia*, *Panopaea*, *Solen*, *Pharus*, *Ensis*, *Calyptraea*, *Naticina* и *Buccinum*, зубы акул рода *Odontaspis*, позвонки и челюстные кости морских рыб из семейств *Eso-cidae* и *Percidae*, а также щитки панцирей водяных черепах. Перечень видовых определений этих органических остатков дан нами ниже, в разделе о возрасте свит тургайской серии. Присутствие их говорит о том, что вмещающие слои отложились в каком-то крупном солоноватоводном бассейне, имевшем связь с мировым океаном. Скорее всего, эта связь была затруднена и непостоянна, поскольку из океана в него смогли проникнуть лишь формы, выдерживающие опреснение.

Слои тургайской серии, содержащие солоноватоводную фауну, впервые были обнаружены в древних оползнях юго-восточного склона столовой горы Джаксы-клыч близ Аральска. Собранные здесь формы были описаны сначала Л. Б. Рухиным (1935), а затем более подробно А. К. Алексеевым (1937). В связи с этим уже в 1945 г. О. С. Вялов предложил выделять слои с солоноватоводной фауной под названием «горизонт Джаксы-клыч». Я приняла это название, но унифицировала его с названиями других свит тургайской серии и в 1949 г. предложила именовать соответствующие отложения джаксыклычской свитой.

Кроме столовой горы Джаксы-клыч близ Аральска, эта свита с характерной для нее фауной известна еще в возвышенностях южного берега полуострова Кок-турнак и на северных берегах залива Перовского. Значительно севернее она сохранилась в разрезах высоких плато близ ст. Чокусу, причем особенно хорошо обнажена в южных склонах плато Сары-булак. Однако здесь в ее породах найдены лишь характерные для нее зубы акул из рода *Odontaspis*, кости рыб и щитки черепах, а моллюски отсутствуют. А. Л. Яншин (1953, стр. 477) предполагает развитие джаксыклычской свиты в разрезах возвышенностей восточного конца острова Куг-арал, замыкающего с юга залив Цаскевича, хотя здесь никакая фауна не найдена.

При изучении геологического строения Южного участка месторождения Кок-булак я пришла к выводу, что его железорудная залежь и сопровождающие эту залежь породы также должны быть отнесены к джаксыклычской свите. Об этом говорит их стратиграфическое положение между типичными шоколадными глинами чиликтинской свиты внизу и типичными песками чаграйской свиты вверху. На это же указывают явные признаки их отложения в обширном открытом к юго-западу водном бассейне. По-видимому, породы той же свиты сохранились в ряде

мест южной части Тугузской синклинали, к северу от берегов залива Паскевича, но здесь разрезы тургайской серии пока плохо изучены и не расчленены на отдельные горизонты.

Наконец, в 1955 г. при детальном осмотре месторождения Джангизтубе удалось собрать убедительные доказательства в пользу отнесения к джаксыклычской свите слагающих его рудных

К северу от района ст. Чокусу, а также к западу от песков Большие Барсуки, т. е. в Челкарской синклинали, джаксыклычская свита отсутствует. Она появляется снова лишь далеко на западе, в урочище Таскудук на левом берегу р. Чеган. Здесь в нижней части железистых песчаников «аквитана» М. М. Пригоровским и Г. В. Богачевым была собрана фауна мелких солоноватоводных пелеципод, весьма близкая фауне горы Джаксы-клыч. Эта фауна обрабатывалась В. В. Богачевым и перечисляется в его работах (1935, 1936, 1938), а также в статье О. С. Вялова (1945) и в работе А. Л. Яншина (1953, стр. 478).

Джаксыклычской свите, по-видимому, соответствуют верхние слои так называемой «индрикотериевой» свиты района оз. Челкар-тениз в Тургайской низменности, содержащие раковины *Cyrena* и зубы акул тех же видов, которые известны с горы Джаксы-клыч и берегов залива Перовского. Это предположение было высказано мною в 1949 г. и подтверждено В. И. Самодуровым, производившим геологическую съемку района оз. Челкар-тениз. А. Л. Яншин (1953, стр. 591—592) считает, что в джаксыклычское время в этом районе существовал отдельный бассейн, имевший кратковременную и непостоянную связь с бассейном северо-восточного Приаралья. Он допускает, что эта связь имела характер стока из первого бассейна во второй.

В. И. Самодуровым в 1954 г. были обнаружены глыбы песчанистого ракушняка с фауной, очень близкой фауне джаксыклычской свиты, на плоской вершине бугра Карак на левобережье р. Сыр-дарьи, в 120 км к юго-юго-западу от ст. Джусалы.

Вероятные контуры бассейна джаксыклычского века с учетом данных структуры Приаралья были реконструированы А. Л. Яншиным (1953, рис. 51 на стр. 480). С исправлениями по новым данным его карта воспроизведена мною на рис. 4.

Весьма важен вопрос о том, что соответствует джаксыклычской свите за пределами площадей ее распространения. Поскольку в более северных и более западных разрезах следующая кверху чаграйская свита (описываемая ниже) везде лежит на глинах чиликтинской свиты с размывом, можно было высказать два предположения: а) что джаксыклычской свите за пределами площадей ее современного развития соответствует перерыв в разрезе, связанный с эрозией предчаграйского времени; б) что джаксыклычская свита за пределами площадей ее развития замещается верхними слоями чиликтинской свиты, которым соответствует по времени отложения.

В статье 1949 г. я склонялась к первому из этих предположений, хотя и допускала возможность обоих вариантов. В 1954 г. в юго-западных обрывах плато Тогузкен, на котором расположен южный участок месторождения Кок-булак, мне удалось проследить, как слои железорудной серии этого участка, которые я отношу к джаксыклычской свите, в северо-западном направлении постепенно замещаются сначала светлыми, а далее шоколадными сланцеватыми глинами, неотличимыми от нижележащих глин чиликтинской свиты. Это наблюдение решает поставленный вопрос в пользу второго варианта. Если на каких-то площадях Северного Приаралья слои джаксыклычской свиты и размывы, то, во всяком случае, они могут замещаться, и местами действительно замещаются слоями, верхней части чиликтинской свиты.



расстоянии 900 м срезает 21 м пород чиликтинской свиты, что говорит о существовании между ними местного несогласия, равного  $1^{\circ}20'$ . Такое несогласие вряд ли могло бы образоваться, если бы между отложением пород обеих свит не существовал некоторый перерыв. В других разрезах он, очевидно, плохо заметен благодаря параллельному залеганию слоев, а местами, может быть, и отсутствует.

Взаимоотношение джаксыккычской свиты и более древних свит тургайской серии хорошо видно в западных обрывах плато Тогузкен, на котором расположен Южный участок месторождения Кок-булак. В северо-западной части этих обрывов, как писалось выше, виден переход железорудной серии джаксыккычской свиты в верхние слои чиликтинской свиты. В этом месте и на некотором расстоянии к юго-востоку чиликтинская свита имеет большую мощность (до 38 м) и выполняет широкую депрессию в поверхности глин чеганской свиты. Далее к юго-востоку между джаксыккычской и чиликтинской свитами появляются следы перерыва, последняя постепенно выклинивается и первая переходит с нее на выровненную плоскую поверхность выступа чеганских глин (рис. 5).

В безымянной балке, которая отчленяет самую южную часть плато Тогузкен, под железорудной серией появляются белые алевроитовые глины кутанбулакской свиты, круто прислоняющиеся к наклонной поверхности зеленовато-серых глин морского палеогена. Железорудная серия лежит на всех этих породах с размывом и начинается конгломератом из обломков гидрогетитовых жеод в основании. На юго-западном мысу плато Тогузкен она срезает белые алевроитовые глины кутанбулакской свиты и снова ложится на выровненную поверхность морского палеогена.

Эти взаимоотношения видны на геологической карте месторождения Кок-булак (см. рис. 22).

Образцы одного полного разреза джаксыккычской свиты в самой западной части обрывов северного берега залива Перовского были подвергнуты механическому анализу. Эти анализы приведены в табл. 7, из которой видно, что в данном разрезе породы джаксыккычской свиты представлены гранулометрическим рядом от алевроитового песка до довольно чистой глины (93,97% фракции  $<0,01$  мм). Преобладают глинистые алевроиты, алевроитовые и чистые глины. Для всех пород, включая мелкозернистые пески, характерно практически полное отсутствие фракции крупнее 0,25 мм, что говорит о значительной удаленности точки разреза от береговой линии бассейна. Лишь в одном образце алевроитового песка примесь пелитовой фракции незначительна.

Чередование в разрезе джаксыккычской свиты пород различного гранулометрического состава, обычно несколько различающихся и по цвету, особенно же наличие прослоев глины, создает правильную хорошо заметную, совершенно горизонтальную слоистость. Границы между слоями, в противоположность чиликтинской свите, выражены всегда нерезко.

Как видно на рис. 2, разрез, из которого брались образцы на механический анализ, находится в тектонически наиболее прогнутом участке северного берега залива Перовского. К востоку, в направлении к останцу Кара-сандык, слои джаксыккычской свиты поднимаются и по мере подъема несколько меняют свой состав. В ее разрезе исчезают глины, уступая место мелкозернистым пескам и алевроитам, всегда, впрочем, более или менее глинистым (Формозова, 1949, рис. 5).

Очень характерны для джаксыккычской свиты северного берега залива Перовского тонкие прослои плотного железистого песчаника. Плитки этого песчаника, усеивающие выходы свиты, имеют неровные налетные поверхности. В восточной части береговых обрывов близ подошвы свиты наблюдаются более мощные железистые песчаники двух типов.

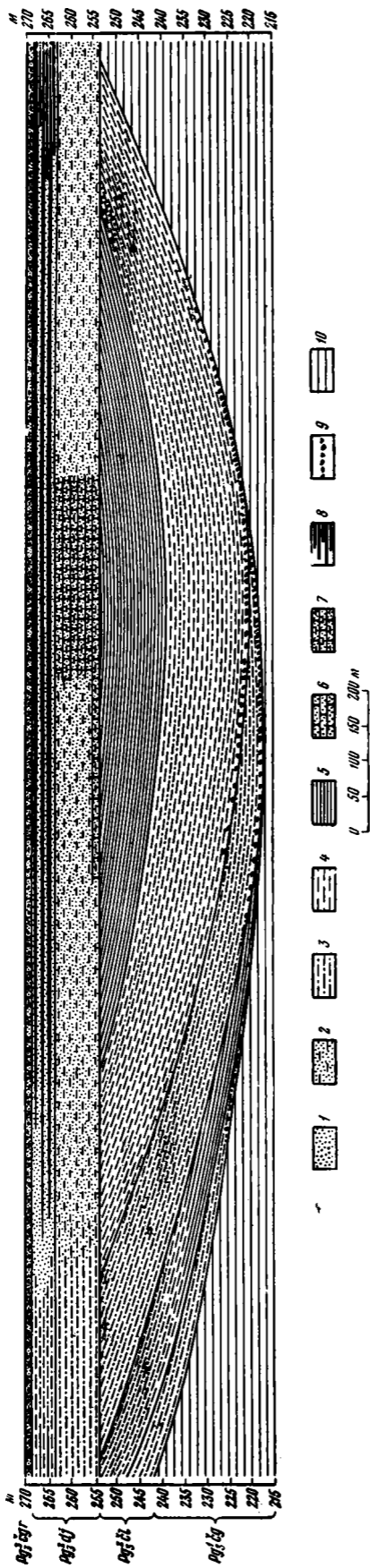


Рис. 5. Схематический разрез западных обрывов плато Тогузкен (против 20-й линии Южного участка месторождения Кок-булак).  
 1 — алевриты; 2 — глинистые алевриты; 3 — алевритовые глины; 4 — глины серо-зеленые сланцевые; 5 — глины шоколадные сланцевые; 6 — песчаники железистые; 7 — алевриты глинистые железистые; 8 — прослой руды; 9 — гальки мугоджарских пород; 10 — глины морского палеогена

## Механический состав (в %) пород джаксыккычской свиты с северного берега залива Перовского

Характер породы и положение образца в разрезе	Фракции в мм						Выход тяжелой фракции в %
	>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01	
1. Алеврит в 1 м от кровли свиты . .	—	—	0,96	96,65	2,39	0,08	
2. Алеврит глинистый в 1,5 м от кровли свиты . . . . .	—	0,07	0,57	46,50	6,30	46,56	0,86
3. Глина слабо-алевритовая в 2 м от кровли свиты . . . . .	0,05	0,05	1,44	9,98	88,48	0,03	
4. Глина алевритовая в 2,5 м от кровли свиты . . . . .	0,21	0,30	5,05	26,57	67,87	0,56	
5. Песок глинистый в 3 м от кровли свиты . . . . .	—	0,03	71,77	0,52	5,63	22,05	1,21
6. Алеврит глинистый в 3,5 м от кровли свиты . . . . .	0,03	0,28	3,41	49,65	46,63	0,11	
7. Глина алевритовая в 4 м от кровли свиты . . . . .	—	0,24	10,88	27,58	61,30	0,59	
8. Глина в 4,5 м от кровли свиты . . .	—	0,08	0,19	0,76	98,97	0,28	
Среднее из восьми образцов	0,04	0,13	11,79	33,76	54,28	0,46	

В одном случае это охристые или кирпично-красные песчаники с явно эпигенетическим цементом. Окислы железа выполняют в них только поры между зернами обломочных минералов. В другом случае это бурые конкреционные железистые песчаники и песчанистые железняки с большим количеством оолитовых зерен гидрогетита и многочисленными жеодами. Окислы железа в таких песчаниках также подвергались перемещению, но какие-то железистые соединения существовали здесь несомненно с момента образования слоя. Песчаники второго типа нередко обладают кривой слоистостью. Мощность их на выступах плато к востоку от горы Кара-сандык достигает 1,5 м.

Состав пород описываемой свиты на полуострове Кок-турнак и горе Джаксы-кыч сохраняется примерно таким же, как на северном берегу залива Перовского, только мелкозернистые пески здесь исчезают и разрез представлен сплошными алевритами. Несколько иначе выглядит джаксыккычская свита в своих наиболее северных выходах на плато Сары-булак близ ст. Чокусу. Здесь ее слагают грязно-белые рыхлые глинистые песчаники и песчанистые глины.

Строение джаксыккычской свиты на Южном участке месторождения Кок-булак подробно изложено при описании этого месторождения. Пока заметим, что она слагается здесь чередованием горизонтальных слоев рыхлых и сцементированных оолитовых железных руд, железистых песков, алевритов, песчаников и алевролитов. К окраинам рудоносной площади большая или меньшая часть рудных прослоев замещается песками и алевритами с редко рассеянными оолитами гидрогетита или без них.

На месторождении Джангиз-тюбе джаксыккычская свита представлена в верхней части пластом бурой гидрогетитовой руды, а ниже — белыми алевритовыми породами, содержащими значительную примесь мелкого песка и пелита.

На острове Куг-арал породы, относимые к джаксыккычской свите, представлены иначе. Это светло-зеленые глины с прослойками светло-

желтого мергеля. Впрочем, здесь их возраст определяется только по стратиграфическому положению слоев и не может считаться доказанным сколько-нибудь убедительно.

В обнажениях глинистых песков и алевроитов джаксыккычской свиты по каньонам вблизи горы Кара-сандык мною найдены единичные угловатые обломки кварца и кремнистых сланцев, диаметром до 15 см. Происхождение этих обломков трудно объяснить, не прибегая к представлению о разnose их плавающими льдинами.

Мощность осадков джаксыккычской свиты изменяется в значительных пределах, но очень медленно и постепенно. На горе Джаксы-клыч она равна 1,5 м, на полуострове Кок-турнак 3 м, на плато Сары-булак 4 м, на берегу залива Перовского колеблется от 4,5 до 7 м, а на южном участке месторождения Кок-булак — от 13,6 до 42 м. Из сравнения этих цифр можно сделать вывод, что мощность свиты постепенно увеличивается к западу. Вообще же это очень выдержанная по составу пород, а на небольших расстояниях и по мощности, пачка, отлагавшаяся, в противоположность более древним свитам тургайской серии, уже на совершенно выровненной поверхности.

На северном берегу залива Перовского, где в основании джаксыккычской свиты присутствуют песчаники, они образуют в рельефе карниз, а лежащие выше глинистые пески — пологий участок склонов, обычно лишенный растительности вследствие некоторой засоленности пород. Вертикальные обнажения джаксыккычской свиты встречаются здесь только в вершинах глубоко врезанных в плато оврагов.

На Южном участке месторождения Кок-булак и на столовой горе Сары-булак джаксыккычская свита выходит в вертикальных обрывах или крутых откосах плато, бронированных твердыми породами более молодого возраста.

## 5. ЧАГРАЙСКАЯ СВИТА

Самую верхнюю свиту тургайской серии в 1937 г. Л. Б. Рухин предложил назвать тургайской, но это название не могло быть принято, так как в 1934 г. О. С. Вяловым наименование тургайской серии было дано всей совокупности пластов Арало-Тургайской столовой страны, содержащих флору тургайского типа. В 1949 г. я предложила самую молодую в пределах Приаралья свиту тургайской серии называть чаграйской — по имени Чаграйского плато (северо-восточный выступ Устюрта), которое с поверхности сложено исключительно осадками этой свиты, представленными в наиболее типичной для нее фации.

Чаграйская свита широко развита в Челкарской синклинали, на Чаграйском плато, в бассейнах рек Каульджур и Иргиз, причем здесь она обычно залегает прямо на различных свитах морского палеогена, на отложениях верхнего мела или даже на палеозое. Восточнее она сохранилась лишь на вершинах столовых возвышенностей отдельными, сравнительно небольшими участками, количество и размеры которых к востоку все убывают.

Образование чаграйской свиты было связано со значительными поднятиями и сильным эрозионным размывом Мугоджарских гор. Поэтому состав ее пород определяется главным образом расстоянием от них. В непосредственной близости от Мугоджар это очень грубые неправильно-слоистые ожелезненные разнородные полимиктовые пески с прослоями и линзами угловатой щебенки палеозойских пород. Пески нередко сцементированы в железистые песчаники, а щебенка в железистые брекчии и конгломераты. В составе обломочного материала преобладают кварц, кремнистые сланцы и разнообразные эффузивные породы, но при-



сутствуют также различные граниты, гранодиориты, гранито-гнейсы, пегматиты, яшмы и кристаллические сланцы. Размер обломков обычно не превышает в диаметре 20 см, но ближе к Мугоджарам среди них попадаются одиночные глыбы значительно более крупного размера. На водоразделе рек Чит-Иргиз и Кайнды на восточном склоне Мугоджар в 30 км от ближайших выходов палеозоя А. Л. Яншиным (1953, стр. 482) была встречена глыба темно-зеленого диабазы длиной около 150 см и толщиной около 80 см.

В разрезах мелких саев на водоразделах правобережных притоков р. Улу-Иргиз хорошо видно, что обломки и гальки мугоджарских пород залегают не только и не всегда в основании чаграйской свиты. Они образуют неправильные линзы в различных частях разреза свиты, причем иногда даже отсутствуют в ее подошве. Таким образом, происхождение их, в противоположность галечникам основания чиликтинской свиты, не представляет ничего загадочного. Это обычные пролювиальные отложения предгорных равнин.

Присутствие в их составе отдельных глыб значительно более крупного размера может быть объяснено их заносом из Мугоджар на льдинах (поскольку листопадный характер флоры этого времени говорит о холодных зимах) или в корнях деревьев.

Породы чаграйской свиты на периферии Мугоджар залегают на слоях различных свит морского палеогена и мела, в виде довольно ровного плаща, плавно повышающегося по направлению к горам. Иногда в их ложе наблюдаются идущие от Мугоджар очень плоские и широкие ложбины, в которых мощность обломочного материала возрастает; однако глубокие руслообразные впадины, свойственные ложу кутанбулакской и чиликтинской свит, здесь отсутствуют.

В северной части Чаграйского плато чаграйская свита представлена такими же грубообломочными породами, как на восточном склоне Мугоджар.

С удалением от Мугоджар состав пород этой свиты становится менее грубым. В южной части Чаграйского плато, на останках вдоль восточного края песков Большие Барсуки и на плато в районе ст. Джилян в ее составе преобладают мелко- и среднезернистые, существенно кварцевые пески, обычно более или менее ожелезненные, содержащие прослои, линзы и караваи железистого песчаника. Однако в нижних слоях свиты и здесь сохраняется примесь грубого материала, иногда в виде гравия, иногда в виде линз крупных угловатых галек и обломков мугоджарских пород. Такие гальки и обломки, достигающие в диаметре 20—30 см, были обнаружены мною в чаграйской свите в некоторых местах при картировании Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак между Большими и Малыми Барсуками, т. е. на расстоянии 150—170 км от ближайшего выхода палеозоя Мугоджар. Только на Южном участке этого месторождения, где расстояние от Мугоджар возрастает до 180—200 км, палеозойская галька в составе песчаных пород чаграйской свиты сначала становится очень мелкой, а затем окончательно исчезает. По другим радиусам, проведенным от Мугоджар, галька в чаграйских отложениях исчезает несколько раньше, примерно в 100—120 км от подножья гор.

В большинстве мест на территории к востоку от песков Большие Барсуки чаграйская свита сохранилась в виде маломощного покрова железистых песчаников на вершинах столовых плато. Лишь в склонах редких возвышенностей, сложенных плотными породами аральской свиты, и в разного рода тектонических впадинах можно наблюдать ее более высокие слои. В частности, они сохранились в северной части Южного участка месторождения Кок-булак, в опущенном крыле проходящей

через этот участок широтной флексуры. Хорошие обнажения их имеются в правом склоне проходящего здесь оврага Алты-казан и несколько восточнее — в склонах стоящего на плато холма Курган. Породы чаграйской свиты представлены здесь рыхлыми сыпучими алевритовыми мелкозернистыми кварцевыми песками с отдельными прослоями сильно глинистого алеврита различных оттенков желтого цвета. На разных уровнях они содержат прослой плитчатого железистого песчаника.

Механические анализы песков и алевритов из разреза по оврагу Алты-казан приведены в табл. 8.

Таблица 8

Механический состав (в %) пород чаграйской свиты из оврага Алты-казан на Южном участке месторождения Кок-булак

Характер породы и положение образца в разрезе	Франции в мм					Выход тяжелой фракции в %
	1—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,01	<0,01	
1. Мелкозернистый песок в 1 м от бровки обнажения . . . . .	0,20	0,88	87,08	6,72	5,12	0,53
2. Мелкозернистый алевритовый песок в 2 м от бровки обнажения . . . . .	—	0,40	66,20	21,50	11,90	0,34
3. Мелкозернистый песок в 3,5 м от бровки обнажения . . . . .	0,20	0,25	85,60	11,40	2,55	0,10
4. Алеврит глинистый в 4 м от бровки обнажения . . . . .	—	—	0,72	51,00	48,28	0,85
5. Песок алевритовый в 4,5 м от бровки обнажения . . . . .	0,54	15,39	49,28	20,11	14,68	0,52
Среднее из пяти образцов . . . . .	0,19	3,38	57,77	22,15	16,51	0,47

К востоку от песков Малые Барсуки чаграйская свита известна только в разрезах возвышенностей северного берега залива Перовского и в разрезах древних оползней восточного склона горы Джаксы-клыч близ Аральска. В разрезе возвышенностей района ст. Чокусу она отсутствует, вследствие чего аральская свита лежит здесь прямо на джаксыклычской.

Оставив пока в стороне разрезы северного берега залива Перовского, отметим, что на горе Джаксы-клыч чаграйская свита представлена мелкозернистыми железистыми песками с многочисленными прослоями серых и темно-зеленых ожелезненных глин, железистых песчаников и алевритов. В основании свиты здесь залегает слой белого глинистого алеврита с линзочками ожелезненного песка и железистыми жеодами.

Во всех описанных выше районах от Мугодждар до Аральска отложения чаграйской свиты несомненно являются пресноводными. Помимо состава пород и наблюдаемой во многих местах косой слоистости речного типа, об этом говорят сделанные во многих пунктах находки пресноводной фауны.

На горе Джаксы-клыч в песках и глинах этой свиты найдены скульптивированные близ переднего конца раковины унионид и раковины вивипарусов. Песчаник, переполненный ядрами вивипарусов, был встречен в основании свиты на одном из останцов близ горы Аю-аран к востоку от песков Большие Барсуки. Раковины *Unio* sp. и *Paludina* sp. указывает М. М. Пригоровский (1915, стр. 1279) из чаграйских отложений Чаграйского плато и горы Али-тау к западу от Чушкакульской антиклинали.

В песках и песчаниках чаграйской свиты часто встречаются гидрогетитовые псевдоморфозы по кускам древесины. Более тонкозернистые разновидности железистых песчаников во многих местах содержат замечательные по сохранности отпечатки листьев бука, граба, дуба, лещины, грецкого ореха, ликвидамбра и других древесных форм, описанных И. В. Палибиным (1904) по сборам С. Н. Никитина и В. А. Дубянского, а позднее А. Н. Криштофовичем и И. В. Палибиным (1915) по сборам М. М. Пригородского.

Все перечисленные особенности чаграйской свиты говорят о том, что во время ее отложения Северное Приаралье представляло собой низменную аллювиальную равнину, над которой поднимался значительно более высокий, чем сейчас, хребт Мугоджар. С этого хребта стекали сильные ливневые потоки, которые блуждали по равнине, отлагая сплошной покров осадков. Вблизи гор это были валуны, галька, щебень и гравий, пересыпанные песком разной крупности зерна, а вдали от них — песок и алевроит. В районе Аральска в это время возникали небольшие пресноводные озера (прослой глин с фауной унионид). На аллювиальной равнине между потоками росли широколиственные леса, остатки которых мы находим в виде псевдоморфоз по древесине и отпечатков листьев.

Однако не только линзы угля или сажки, но даже углефицированный растительный мусор в отложениях чаграйской свиты неизвестны. Следовательно, условий для создания заболоченных пространств не существовало. Может быть, это было связано со значительным уклоном аллювиальной равнины в сторону от Мугоджар, о котором можно судить по дальности разноса галечного материала.

Отложения чаграйской свиты, выходящие в западной части береговых обрывов залива Перовского, по литологическому характеру очень сходны с песчаными разностями аллювиального типа осадков, но образовались в совершенно других условиях.

По составу это рыхлые мелкозернистые кварцевые пески светлых тонов окраски, которые залегают горизонтальными слоями, а внутри их обладают то горизонтальной, то пологонаклонной, то перекрестной слоистостью. Пески часто бывают сцементированы в плотные буровато-красные железистые песчаники, но эти песчаники залегают прослоями небольшого протяжения, линзами и неправильными караваями, никогда не образуя сколько-нибудь выдержанных по простиранию горизонтов.

Механические анализы песков чаграйской свиты из разреза гор Кумбулак в западной части северного берега залива Перовского приведены в табл. 9.

Из этой таблицы видно, что чаграйские песчаные породы северного берега залива Перовского в большинстве прослоев очень хорошо отсортированы. Это мелкозернистые пески, более 90% веса которых часто приходится на одну фракцию — 0,25—0,1 мм; реже это алевроитовые пески. Они содержат два выдержанных прослоя глин, что для разрезов чаграйской свиты необычно. Эти глины песчанисты (5,30 и 15,68% фракции 0,25—0,1 мм), слюдисты, каменисты и окрашены в голубовато-серый цвет. Мощность их 0,20—0,50 м. Оба прослоя имеют размытые верхние границы.

Второй особенностью разреза является присутствие в нем двух тонких (5—10 см) и невыдержанных по простиранию прослоев песка, исключительно богатого слюдой, которая составляет в верхнем прослое 47,81, а в нижнем 82,5% количества зерен образца породы, рассматриваемого под бинокуляром.

Высказывалось предположение об аутигенном происхождении этой слюды (Яншин, 1953, стр. 484). Оно не подтвердилось. Микроскопическое изучение образцов породы из этих прослоев показало, что заклю-

## Механический состав (в %) пород чаграйской свиты северного берега залива Перовского

Характер породы и положение образца в разрезе	Фракции в мм						Выход тяжелой фракции в %
	>0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,10—0,05	0,05—0,01	<0,01	
1. Песок мелкозернистый в 1 м от кровли свиты . . . . .	—	0,21	90,65	5,47		3,67	0,28
2. Песок мелкозернистый в 1,5 м от кровли свиты . . . . .	—	2,38	86,33	4,79	0,88	5,62	0,35
3. Песок кварцево-слюдистый мелкозернистый в 2 м от кровли свиты . . . . .	—	0,28	72,17	9,90	5,06	12,59	0,11
4. Песок мелкозернистый алевритовый в 3 м от кровли свиты . .	—	0,12	68,79	19,18	4,58	7,33	0,12
5. Песок мелкозернистый в 4 м от кровли свиты . . . . .	—	0,14	86,44	7,77		5,65	0,28
6. Глина песчанистая в 4,5 м от кровли свиты . . . . .	—	0,02	15,68	2,36	0,60	81,34	0,72
7. Песок мелкозернистый в 6,5 м от кровли свиты . . . . .	—	0,06	91,06	4,64	1,44	2,80	0,53
8. Песок мелкозернистый алевритовый в 8 м от кровли свиты	—	0,03	76,29	14,28	2,11	7,29	0,38
9. Песок мелкозернистый глинистый в 13 м от кровли свиты	—	0,05	57,75	2,38	0,78	39,04	0,55
10. Песок мелкозернистый в 15 м от кровли свиты . . . . .	—	0,04	94,13	3,10	0,57	2,16	0,78
11. Песок мелкозернистый глинисто-алевритовый в 17,5 м от кровли свиты . . . . .	0,12	0,67	56,92	11,22		31,07	0,38
12. Песок мелкозернистый в 19 м от кровли свиты . . . . .	0,25	0,20	85,05	9,93		4,57	0,28
13. Песок мелкозернистый алевритово-глинистый в 22 м от кровли свиты . . . . .	0,03	0,15	51,30	34,14		14,38	0,54
14. Глина в 26 м от кровли свиты . .	—	0,01	5,30	1,21	1,21	92,27	0,25
15. Песок мелкозернистый алевритовый в 29 м от кровли свиты .	—	0,07	61,34	31,54		7,05	0,20
16. Песок мелкозернистый алевритово-глинистый в 32 м от кровли свиты . . . . .	0,03	0,15	51,30	34,14		14,38	0,54
Среднее из 16 образцов	0,02	0,27	62,49	15,34		21,88	0,50

ченные в них чешуйки слюды имеют обломочное происхождение. Интересно, что состав слюды в разных прослойках несколько различен. В одной явно преобладает мусковит, в другой — свежий и хлоритизированный биотит. В песке между этими прослойками содержание слюды не превышает 10% общего количества обломочных зерен, а часто падает почти до нуля.

Отложения чаграйской свиты на северном берегу залива Перовского считались континентальными пресноводными, как и в других районах Северного Приаралья. Однако в 1953 и 1954 гг. в развитых здесь плитчатых железистых песчаниках этой свиты нами были найдены отпечатки и ядра кардид, близких той форме, которая определялась Б. П. Жижченко

по сборам А. Л. Яншина из джаксыккычской и аральской свит как новый вид *Cardium kasachstanicum*.

Присутствие кардид ясно говорит о том, что на берегах залива Перовского чаграйская свита представлена уже не речными отложениями, а отложениями крупного солоноватоводного бассейна, вероятно самой прибрежной его части. Это, между прочим, объясняет их горизонтальную слоистость и присутствие выдержанных прослоев глины. Очевидно, солоноватоводный бассейн, столь явно существовавший в северо-восточном Приаралье в джаксыккычское время, в последующее, чаграйское время не исчез, а лишь сильно сократил свои размеры. Территорию современной суши он захватывал на северных берегах залива Перовского, может быть, на полуострове Чубар-Тарауз, полуострове Кок-турнак и острове Куг-арал, где отложения чаграйской свиты развиты лишь на вершинах возвышенностей, плохо обнажены и слабо изучены. Возможное положение северного участка береговой линии этого бассейна показано на рис. 4.

Таким образом, в генетическом отношении среди отложений чаграйской свиты можно различать пролювиальные, аллювиальные и отложения солоноватоводных озер. Однако по своему литологическому характеру все эти отложения связаны постепенными переходами, что объясняется, вероятно, сходными геоморфологическими условиями их образования на единой, очень плоской наклонной равнине. Эта равнина своим северо-западным краем опиралась в подножье Мугоджарских гор, а юго-восточным концом постепенно уходила под уровень сократившегося по площади в чаграйское время Пра-Аральского озера-моря.

Почти на всей площади распространения чаграйская свита залегает с ясными следами размыва на подстилающих отложениях. На сводах антиклиналей ее породы нередко лежат прямо на породах чеганской или даже саксаульской свиты морского палеогена.

В обрывах залива Перовского нижняя граница свиты благодаря осыпям лежащих выше рыхлых песков видна плохо. Она очень ровна и, судя по выдержанной мощности пород джаксыккычской свиты, лишена здесь значительных следов размыва. Однако смена пород по ней происходит весьма резкая, что заставляет предполагать и в этом районе наличие некоторого перерыва между отложением джаксыккычской и чаграйской свит.

Максимальная мощность чаграйской свиты на северном берегу залива Перовского, в горах Кум-булак, ближайших к рыбному промыслу Агыспе, равна 35 м. К востоку она несколько убывает вследствие срезания песков свиты нижнемiocеновыми слоями с *Corbula helmersoni* Mikhail. В других разрезах ее мощность обычно не превышает 15—20 м.

В создании форм современного рельефа Северного Приаралья железистые песчаники и конгломераты основания чаграйской свиты играют очень большую роль. Они хорошо противостоят выветриванию, с трудом размываются незначительными здесь осадками и потому образуют плоские вершины многочисленных столовых гор и останцов. Этим же песчаникам и конгломератам обязано своим существованием громадное Чаграйское плато, глубоко поднятое на западе долиной р. Чеган.

В береговых обрывах залива Перовского видно, что тургайская серия кроется солоноватоводными слоями с *Corbula helmersoni* Mikhail., костями гигантских носорогов из рода *Aralotherium* и других млекопитающих. Эти слои по составу резко отличны от тургайской серии (сильнокарбонатные глины, известняки, мергели), а потому не могут быть включены в ее состав. В основании их наблюдаются ясные следы размыва и региональное, хотя и слабое угловое несогласие тектонического характера (для берегов залива Перовского оно равно 25 мин.). Это несогласие слу-

жит естественной верхней границей тургайской серии, внутри которой мы наблюдаем лишь местные несогласия эрозионного происхождения.

На рис. 2 был показан схематический разрез северного берега залива Перовского. На этом разрезе резко выделяются все четыре свиты тургайской серии, разделенные более или менее ясными признаками перерыва в отложениях осадков и нередко следами эрозионного размыва. Каждая из этих свит обладает своими литологическими особенностями, не повторяющимися в других свитах. Каждая из них отличается также своеобразными условиями залегания и дает особенные, только ей свойственные, формы микрорельефа на склонах. Все это позволяет говорить о большой индивидуальности свит тургайской серии и придавать им значение вполне определенных единиц местной стратиграфической шкалы.

## 6. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ТУРГАЙСКОЙ СЕРИИ И ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ТЕРРИГЕННЫХ МИНЕРАЛОВ ЕЕ СВИТ

Тургайская серия сложена главным образом породами кластическими. Исключение составляют лишь бурые угли, упоминавшиеся при описании чиликтинской свиты, и железные руды. Для воссоздания палеогеографической обстановки отложения железных руд и отчасти для решения вопроса о возможном источнике железа важно выяснить: какое происхождение имеет кластический материал, слагающий породы тургайской серии?

Для такой свиты, как чаграйская, этот вопрос решается просто, на основании одних полевых наблюдений. Распространение чаграйской свиты до самого подножья Мугоджарских гор, описанные выше изменения гранулометрического состава ее пород, явно связанные с удалением от этих гор, состав галек в конгломератах — все говорит о том, что снос ее обломочного материала шел с Мугоджар. Очевидно, что само образование пород чаграйской свиты было связано с тектоническими движениями, значительно поднявшими Мугоджары над Арало-Тургайской низменностью.

Сложнее решается вопрос об источнике кластического материала для более древних свит тургайской серии, в частности для самой нижней из них — кутанбулакской. Эта свита, наиболее интересная в отношении рудоносности, распространена лишь в значительном удалении от Мугоджар. Как указывалось выше, она залегает не сплошным покровом, а лишь в древних эрозионных депрессиях поверхности морского палеогена. Эти депрессии разделены и окружены выступами рельефа морского палеогена, на которых слои кутанбулакской свиты не отлагались. Поэтому естественно было предположить, что материал для образования кутанбулакской свиты был получен в результате размыва морских палеогеновых пород. Проверить это предположение можно было путем сравнительного изучения минералогического состава кластических пород кутанбулакской свиты и подстилающих отложений. Если породы кутанбулакской свиты образовались за счет их перемыва, то комплексы терригенных минералов у них должны быть близкими. Если же породы кутанбулакской свиты образовались за счет дальнего приноса материала из Мугоджар или из других областей развития палеозоя, то комплекс их терригенных минералов мог существенно отличаться от комплексов терригенных минералов пород морского палеогена.

Кутанбулакская свита тургайской серии обычно лежит на глинах нижней половины чеганской свиты, но в более западных районах Приаралья местами залегает на глинисто-алевроитовых породах ее верхней половины, а местами на песках саксаульской свиты (некоторые пункты к северу от залива Тше-бас). Залегание ее на самой нижней, тасаранской свите пород морского палеогена не наблюдалось ни разу, но к северу от песков

Малые Барсуки имеется обширная площадь приподнятого залегания пород этой свиты, сейчас лишенная покрова более молодых третичных осадков. Можно было предполагать, что породы тасаранской свиты в пределах этой площади подвергались размыву еще в эпоху отложения кутанбулакской свиты. Таким образом, материал для образования пород кутанбулакской свиты могли дать все три свиты морского палеогена, развитые в Приаралье.

Для того чтобы проверить, давали ли они его в действительности, нами было проведено сравнительное изучение обломочных минералов пород морского палеогена и кутанбулакской свиты. Из морского палеогена отбирались для изучения образцы песков, алевритов и песчанистых глин. Всего исследовано из тасаранской свиты 4 образца, из саксаульской — 8 образцов, из чеганской — 8 образцов, из кутанбулакской — 57 образцов терригенных пород (пески, алевриты, алевритовые глины) и 86 остатков от растворения оолитовых железняков в 20%-ном растворе HCl. Все образцы подвергались механическому анализу по Сабанину, после чего фракция 0,25—0,01 мм разделялась на тяжелую и легкую части в бромформе с удельным весом 2,85.

Как видно из приведенных цифр, материал по морскому палеогену нами исследован небольшой, но полученные результаты для всех образцов настолько близки между собой, что, несомненно, их можно считать типичными.

Выход тяжелой фракции от алевритовой и мелкопесчаной части пород морского палеогена колеблется в небольших пределах — от 0,15 до 0,85% и в среднем равен для тасаранской свиты 0,27%, для саксаульской — 0,39% и для чеганской — 0,47%.

От 35,5 до 78,27% (обычно более 50%) тяжелой фракции пород морского палеогена составляют зерна непрозрачных рудных минералов. В главной своей части это микроконкреции и обломочные зерна гидрогетита, к которым в большем или меньшем количестве примешаны зерна ильменита, лейкоксена, гематита и магнетита. В ряде образцов в рудной части тяжелой фракции многочисленны кубические зерна гидрогетита, видимо, представляющие собой псевдоморфозы по аутигенным кристаллам пирита.

В нерудной части тяжелой фракции пород морского палеогена, во всех без исключения 20 проанализированных образцах, резко преобладают силлиманит, ставролит, дистен и циркон. Количество трех первых, за очень редкими исключениями, превышает 50%<sup>1</sup>. Особенно выделяется по своему обилию силлиманит, количество которого в отдельных образцах колеблется, правда, в больших пределах (от 8,39 до 68,6%), но в среднем для каждой из свит морского палеогена дает очень высокие цифры (для тасаранской — 23,23%, для саксаульской — 31,26%, для чеганской — 13,71%). В тяжелой фракции большинства образцов значительно также содержание турмалина (до 19,11%) и граната (до 27,36%). Вместе с тем содержание таких сравнительно легко разрушаемых минералов, как эпидот и цоизит, ни в одном из образцов не превышает 5—6%, а второй из них часто совершенно отсутствует. Неустойчивые по отношению к выветриванию роговые обманки отсутствуют в большинстве образцов морского палеогена и не превышают ни в одном из них 4%.

<sup>1</sup> Содержание отдельных прозрачных минералов здесь и ниже дается в процентах общего количества зерен нерудных минералов тяжелой фракции. Зерна рудных минералов подсчитывались сверх 100%, так как большая часть их имеет аутигенное происхождение, и включение их в подсчет несколько исказило бы картину сноса обломочного материала. Впрочем, надо заметить, что соотношение цифр содержания отдельных минералов при пересчете на общее количество зерен тяжелой фракции меняется очень мало.

Таким образом, для тяжелой фракции пород всех свит морского палеогена Северного Приаралья характерна ассоциация устойчивых к выветриванию минералов, среди которых главную роль играют силлиманит, ставролит и дистен.

Легкая фракция алевритовой и мелкопесчаной части тех же пород состоит преимущественно из кварца, на долю которого обычно приходится от 95 до 99% ее зерен. Лишь в нескольких образцах количество кварца снижается до 80—85%, за счет появления 15—20% аутигенного глаукогонита. К этим двум минералам в очень небольшом количестве примешаны обломочки кремня, листочки светлой слюды и хлорита. Зерна полевых шпатов встречаются единичными экземплярами, причем они всегда сильно корродированы и по трещинкам замещены окислами железа, реже — глауконитом.

Форма зерен обломочных минералов в породах морского палеогена, если эти зерна не корродированы, окатанная или полуокатанная. Особенно выделяются своей почти сферической формой зерна кварца размером 0,25—0,1 м из отложений саксаульской свиты.

Совсем другую картину мы наблюдаем при изучении обломочных минералов кутанбулакской свиты.

Выход тяжелой фракции из гранулометрического класса 0,25—0,01 мм песков, алевритов и глин кутанбулакской свиты лишь для единичных образцов, взятых близ берегов Аральского моря, характеризуется такими же небольшими цифрами, как выход тяжелой фракции из пород морского палеогена. В более северных частях Чокусинской синклинали он не снижается менее 0,95%, иногда увеличивается до 8—9%, а в среднем равен 2,54%, т. е. почти в 6,5 раза больше, чем для пород морского палеогена. Для рудовмещающих пород месторождения Кок-булак он также равен в среднем 2,58%. Нерастворимые остатки железных руд кутанбулакской свиты имеют меньший весовой процент выхода тяжелой фракции<sup>1</sup>, однако и для них он в Чокусинской синклинали в среднем равен 1,38%, а для месторождения Кок-булак 1,24%, т. е. в 3—3,5 раза больше, чем для пород морского палеогена.

Процентное содержание рудных минералов в тяжелой фракции пород кутанбулакской свиты и пород морского палеогена довольно близко.

В алевритах и песках кутанбулакской свиты из рудных минералов преобладают окислы железа, ильменит и продукт его изменения — лейкоксен. Имеются также магнетит и пирит, а в небольшом количестве и минералы окислов марганца. Рудная часть тяжелой фракции образцов нерастворимых остатков руд этой свиты состоит главным образом из ильменита и лейкоксена с небольшой примесью магнетита и пирита. После растворения образцов руд в соляной кислоте рудная часть составляет около 50% тяжелой фракции.

Главные же изменения происходят в нерудной части тяжелой фракции. Силлиманит, ставролит и дистен, которые преобладали в породах морского палеогена, почти исчезают в кутанбулакской свите. В некоторых ее образцах то один, то другой из них совершенно отсутствует, среднее же содержание каждого для разных участков и разных типов пород колеблется от десятых долей процента до 2,40%, т. е. в 10—20 раз меньше, чем в породах морского палеогена. Заметно уменьшается также содержание турмалина, рутила и граната. Содержание циркона остается примерно таким же, как в тяжелой фракции пород морского палеогена. Преобладающими же становятся те сравнительно легко разрушаемые минералы, которые в тяжелой фракции пород морского палеогена были представлены

<sup>1</sup> Вероятно, за счет растворения в соляной кислоте всего гидрогетита, зерна которого составляют существенную часть тяжелой фракции образцов, не обработанных HCl.



единицами процентов, а именно — эпидот и цоизит. Количество этих двух минералов ни в одном из 143 изученных образцов кутанбулакской свиты не падает меньше 35,5%, а нередко достигает 70—80% общего числа зерен нерудной части тяжелой фракции. Среднее содержание эпидота для этой свиты равно 36,01%, а цоизита 24,90%. Кроме этих двух минералов, в тяжелой фракции пород кутанбулакской свиты по сравнению с породами морского палеогена резко увеличивается содержание бурых и зеленых роговых обманок (в 5—10 раз), зеленой слюды и шпинели. Увеличивается также разнообразие минералов тяжелой фракции в каждом изученном образце. Появляются единичными зернами такие минералы, как обломочный хлорит, везувин и барит, ни разу не обнаруженные в тяжелой фракции пород морского палеогена.

Средние по отдельным месторождениям цифры минералогического состава тяжелой фракции изучавшихся нами образцов кутанбулакской свиты в сравнении с цифрами ее состава для разных свит морского палеогена даны в табл. 10.

Не менее резкие минералогические отличия кутанбулакской свиты от свит морского палеогена можно наблюдать при изучении легкой фракции ее образцов. В ней до 30% общего количества зерен приходится на долю полевых шпатов, которые практически отсутствуют в породах морского палеогена. Зерна полевого шпата обычно свежи и несут некоторые признаки коррозии только в нерастворимых остатках оолитовых руд. Около трети этих зерен приходится на долю олигоклаза. Кроме кварца и полевых шпатов, в легкой фракции пород кутанбулакской свиты присутствуют в виде единичных зерен обломочный хлорит, мусковит, в немногих образцах — выветрелый переотложенный глауконит, обломки кремня и обломки тонкозернистых эффузивных пород зеленоватого цвета.

Форма зерен обломочных минералов в кутанбулакской свите угловатая или полуугловатая, а не окатанная, как в породах морского палеогена.

Из приведенного выше описания совершенно очевидно, что обломочный материал кутанбулакской свиты не мог произойти за счет перемыва пород морского палеогена. При таком перемыве обломочный материал либо сохраняет тот же характер, который он имел в исходных породах, либо (если перемыв был длительным) в нем наблюдается уменьшение выхода тяжелой фракции (так как большинство тяжелых минералов разрушается легче кварца), увеличение процентного содержания устойчивых минералов, улучшение окатанности зерен. В породах кутанбулакской свиты, при сравнении их с породами морского палеогена, по всем этим показателям наблюдается прямо противоположная картина. В них резко возрастает процент выхода тяжелой фракции, как в ней, так и в легкой фракции резко увеличивается значение легко разрушаемых неустойчивых минералов (эпидот, цоизит, роговые обманки, полевые шпаты), окатанность зерен значительно ухудшается.

Вывод из этого может быть сделан только один: в эпоху образования депрессий, выполненных кутанбулакской свитой, размыв пород морского палеогена, очевидно, происходил, но продукты этого размыва выносились куда-то за пределы Северного Приаралья. В эпоху же отложения кутанбулакской свиты размыв образующих борта депрессий пород морского палеогена играл резко подчиненную роль (выветрелые зерна глауконита в некоторых образцах, две-три находки обломков устриц и окатанных зубов акул в основании свиты). Основная масса обломочного материала кутанбулакской свиты имеет не местное происхождение и приносилась в северо-восточное Приаралье откуда-то извне.

Происхождение этого материала нетрудно выяснить, ознакомившись с существующей литературой по петрографии Мугоджарских гор.

Судя по работам Г. И. Водорезова (1952), Е. В. Ереминой (1905, 1912), И. Г. Кузнецова (1926), Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1905) и А. А. Чумакова (1939<sub>1,2</sub>, 1940<sub>1,2</sub>, 1941, 1945, 1946), эпидот принадлежит к числу наиболее распространенных «тяжелых» минералов вулканических пород Мугоджар. Он играет существенную роль в составе мощных си-дурийских спилитов, в которых образовался, по А. А. Чумакову (1940<sub>2</sub>, стр. 42), «за счет освободившегося при деанортизации плагиоклаза», встречается в большом количестве в метаморфизованных кварцевых порфирах и альбитофирах, в порфиритах различных типов, в габбро, в плагиоклазовых гранитах, кварцевых спенит-порфирах и почти во всех остальных кристаллических породах этого древнего массива. Кроме того, эпидот широко распространен в докембрийских гнейсах и кристаллических сланцах восточного склона Мугоджар, где есть разности сланцев, преимущественно состоящие из этого минерала.

Почти столь же широко распространение в Мугоджарах цоизита; это обычный продукт автотематоморфизма плагиоклазов, которыми так богаты вулканические и метаморфические породы этого хребта.

Роговые обманки являются породообразующими минералами мугоджарских интрузивных диабазов, спилитов, вариолитов, многих порфири-тов, диоритов, гранодиоритов, плагиоклазовых гранитов, граносиенитов, габбро, докембрийских гнейсов и кристаллических сланцев. Е. В. Еремина (1912) считает, что в районе гор Бахтыбай все разности изученных ею пород — роговообманковые.

Про обилие в мугоджарских породах полевых шпатов говорить не приходится. Интересно, что в плагиоклазовых гранитах Мугоджар, по данным А. А. Чумакова (1941), из полевых шпатов преобладает олигоклаз, что мы наблюдаем и в легкой фракции пород кутанбулакской свиты.

Таким образом, очевидно, что обломочный материал кутанбулакской свиты имеет явно мугоджарское происхождение. Вероятно, он приносился реками, верховья которых лежали в области Мугоджар.

Для выводов о закономерностях распределения отдельных обломочных минералов в породах кутанбулакской свиты в зависимости от гранулометрического состава и географического пункта взятия образца наш материал оказался недостаточным. Известно, что в долинах рек, по мере движения от верховьев к устью, количество устойчивых минералов в аллювии увеличивается, а легко разрушаемых — уменьшается (Батуриц, 1937). Л. В. Пустоваловым (1947) установлено также, что в одном и том же географическом пункте содержание устойчивых минералов в породах данной свиты увеличивается по мере перехода от пород более грубых к породам с более тонким гранулометрическим составом.

Эти закономерности, по-видимому, существуют и в кутанбулакской свите Северного Приаралья, но выражены недостаточно четко, что связано со сравнительно небольшим расстоянием между пунктами сбора образцов. Кроме того, изучавшиеся нами породы залегают в разных частях кутанбулакской свиты и не вполне одновременны по своему образованию. В разные моменты кутанбулакской эпохи условия для разноса обломочных минералов могли быть не вполне одинаковы. Наконец, по некоторым пунктам, например по Кара-сандыку, количество образцов недостаточно для выведения надежных средних цифр.

В результате этого закономерности в распределении обломочных минералов ясны только для наиболее распространенных из них, например для эпидота.

Его количество в месторождениях Чокусинской синклинали закономерно уменьшается по мере движения с севера на юг, а также при переходе в каждом пункте от более грубых нерастворимых остатков руд к более тонким рудовмещающим породам, что видно из табл. 11.

**Средний минералогический состав тяжелой фракции пород морского**

Стратиграфическое положение и характер образцов	Выход тяжелой фракции в %	Рудные минералы в %	Нерудные минералы в %	Нерудные минералы тяжелой фракции						
				Эпидиот	Цоизит	Циркон	Турмалины	Рутил	Гранат	Бурные роговые обманки
<b>I. Морской</b>										
Тасаранская свита (среднее из 4 обр.)	0,27	62,63	37,37	3,48	3,40	6,41	7,17	3,31	9,75	0,74
Саксаульская свита (среднее из 8 обр.)	0,39	50,50	49,50	2,80	2,88	13,13	6,32	2,69	9,27	0,90
Чеганская свита (среднее из 8 обр.) . . .	0,47	56,57	43,43	3,39	3,22	12,25	6,57	2,52	8,63	2,06
Среднее из 20 обр. морск. палеогена . . .	0,40	55,35	44,65	3,17	3,12	11,44	6,59	2,75	9,11	1,33
<b>II. Кутанбулак</b>										
Уроч. Кутан-булак, нерастворимые остатки оолитовых руд (среднее из 10 обр.)	1,34	50,26	49,74	39,50	23,34	12,68	4,56	1,75	2,51	6,55
То же, алевриты и глины (среднее из 14 обр.) . . . . .	2,99	54,65	45,35	36,44	25,45	7,99	5,56	1,22	2,96	4,02
Уроч. Талды-эспе, нерастворимые остатки оолитовых руд (среднее из 38 обр.)	1,37	48,24	51,76	37,45	18,64	18,15	5,24	2,48	4,48	3,86
То же, алевриты и глины (среднее из 13 обр.) . . . . .	2,19	51,10	48,90	33,25	33,88	9,64	5,23	2,04	3,22	3,03
Уроч. Кара-сандык, нерастворимые остатки оолитовых руд (среднее из 6 обр.) . . . . .	1,53	52,63	47,37	34,31	22,85	17,51	5,14	1,11	2,10	6,05
То же, алевриты и глины (среднее из 5 обр.) . . . . .	2,22	52,27	47,73	32,27	31,52	6,84	3,48	1,61	1,65	8,90
Уроч. Кок-Булак, нерастворимые остатки оолитовых руд (среднее из 32 обр.)	1,24	45,03	54,97	33,87	17,69	16,71	5,41	4,38	3,70	4,87
То же, алевриты и глины (среднее из 25 обр.) . . . . .	2,58	48,57	51,43	37,50	21,29	9,88	5,78	1,93	3,13	5,29
Среднее из 143 обр. кутанбулакской свиты . . . . .	1,82	48,93	51,07	36,01	21,90	13,81	5,29	2,51	3,47	4,73

## палеогена и кутанбулакской свиты Северного Приаралья

в % к их общему количеству

Зеленые роговые обманки	Ставро- лит	Дистен	Силлима- нит	Глауко- фан	Апатит	Слюда зеленая	Биотит	Мусковит	Флюорит	Шпатель	Брунит	Сфон	Анда- лузит	Хлорит	Везувиан	Гарит	Прочие минералы
0,26	18,84	13,26	23,23	0,27	0,71	0,34	2,92	2,37	0,29	—	—	0,96	—	—	—	—	2,29
0,05	14,20	12,23	31,26	0,10	—	0,22	0,93	1,66	0,25	0,09	0,19	—	0,67	—	—	—	0,16
0,08	14,87	18,28	13,71	0,59	0,10	1,39	0,10	10,38	—	—	0,28	0,08	—	—	—	—	1,50
0,10	15,39	14,86	22,63	0,33	0,18	0,71	1,00	5,29	0,16	0,04	0,19	0,22	0,27	—	—	—	1,12

## палеоген

## ская свита

2,25	1,46	1,13	2,08	0,25	—	1,34	0,15	0,19	—	0,06	—	0,20	—	—	—	—	—
4,45	0,67	1,84	2,35	0,28	—	3,22	1,08	0,85	—	0,51	—	0,29	0,04	—	0,04	0,06	0,68
2,45	1,91	2,40	1,00	0,25	0,09	0,76	0,47	0,04	0,02	0,11	0,02	0,04	0,07	0,07	—	—	—
3,67	0,91	1,47	0,39	0,54	—	1,57	0,29	0,36	0,05	0,08	0,04	0,03	0,10	—	—	0,21	—
3,00	0,59	1,64	2,00	0,13	—	1,49	0,43	—	—	0,06	—	0,09	—	1,50	—	—	—
3,54	0,11	1,06	0,38	0,41	0,10	3,28	0,38	0,42	—	0,09	—	—	—	3,96	—	—	—
1,79	1,90	3,28	2,00	0,50	0,19	1,16	0,85	0,28	0,02	0,34	—	0,64	0,20	0,05	0,03	0,14	—
2,18	1,62	2,36	1,85	0,51	0,17	2,12	1,27	1,05	0,20	0,19	0,02	0,49	0,17	0,83	0,03	0,14	—
2,61	1,50	2,28	1,55	0,38	0,10	1,56	0,71	0,40	0,05	0,20	0,01	0,28	0,11	0,37	0,02	0,08	0,07

Обломочный материал в кутанбулакской свите представлен не только мелкими зернами, но и крупными обломками древних пород, которые встречаются лишь в железорудной фации речных осадков. По петрографическому составу эти обломки чаще всего принадлежат жильному молочно-белому кварцу, реже — кремнистым сланцам, другого типа кремнистым породам и зеленым эффузивным породам. Среди последних можно определить несколько разновидностей диабаза, спилит и роговообманковый порфирит. Зеленокаменные вулканические породы галек в железных рудах кутанбулакской свиты вполне тождественны соответствующим

Таблица 11

Среднее содержание эпидота в нерастворимых остатках руд и в рудовмещающих породах месторождений Чокусинской синклинали (в % к общему количеству нерудных минералов тяжелой фракции)

Месторождение	Нерастворимые остатки руд	Рудовмещающие породы
Кутан-булак . . . .	39,50	36,44
Талды-эспе . . . .	37,45	33,25
Кара-сандык . . . .	34,31	32,27

породам Мугоджарского хребта. Это подтверждает мугоджарское происхождение обломочного материала кутанбулакской свиты.

Часть обломков мугоджарских пород в конгломератовых разностях железных руд имеет округлую форму галек и несомненно испытала дальний речной перенос. Размеры таких галек невелики. Обычно они не превышают 1—2 см в диаметре. Самые крупные гальки кварца из конгломератовых разностей руд имеют в диаметре 6—8 см.

Кроме них, чаще в конгломератовых разностях руд, но иногда и в оолитовых рудах наблюдаются одиночные крупные, совершенно неокатанные обломки кварца и других мугоджарских пород. Они имеют в длинном диаметре до 20 см. Их грани совершенно не сглажены, концы часто заострены, что указывает на какую-то особую форму их переноса.

В литературе существуют указания, что такие крупные неокатанные куски породы могут переноситься на большие расстояния на речных льдинах и в корнях вызороченных водою деревьев (Твенхофел, 1936; Пустовалов, 1940, ч. 1). Обилие в рудах окаменелой древесины позволяет думать о втором способе транспортировки. Однако точно такие же угловатые крупные обломки кварца были встречены и выше по разрезу тургайской серии — в глинистых осадках джаксыккычской свиты, которая никаких растительных остатков не содержит. Это заставляет отказаться от мысли о переносе обломков корнями деревьев. Более вероятно, что обломки палеозойских пород приносились из Мугоджар речными льдинами, на которые попадали во время замерзания верховьев рек. Этот вывод подтверждается листопадным характером большей части древесной флоры кутанбулакской эпохи и важен для суждения о ее климате.

Если главная часть обломочного материала кутанбулакской свиты приносилась реками из Мугоджар, то очевидно в это же время могли существовать боковые притоки основной гидрографической сети, бассейны которых располагались целиком в области развития пород морского палеогена. Песчано-глинистые отложения таких боковых притоков по своему минералогическому составу должны резко отличаться от отложений основных речных долин. Изучение разрезов кутанбулакской свиты показывает, что подобные породы, образование которых связано

с перемывом местного материала морского палеогена, действительно существуют в ее составе. Это описанные выше мергельные гравелиты, состоящие из окатанных обломочков мергелей чеганской свиты морского палеогена.

С другим типом пород кутанбулакской свиты, которые произошли за счет перемыва отложений морского палеогена, можно познакомиться при изучении разрезов месторождения Кок-булак.

В основании дельтовых осадков этой свиты залегают зеленые монтмориллонитовые глины, которые отличаются от чеганских только присутствием тонких прослоек алевролита и несомненно произошли за счет их перемыва. Об этих глинах подробнее будет сказано в главе о минералогии.

Таким образом, можно прийти к заключению, что основная часть пород кутанбулакской свиты Северного Приаралья сложена обломочным материалом, приносившимся из Мугоджар, хотя среди них и существуют редкие, мало распространенные разности, обязанные своим происхождением местному размыву подстилающих отложений морского палеогена.

Для проверки этого вывода в отношении вышележащих свит тургайской серии и для выяснения возможности их разграничения по составу обломочных минералов песчаные и алевролитовые породы чиликтинской, джаксыккычской и чаграйской свит Чокусинской синклинали были подвергнуты механическому и минералогическому анализу<sup>1</sup>. Из чиликтинской свиты образцы отбирались в разрезе Сары-булак близ ст. Чокусу. Джаксыккычская и чаграйская свиты опробовались в их наиболее полных разрезах на северном берегу залива Перовского, в 8 км от рыбацкого поселка Агыспе. Образцы собирались через интервалы от 0,5 до 5 м, в зависимости от мощности слоев, для наиболее полной характеристики всех литологических разностей пород той или иной свиты. Перед механическим анализом они подвергались обработке 10%-ной HCl на холоду, с целью децементации. Убыль в весе после этой обработки составляла в среднем 0,2% и ни в одном образце не превышала 5%. После обработки образцы подвергались механическому анализу по методу Сабанина — Осборна, а гранулометрический класс 0,25—0,01 мм разделялся на тяжелую и легкую фракции бромформом с удельным весом 2,89. При минералогическом анализе этих образцов эпидот и цоизит не разделялись и подсчитывались под общим названием «минералы группы эпидота». Не разделялись также различные роговые обманки.

Сопоставление средних цифр содержания различных тяжелых минералов в породах чиликтинской, джаксыккычской и чаграйской свит тургайской серии и кутанбулакской свиты дано в табл. 12.

Из этой таблицы видно, что общий характер ассоциации обломочных минералов в различных свитах тургайской серии довольно близок и резко отличен от характера их в породах морского палеогена. Как в кутанбулакской свите, так и во всех более высоких свитах тургайской серии подавляющая часть прозрачных минералов тяжелой фракции приходится на группу эпидота. Второе место по количеству зерен во всех свитах тургайской серии занимает циркон. Силлиманит и ставролит, доминирующие над всеми прозрачными тяжелыми минералами в породах морского палеогена, во всех свитах тургайской серии (за исключением самих верхних слоев чаграйской свиты) играют совершенно подчиненную роль. Дистен, который там стоит на третьем месте, здесь занимает одно из последних мест.

Сходную картину дает изучение легкой фракции обломочных мине-

<sup>1</sup> Эта работа проводилась под моим руководством старшим лаборантом Л. А. Игнатьевой.

**Средний минералогический состав тяжелой фракции**

	Название свиты и количество изученных образцов ее пород	Выход тяжелой фракции в %	Ридные минералы в %	Нерудные минералы в %	Нерудные минералы тяжелой фракции						
					Группа эпидота	Циркон	Турмалин	Рутил	Гранат	Роговая обманка	Ставролит
1	Чаграйская свита (среднее из 16 обр.) . . .	0,50	64,95	35,05	23,90	15,44	9,54	7,15	6,88	—	3,83
2	Джаксыккычская свита (среднее из 5 обр.) .	0,48	40,50	59,50	58,51	17,22	6,30	2,12	5,48	1,09	0,47
3	Чиликтинская свита (среднее из 11 обр.)	1,37	55,59	44,41	64,39	10,04	5,32	3,78	2,97	3,06	0,62
4	Кутанбулакская свита (среднее из 143 обр.)	1,82	48,93	51,07	57,91	13,81	5,29	2,51	3,47	7,72	1,50

ралов различных свит тургайской серии. В породах всех ее свит много полевых шпатов, среди которых преобладает олигоглаз, встречаются в большом количестве обломочки выветрелых зеленоватых эффузивов и листочки разных слюд.

Все это говорит о том, что источник обломочного материала и условия его переноса в течение всей эпохи отложения пород тургайской серии оставались более или менее постоянными. Для Северного Приаралья этим источником были Мугуджары.

Что касается минералогических различий между свитами, то они несомненно существуют, хотя выражены не очень резко. Это естественно при едином источнике материала и близких условиях его переноса.

Минералы группы эпидота в породах чиликтинской и джаксыккычской свит играют в количественном отношении примерно такую же большую роль, как и в породах кутанбулакской свиты. Однако в чаграйской свите лишь нижние слои песков (в несколько метров) столь же богаты этими минералами, может быть, за счет некоторого перемиыва подстилающих пород. Выше по разрезу их содержание резко уменьшается и в некоторых образцах верхней части свиты меньше содержания циркона, турмалина, дистена, силлиманита, ставролита и биотита. По среднему содержанию минералов группы эпидота среди прозрачных тяжелых минералов чаграйской свиты продолжают занимать первое место, но эта средняя цифра их содержания (23,90%) много меньше, чем в нижележащих свитах.

Среднее содержание рутила повышается в чиликтинской свите по сравнению с кутанбулакской, хотя колебания его количества в разных образцах довольно значительны. Из прозрачных тяжелых минералов в породах чиликтинской свиты рутил стоит на четвертом месте, тогда как в породах джаксыккычской свиты он находится на шестом месте, а в породах кутанбулакской свиты на седьмом.

В чаграйской свите рутил также стоит на седьмом месте среди прозрачных тяжелых минералов, но лишь за счет уменьшения роли группы эпидота и пропорционального возрастания роли многих других минералов. Встречаемость его здесь много выше, чем в других свитах тургайской серии (17,15% от суммы прозрачных тяжелых минералов против 3,78% в чиликтинской свите, 2,51% в кутанбулакской и 2,12% в джаксыккычской).

Содержание граната растет с небольшими колебаниями вверх по разрезу тургайской серии. Оно равно 3,47% в кутанбулакской свите,

## пород различных свит тургайской серии

в % к их общему количеству

Дистен	Силлиманит	Биотит и зеленая слюда	Мусковит	Апатит	Флюорит	Сфен	Шпинель	Андалузит	Хлорит	Барит	Везувиан	Прочие минералы
8,50	7,65	4,09	9,94	—	—	0,61	—	2,47	—	—	—	—
3,47	1,42	0,66	1,37	—	—	1,10	—	0,26	0,26	—	—	0,27
3,42	2,30	0,83	0,99	—	—	1,73	—	0,30	0,25	—	—	—
2,28	1,55	2,27	0,40	0,10	0,05	0,28	0,20	0,11	0,37	0,08	0,02	0,08

2,97% в чиликтинской свите, возрастает до 5,48% в джаксыккычской и до 6,88% в чаграйской.

Очень показательно распределение в разрезе роговых обманок. В породах кутанбулакской свиты, как указывалось выше, они играют заметную роль, занимая среди прозрачных нерудных минералов третье место после группы эпидота и циркона. Среднее их содержание в породах этой свиты равно 7,72%. Уже в породах чиликтинской свиты содержание роговых обманок резко падает, ни в одном образце не превышает 6,09% и в среднем для свиты составляет 3,06%. В породах джаксыккычской свиты появляются отдельные образцы без роговых обманок, а среднее их содержание уменьшается до 1,09%. Если в породах кутанбулакской свиты роговые обманки стоят на третьем месте среди прозрачных тяжелых минералов, то в породах чиликтинской свиты они находятся на седьмом, а в породах джаксыккычской свиты на девятом месте. Наконец, в породах чаграйской свиты роговые обманки совершенно исчезают.

Для всех пород кутанбулакской свиты характерно присутствие небольшого количества зерен шпинели. В породах вышележащих свит она отсутствует.

Содержание устойчивых минералов — дистена, силлиманита и ставролита — вверх по разрезу в общем повышается, хотя и подвержено большим индивидуальным колебаниям в различных образцах. Особенно резко увеличивается содержание этих минералов в образцах пород из самой верхней, чаграйской свиты.

Интересно отметить, что зерна перечисленных устойчивых минералов угловаты, а не округлы, как в породах морского палеогена, и, следовательно, не вымыты из них, а принесены прямо из Мугоджар.

По содержанию слюд тяжелые фракции пород различных свит тургайской серии также различаются между собой. Цифры, выражающие эти различия, вряд ли можно считать вполне достоверными, потому что чешуйки слюды плохо смачиваются при разделении в бромформе и в разных образцах по-разному распределяются между тяжелыми и легкими фракциями. Однако несомненно, что в большом количестве чешуйки слюды появляются только в верхней, чаграйской свите тургайской серии, особенно в некоторых ее прослоях, о чем говорилось выше, при описании этой свиты. По среднему содержанию в тяжелой фракции пород чаграйской свиты мусковит занимает третье место. Количество его достигает 9,94% количества зерен прозрачных тяжелых минералов. Несколько ниже в породах этой свиты среднее содержание биотита 4,09%. В со-



держании других обломочных минералов между различными свитами тургайской серии заметных различий не наблюдается.

В целом для кутанбулакской свиты оказывается характерным повышенное содержание роговых обманок и постоянное присутствие шпинели. Для чиликтинской свиты характерно несколько повышенное содержание рутила и особенно высокое, по сравнению с другими свитами, содержание минералов группы эпидота и циркона. Джаксыклычская свита характеризуется особенно высоким содержанием циркона. Чаграйская свита — резким уменьшением содержания минералов группы эпидота, полным исчезновением роговых обманок, появлением большого количества слюды и относительным ростом содержания устойчивых минералов: дистена, силлиманита, ставролита, турмалина, рутила и граната.

В. И. Попов (1952) для выделения по минералогическому составу свит в мощных однообразных терригенных толщах рекомендует сопоставлять минералы по порядку их встречаемости, разделяя их на группы по пяти названий в каждой. Этот метод с успехом применен при расчленении красноцветных меловых и палеогеновых толщ Ферганы А. Г. Бабаевым (1954) и А. М. Акрамходжаевым (1954).

Если применить его для тургайской серии и ограничиться первой пятеркой прозрачных минералов тяжелой фракции, то минералогические особенности отдельных свит этой серии выявятся достаточно ясно (табл. 13).

Таблица 13

**Наиболее распространенные прозрачные минералы тяжелой фракции пород различных свит тургайской серии**

Кутанбулакская свита	Чиликтинская свита	Джаксыклычская свита	Чаграйская свита
Группа эпидота	Группа эпидота	Группа эпидота	Группа эпидота
Циркон	Циркон	Циркон	Циркон
Роговые обманки	Турмалин	Турмалин	Мусковит
Турмалин	Рутил	Гранат	Турмалин
Гранат	Дистен	Дистен	Дистен

Состав легких минералов в кутанбулакской, чиликтинской и джаксыклычской свитах очень сходен. В породах всех этих свит в легкой фракции содержится от 20 до 35% свежих полевых шпатов, среди которых явно преобладает олигоклаз. В породах чаграйской свиты состав легкой фракции несколько меняется. Содержание в ней полевых шпатов понижается до 10—12%, причем олигоклаз встречается почти в таком же количестве, как и другие плагиоклазы. Соответственно этому среднее содержание кварца в легкой фракции пород чаграйской свиты достигает 80%, в то время как ниже по разрезу оно составляет 60—75%.

Необходимо отметить, что все приведенные выше данные о составе обломочных минералов различных свит тургайской серии основаны пока на изучении небольшого количества образцов, всего лишь из одного района Северного Приаралья. Изменения состава этих минералов в пределах каждой свиты в зависимости от расстояния до источника сноса — Мугоджар — и от изменения гранулометрического состава пород еще не изучены. Поэтому минералогическая характеристика отдельных свит для всей территории Северного Приаралья может оказаться несколько иной, чем было описано выше. В мою задачу не входили широкие минералогические работы, необходимые для установления такой характеристики. Я хотела

только выяснить — отличаются ли сколько-нибудь друг от друга свиты тургайской серии по составу обломочных минералов и можно ли рассчитывать на методы минералогической корреляции при разработке ее стратиграфии. На основании проведенных небольших исследований на эти вопросы можно дать положительный ответ.

## 7. ПАЛЕОФЛОРИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗЛИЧНЫХ СВИТ ТУРГАЙСКОЙ СЕРИИ

Изучение ископаемой флоры тургайской серии не входило в тему моей работы. Однако палеофлористическую характеристику различных свит этой серии приходится учитывать при решении вопросов о возрасте и климатических условиях отложения железных руд отдельных месторождений. Поэтому я включаю в свою работу краткую сводку новейших данных о растительности, существовавшей на территории Северного Приаралья в разное время тургайской эпохи.

Породы различных свит тургайской серии в Северном Приаралье и вообще в пределах Арало-Тургайской низменности богаты растительными остатками в виде отпечатков листьев, фоссилизированных обломков древесины, пыльцы и спор. Эти растительные остатки изучались многими исследователями, причем ими самими и другими учеными на основании проведенных работ неоднократно делались палеофлористические, стратиграфические и палеогеографические выводы. Первые сборы отпечатков листьев в породах тургайской серии были сделаны в 1857 г. горным инженером А. И. Антиповым при разведке бурых углей близ колодцев Жар-куе к северу от р. Жиланчик. В следующем, 1858 г. они были описаны известным палеоботаником О. Геером (O. Heer) в приложении к работе Г. В. Абиха (Abich, 1858). В XX в. отпечатки листьев из пород тургайской серии описывали А. Н. Криштофович, И. В. Палибин, А. И. Полякова, М. О. Борсук, а в последнее время — В. С. Корнилова, А. И. Киричкова и Л. Ю. Буданцев. Кроме того, списки определений «тургайской» флоры давали В. А. Вахрамеев, П. А. Мчедlishvili и М. Д. Узнадзе-Дгебуадзе.

Нами были собраны отпечатки листьев в железных рудах месторождений Кутан-булак и Талды-эспе в Чокусинской синклинали и маленького месторождения Тамчма-булак на северном берегу залива Тше-бас. Наши сборы определялись В. А. Вахрамеевым и Л. Ю. Буданцевым.

В результате всех этих работ к настоящему времени из тургайской серии Арало-Тургайской низменности установлено только по листовым отпечаткам 156 видов растений (Корнилова, 1956), и общий облик ее ископаемой флоры представляется достаточно ясным. Это была флора листопадных плакорных лесов южной части зоны умеренного климата. В ее составе преобладали современные роды: ива, тополь, грецкий орех и родственные ему формы (*Carya*, *Pterocarya*), граб, лещина, береза, ольха, бук, каштан, дуб, вяз, платан, дикая слива, клен, липа, крушина, калина, кизил, падуб. Кроме них, в этой флоре существовали экологически близкие роды, ныне вымершие или исчезнувшие из лесов Евразии, но сохранившиеся в других частях света, как *Liquidambar*, весьма обыкновенный сейчас на юго-востоке США. Если судить только по отпечаткам, то можно прийти к выводу, что хвойные играли сравнительно небольшую роль в лесах тургайской эпохи. Они принадлежат четырем родам: *Pinus*, *Sequoia*, *Taxodium* и *Glyptostrobus*. Встречаются отпечатки водяных папоротников *Salvinia*, тростника, рогоза, осоковых и нимфейных, что говорит о былом существовании зараставших озер или стариц.

По своему родовому составу леса среднего и верхнего олигоцена Арало-Тургайской низменности ближе всего современным лесам юго-во-

сточной части США, Буковины, северных склонов Кавказа, южной Манчжурии и восточных областей Китая.

Если общий характер «тургайской» флоры в настоящее время более или менее ясен, то вертикальное распределение ее представителей по свитам тургайской серии до сих пор еще недостаточно изучено. Это объясняется двумя причинами. Во-первых, неизвестно точно стратиграфическое положение некоторых детально обработанных коллекций. До недавнего времени тургайскую серию на расчленяли на свиты, и лицам, собиравшим отпечатки флоры, не казалось важным отмечать, к какой части разреза тургайской серии относятся содержащие их слои. Во-вторых, не закончено сопоставление разрезов континентальных третичных отложений различных районов Арало-Тургайской низменности и потому не вполне ясно: каким свитам Северного Приаралья соответствуют, например, те или иные флороносные слои бассейна р. Жиланчик и бассейна р. Тургая, из которых отпечатки листьев описывались в последние годы в статьях В. С. Корниловой (1950<sub>1</sub>, 1955<sub>1,2</sub>), Л. Ю. Буданцева (1955) и А. И. Киричковой (1955)?

На основании проведенных исследований можно, однако, утверждать, что основной состав «тургайской» флоры остается одинаковым во всех свитах тургайской серии. Существует по крайней мере 14 видов растений, которые присутствуют в достоверных осадках кутанбулакской, чиликтинской и чаграйской свит. Это *Sequoia Langsdorfii* Heer, *Taxodium distichum fossile* A. Braun, *Phragmites oeningensis* A. Braun, *Populus balsamoides* Goerpp., *Comptonia oeningensis* Heer, *Juglans acuminata* A. Braun, *Carpinus grandis* Ung., *Corylus turgaica* Pojark., *Corylus Macquarii* (Forbes) Heer, *Alnus Feroniae* Czeszott, *Fagus Antipoffii* Heer, *Fagus orientalis* Lipsky forma *fossilis* Pallibin, *Liquidambar europaeum* A. Braun и *Frangula Godinii* (Heer) Mtsched. К ним следует добавить еще виды *Carya bilinica* (Ung.) Kryscht., *Quercus Gmelinii* A. Braun и *Cornus Pojarkovae* Mtsched., которые не обнаружены пока в чиликтинской свите, но известны из кутанбулакской и чаграйской свит, т. е. также проходят через всю тургайскую серию.

Перечисленные 17 видов являются не только наиболее распространенными по разрезу тургайской серии, но и наиболее многочисленными по количеству экземпляров. Они присутствуют почти во всех коллекциях, давая основную массу отпечатков. Прочие виды, известные в составе «тургайских» флор, встречаются в виде примеси к этим основным, лишь в некоторых коллекциях и часто в единичных экземплярах. Они различны в разных свитах, однако редкость их нахождения не позволяет придавать им значение руководящих. А. Л. Яншин (1953, стр. 498—499) перечисляет 8 видов, которые пока были встречены только в кутанбулакской свите, 11 видов, известных только из чиликтинской свиты, и 18 видов, указанных только из отложений чаграйской свиты. Тем не менее нет никаких оснований считать, что действительное распространение каждого из этих видов ограничено только одной из свит тургайской серии. История изучения ее ископаемых флор показывает, что виды, первоначально описанные из какой-нибудь одной свиты, со временем обнаруживаются и в других. Возможно, что те или иные виды «тургайских» флор окажутся распространенными только в одной из свит тургайской серии, т. е. имеющими стратиграфическое значение, но какие это будут виды — сейчас сказать трудно.

В качестве намечающихся отличий ископаемых флор отдельных свит можно указать следующие.

Во флоре кутанбулакской свиты местами наблюдается примесь вечнозеленых, сравнительно ксерофитных видов, которые ни разу не встречены

выше по разрезу. Они имеются далеко не во всех местонахождениях флоры этой свиты и, по-видимому, принадлежат особым, существовавшим в это время фитоценозам. Впервые они были указаны В. С. Корниловой и В. В. Лавровым (1949) по сборам в овраге Шин-туз-сай на левом берегу р. Тургай. Здесь в виде примеси к обычным видам «тургайской флоры» были обнаружены, а позднее описаны В. С. Корниловой (1950<sub>2</sub>) следующие вечнозеленые виды: *Sassafras turgaicum* K o r n i l o v a, *Cinnamotum Scheuchzeri* H e e r, *C. polymorphum* H e e r, *Laurus primigenia* U n g. и *Daphnogene* cf. *melastomacea* U n g. Из другого местонахождения на р. Жаман-Каинды в верховьях р. Кара-Тургай ею же описаны *Myrica turgaica* K o r n i l o v a и *Rhus turcomanicus* K r y s h t. Из кутанбулакской свиты Чаграйского плато В. А. Вахрамеевым определен *Myrtus(?) aralensis* sp. n. (не описанный). По-видимому, вечнозеленым являлся также дуб *Quercus drymeja* U n g., обнаруженный пока только в кутанбулакской свите.

Из других отличий флоры кутанбулакской свиты можно указать на отсутствие в ней отпечатков листьев берез, лип, каштанов, крушины и калины, которые появляются выше по разрезу.

В чиликтинской свите примесь вечнозеленых форм практически исчезает. Лишь А. И. Поярковой (1935) из слоев этой свиты, выходящих в чинке плато Сары-булак близ ст. Чокусу, был описан под вопросом *Ficus populina* H e e r. В чиликтинской свите возрастает количество отпечатков веточек болотного кипариса, появляются отпечатки листьев берез, лип, крушины.

Несколько более резко отличается флора чаграйской свиты. В ней появляются роды, которые отсутствовали в нижележащих слоях. Это *Smilax*, *Magnolia*, *Platanus*, *Amelanchier*, *Crataegus*, *Ilex*, *Actinidia*, *Alangium* и *Lonicera*. Появление магнолий не свидетельствует о возникновении условий для произрастания вечнозеленых форм, потому что магнолии чаграйской свиты близки дальневосточным видам этого рода, сбрасывающим на зиму листву.

Сравнение флор кутанбулакской и чиликтинской свит позволяет думать, что в чиликтинское время климат стал несколько более влажным и холодным. Флора чаграйской свиты скорее говорит о климате несколько более сухом, но не более теплом, чем в чиликтинское время.

Кроме отпечатков листьев, за последние годы начали изучаться также спорово-пыльцевые спектры различных свит тургайской серии Арало-Тургайской низменности. Для бассейнов рек Тургай и Жиланчик они кратко описаны в работах Е. П. Бойцовой и И. М. Покровской (1954), Р. Я. Абузяровой (1954, 1955) и Р. Я. Абузяровой и З. К. Жученко (1955). Для Северного Приаралья спорово-пыльцевые спектры тургайской серии по немногим образцам, собранным нами и другими геологами, изучались А. А. Чигуряевой (1951). Споры и пыльца по сборам Кокбулакской разведочной железорудной партии в 1951—1954 гг. определялись в Уфе Н. Н. Сиговой. Сводка данных по спорово-пыльцевым спектрам тургайской серии, по состоянию их изученности примерно на 1 января 1952 г., дана А. Л. Яншиным (1953, стр. 502—506). Однако имевшиеся в то время данные были основаны на изучении единичных, более или менее случайных образцов и не давали ясного представления о характере растительности во время отложения различных свит тургайской серии. Поэтому по нашей просьбе Е. Д. Заклинской было предпринято детальное изучение пыльцы различных свит тургайской серии, со сплошным послойным отбором образцов в классических местах ее развития на северном берегу залива Перовского и в чинках плато Сары-булак близ ст. Чокусу. Этот отбор образцов был произведен во время нашей совместной поездки по северо-восточному Приаралю в сентябре 1953 г.

Образцы пород чаграйской свиты в изучавшихся разрезах пыльцы не содержали, что для рыхлых песчаных пород следует признать обычным. Образцы пород джаксыклычской свиты также оказались почти лишенными пыльцы, вероятно, вследствие условий отложения на дне большого солоноватоводного бассейна. Образцы же пород двух нижних свит тургайской серии — кутанбулакской и чиликтинской — доставили богатый спорово-пыльцевой материал, обработанный Е. Д. Заклинской.

Согласно ее данным, общий характер растительности в эпохи отложения кутанбулакской и чиликтинской свит был очень близок. В обе эпохи преобладали одни и те же роды хвойных и покрытосеменных древесных растений. Однако детальное изучение пыльцы позволило уловить и некоторые отличия в составе растительности обеих эпох.

В породах кутанбулакской свиты преобладает пыльца хвойных (от 53 до 64%). Это не говорит о преобладании хвойных деревьев в лесах кутанбулакской эпохи, так как хвойные продуцируют пыльцу в значительно больших количествах, чем покрытосеменные, но свидетельствует об их значительном развитии. И хвойные, и покрытосеменные представлены большим разнообразием древесных форм. Главным образом это представители родов, которые входят сейчас в состав лесов умеренной зоны. Но наряду с ними среди пыльцы покрытосеменных встречена пыльца ряда представителей субтропической флоры (*Laurus, Palmae, Rhus, Cotinus, Moraceae, Eleagnaceae, Myrtaceae*). Эти роды и семейства связывают флору кутанбулакской свиты с флорами более древних эпох палеогена и пыльца их встречается преимущественно в нижних частях свиты.

К этим же нижним слоям свиты приурочена пыльца *Picea tatarica* sp. n., *Cedrus* разных видов, *Pinus protoembra* sp. n., *Cycadaceae, Ephedra* и *Podocarpus*, а также максимум пыльцы *Juglandaceae*. В более высоких слоях свиты из хвойных преобладает пыльца кипарисовых, *Pinus* sect. *Pseudostrobus*, *Pinus* sect. *Eupitys* и *Pinus* sect. *Taeda*, а из покрытосеменных пыльца рода *Alnus*. Только в верхних слоях свиты появляется в значительном количестве пыльца *Pterocarya*.

«Таким образом, — пишет в своем заключении Е. Д. Заклинская, — спорово-пыльцевые спектры кутанбулакской свиты свидетельствуют о широком развитии смешанных хвойно-широколиственных лесов, представленных в основном различными родами и видами семейства *Juglandaceae*, с незначительной примесью клена, дуба, липы, ильма, граба и других листопадных родов. В достаточной мере велико участие рода *Alnus* (ольха). Хвойные в основном представлены различными видами сосен.

Одновременно, особенно в низах свиты, имели распространение (видимо, ограниченное) ксерофиты, отдельные представители которых встречались в более низких горизонтах палеогена. Из травянистых растений присутствуют *Artemisia* и лебедовые.

Присутствие представителей, объединяемых мною в общую группу ксерофитов, указывает на то, что в период формирования слоев кутанбулакской свиты элемент сухости климата — кратковременный, периодический или длительный, — но был».

Спектр пыльцы чиликтинской свиты очень близок кутанбулацкому по составу семейств, родов и даже видов. Те и другие соответствуют лесной растительности значительно более умеренного климата, чем нижнеолигоценовая (эпоха отложения чеганской свиты). Примесь субтропического элемента в пыльцевых спектрах обеих свит имеется, но она незначительна.

Детальный анализ спектров выявляет, однако ряд мелких, но существенных различий между растительностью кутанбулакской и чиликтинской свит. Эти различия указывают на то, что климатические условия в течение среднего олигоцена изменялись от более сухих и теплых к более влажным и относительно холодным. При этом борьба каких-то климатичес-

ских волн, сменявших одна другую, по-видимому, продолжалась вплоть до миоцена.

Спектры кутанбулакской свиты содержат значительно больше различных видов *Rhus*, *Cotinus*, Myrtaceae, *Palmae*, *Eleagnus*, Moraceae и Lauraceae, которые к верхам свиты почти исчезают, появляются снова в виде единичных находок в низах чиликтинской свиты и окончательно исчезают к ее верхам.

Смешанные хвойно-широколиственные леса кутанбулакского века были богаче хвойными; в лесах чиликтинского века значение хвойных было сравнительно небольшим (35—45% пыльцы) и явно преобладали лиственные породы.

В видовом составе пыльцевых спектров кутанбулакской и чиликтинской свит наблюдается определенная разница, особенно среди хвойных. Только в кутанбулакской свите встречается пыльца *Podocarpus nageiaformis* sp. n., Araucariaceae, *Picea tasaranica* Zakl., *Cedrus* aff. *atlantica* Manetti, *Cedrus* aff. *libani* Laws., *Cedrus crisper* Zauer, *Cedrus* aff. *deodara* Loud., *Pinus* sect. *Australis*. Наоборот, только в чиликтинской свите появляется пыльца *Podocarpus kazakhstanica* sp. n., *Picea* sp. (sect. *Omorica*), *Cedrus piceiformis* Zauer, *Cedrus piniformis* sp. n., *Pinus* sect. *Paracembra*, *Pinus* sp. (sect. *Eupitys*), *Tsuga* aff. *canadensis* (L.) Sarg. Пыльца родов *Podocarpus* и *Cedrus*, обильная во всех слоях кутанбулакской свиты, встречается лишь в низах чиликтинской свиты и совсем исчезает к ее верхам. Зато в последней свите резко возрастает количество пыльцы *Pinus* sect. *Strobus*, *Pinus* sect. *Pseudostrobus* и особенно *Taxodium* aff. *distichum* (L.) Rich.

Из вечнозеленых покрытосеменных только в кутанбулакской свите встречена пыльца *Eucalyptus*, *Palmae*, *Buxus*, что несомненно имеет стратиграфическое значение. Более случайным, вероятно, является то обстоятельство, что лишь в кутанбулакской свите встречена пыльца *Liliaceae* и *Nelumbonaceae* и только в чиликтинской свите — пыльца *Proteaceae*, *Convulvaceae*, *Leguminosae*, *Celastraceae*, *Umbeliferae* и *Sparganaceae*.

Состав широколиственных лесов в кутанбулакское время отличался несколько большим разнообразием, чем в чиликтинское время. В комплексе широколиственных пород чиликтинского времени меньше различных ореховых, больше грабов, вязов и лип, чем в кутанбулакское время. Наряду с исчезновением вечнозеленых форм и южных родов хвойных (*Cedrus*, *Podocarpus*) это определенно говорит о некотором похолодании, особенно к концу чиликтинского времени.

Одновременно с этим в спектрах чиликтинской свиты возрастает количество пыльцы травянистых и водных растений.

Таким образом, детальное изучение пыльцевых спектров кутанбулакской и чиликтинской свит устанавливает близость существовавших в эпохи их отложения флор, но в то же время выявляет между ними некоторые различия. Эти различия подчеркивают стратиграфическую самостоятельность каждой из названных свит и позволяют в нужных случаях прибегать к пыльцевому анализу для установления принадлежности пород к той или другой из них. В то же время эти различия говорят о некотором изменении климата в чиликтинское время в сторону увеличения влажности и похолодания по сравнению с кутанбулакским. К последнему выводу нам придется еще вернуться в главе о палеогеографических условиях образования железных руд.

## 8. ВОЗРАСТ СВИТ ТУРГАЙСКОЙ СЕРИИ

Мнения о возрасте тургайской серии и отдельных ее частей, высказывавшиеся в литературе, были приведены выше. Здесь мы осветим этот вопрос более полно, основываясь на анализе возраста собранных

тургайской серии органических остатков, на анализе стратиграфического положения свит тургайской серии и сопоставлении разрезов Приаралья с разрезами некоторых соседних районов.

Наиболее молодой из морских палеогеновых свит, подстилающих кутанбулакскую, является чеганская свита, впервые установленная в северных чинках Устюрта О. С. Вяловым (1930), а затем выделенная в Приарале А. А. Яншиным (1953). Эта свита содержит богатую и разнообразную фауну крупных пелеципод и гастропод, которую изучали и монографически описывали многие палеонтологи: Г. П. Гельмерсен, А. В. Абих, Г. А. Траутшольд, А. Кенен, Г. П. Михайловский, М. Т. Лукович, А. К. Алексеев, А. П. Ильина и Н. К. Овечкин. Несмотря на большое количество посвященных ей работ, возраст чеганской фауны до сих пор служит предметом дискуссии. Причина такого положения коренится в своеобразном характере моллюсковой фауны чеганской свиты. Большая часть ее видов эндемична, т. е. свойственна только Арало-Тургайской низменности или же представляет собой варьеты форм, известных из других областей распространения палеогена. Виды, тождественные западноевропейским, распространены в Германии, Бельгии, Парижском бассейне и Южной Англии, частью в верхнем эоцене, частью в нижнем олигоцене.

В вопросе о возрасте чеганской свиты в последнее время четко наметились две точки зрения, связанные с разными подходами к решению био-стратиграфических задач.

Поскольку фауна чеганской свиты, несомненно, обнаруживает большее сходство с палеогеновыми фаунами Западной Европы, чем с палеогеновыми фаунами юга Европейской части СССР, ленинградские палеонтологи Н. К. Овечкин, И. А. Коробков и В. И. Яркин начали по литературным данным изучать вертикальное распространение в западноевропейских разрезах видов, тождественных, родственных или близких чеганским. При этом они пришли к заключению, что хотя в чеганской свите, начиная с ее основания, присутствуют виды нижнеолигоценовые, но преобладают в ней количественно виды, характерные в Западной Европе для верхнего эоцена. Отсюда В. И. Яркин (1954) и И. А. Коробков (1954, 1955) сделали вывод, что чеганскую свиту следует целиком относить к верхнему эоцену, а Н. К. Овечкин (1951, 1952, 1954, 1955), более детально изучивший распространение разных видов моллюсков в разрезе чеганской свиты, отнес нижнюю ее часть к верхнему эоцену, а верхнюю к нижнему олигоцену.

По другому пути при решении того же вопроса о возрасте чеганской свиты пошла А. Л. Яншин (1953) и, совершенно независимо от него, А. П. Ильина (1953, 1955). Они решили, что выяснение процентного соотношения видов, имеющих разное вертикальное распространение в разрезах Западной Европы, является методом недостаточно точным и недостаточно обоснованным для определения возраста слоев, развитых в Арало-Тургайской низменности и на Устюрте. Поэтому они начали сравнивать разрезы чеганской свиты и отдельные элементы ее фаунистического комплекса с разрезами и фауной палеогеновых отложений Мангышлака, Северного Кавказа, Крыма и Украины. При этом оба они пришли к одинаковому выводу о том, что чеганская свита моложе самых верхних горизонтов фораминиферных слоев Кавказа, соответствует по своему стратиграфическому положению хадуму и, следовательно, по возрасту должна быть отнесена к нижнему олигоцену. А. Л. Яншин подкрепил этот вывод разбором палеогеографии Европы в различные эпохи палеогена, который показал, что эоценовые элементы чеганской фауны не могли проникнуть из бассейна Северного моря в Приаралье раньше начала олигодена. Отсутствие этих элементов в известных нам нижнеолигоценовых фаунах самой Западной Европы он объяснил тем, что в странах, прилегающих

к Северному морю, до сих пор никем не описаны ископаемые глинистых фаций морского нижнего олигоцена.

Недавно законченные микропалеонтологические исследования Т. П. Бондаревой (1955) подтверждают, что если не вся, то почти вся чеганская свита соответствует ханабадской свите Средней Азии и по возрасту принадлежит нижнему олигоцену. К верхам эоцена Т. П. Бондарева относит по фауне фораминифер только самые нижние слои чеганской свиты, лишенные раковин моллюсков.

Исследования фауны рыб, флоры диатомовых и спорово-пыльцевых комплексов чеганской свиты, проводившиеся в последние годы во ВСЕГЕИ и в различных геологических учреждениях Свердловска, Тюмени и Новосибирска, показывают, что по этим органическим остаткам чеганская свита восточного склона Урала и Западно-Сибирской низменности должна сопоставляться с харьковским ярусом Украины, с низами майкопской толщи Нижнего Поволжья и с хадумом Северного Кавказа, т. е. опять-таки с нижним олигоценом.

Наконец, совещание по вопросу унификации стратиграфических схем Сибири, происходившее в Ленинграде в январе 1956 г., пришло к выводу, что чеганская свита соответствует всему нижнему олигоцену и самым верхним слоям верхнего эоцена.

Все это дает нам основание считать неправильным мнение И. А. Коробкова и В. И. Яркина о верхнеэоценовом возрасте чеганской свиты и позволяет относить ее к нижнему олигоцену. Пусть остается не вполне ясным вопрос о стратиграфическом положении нижней границы этой свиты. Для определения возраста железорудных слоев тургайской серии важен тот несомненный теперь факт, что отложение верхних горизонтов чеганской свиты происходило в конце нижнего олигоцена.

Более молодые среднеолигоценовые морские отложения нигде в пределах Арало-Тургайской низменности не обнаружены. Указания Н. Г. Кассина (1914) на присутствие в районе оз. Челкар-тепиз, в верхней части морских палеогеновых отложений, — слоев со среднеолигоценовой фауной не подтвердились последующими работами.

Т. А. Мордвилко (1936), составители геологической карты листа М-41 (Бер и другие, 1948), Н. К. Овечкин (1951, 1954), А. Л. Яншин (1953), Т. П. Бондарева (1955) и проводивший здесь в 1949 г. картирование в масштабе 1 : 200 000 В. И. Самодуров считают, что наиболее молодые морские отложения района оз. Челкар-тепиз относятся к нижнему олигоцену.

Следовательно, тургайская серия с глубоким эрозийным размывом и небольшим угловым несогласием ложится на морские осадки, наиболее молодые слои которых относятся к нижнему олигоцену. Отсюда очевидно, что ее нижняя часть по возрасту не может быть древнее среднего олигоцена.

В наиболее древней, кутанбулакской свите тургайской серии, кроме окатанных зубов акул и устриц, вымытых из пород морского палеогена, нами найдены отпечатки наружных покровов крупной осетровой рыбы из рода *Asipenser*, определенные Л. С. Бергом, две раковинки мелких гастропод, принадлежащих скорее всего пресноводному роду *Valvata*, и — в отвалах одного из шурфов месторождения Кутан-булак — окатанная карпальная кость передней конечности взрослого экземпляра *Indricotherium* sp. (определение В. И. Громовой).

Для выяснения возраста вмещающих пород эти находки не дают ничего. Об остатках флоры из кутанбулакской свиты мы подробно писали в предыдущем разделе этой главы. Они очень важны для суждения о климатических условиях эпохи отложения железных руд, но для уточнения возраста рудоносных слоев также ничего не дают. Можно лишь отметить, что



наличие реликтов вечнозеленой флоры среди листовых отпечатков и в спорово-пыльцевом спектре кутанбулакской свиты говорит об относительно небольшой продолжительности перерыва между регрессией чеганского моря и началом отложения этой свиты.

Над кутанбулакской свитой лежит чиликтинская свита, из которой известны упоминавшиеся при описании этой свиты раковины *Corbulomya*, зубы *Odontaspis cuspidata* A g., остракоды, униониды, богатая ископаемая флора тургайского типа и кости крупных млекопитающих, принадлежащие какому-то представителю подсемейства *Paraceratheriinae* и виду *Schizotherium* cf. *turgaicum* B o r i s s. Присутствие в чиликтинской свите костей этих млекопитающих еще не определяет ее возраста, но очень важно для сопоставления разреза Приаралья с разрезом Тургайской низменности, о чем будет сказано ниже.

Более богатый и важный для определения возраста палеонтологический материал доставила следующая кверху джаксыклычская свита, для которой, как мы видели, характерна фауна солоноватоводных пелеципод, гастропод и рыб. Из этой свиты с побережья залива Перовского, п-ова Кок-турнак и горы Джаксы-клыч близ Аральска, по определениям Л. Б. Рухина (1935), А. К. Алексеева (1937), Б. П. Жижченко и В. В. Меннера, известны: *Corbulomya ianischewskii* R u c h. (= *Corbulomya elongata* A l e x.), формы, переходные от нее к *Corbula helmerseni* M i k h a i l., *Cyprina kasachstanica* A l e x., *Cardium* (*Protocardium*) cf. *cingulatum* G o l d f. var. *angustsulcata* K o e n., *Cardium kasachstanicum* Z h i z. (in Ms), *Sphaenia* aff. *panopaeoides* M e y e r, *Panopaea heberti* B o s q u e t, *Solen* sp., *Pharus* sp., *Ensis* sp., *Natica* (*Naticina*) *dilatata* P h i l l., *Buccinum planum* A l e x., *Calyptraea* sp., *Odontaspis cuspidata* A g. и *Odontaspis acutissima* A g.

Все палеонтологи, занимавшиеся изучением фауны джаксыклычской свиты по сборам разных лиц и из разных мест, одинаково приходили к выводу о ее верхнеолигоценовом возрасте.

А. К. Алексеев (1937) отнес песчаные слои горы Джаксы-клыч с *Corbulomya elongata* A l e x. (= *Corb. ianischewskii* R u c h.) и другой солоноватоводной фауной «к верхам олигоцена».

Б. П. Жижченко, определявший фауну джаксыклычской свиты по сборам В. А. Вахрамеева и А. Л. Яншина, также пришел к выводу о ее верхнеолигоценовом возрасте.

В. В. Богачев, изучавший фауну того же горизонта по сборам М. М. Пригоровского и Г. В. Богачева в уроч. Тас-кудук на р. Чеган, в первых своих работах на эту тему (1935, 1936) указывал, что она имеет хатский или аквитанский возраст, а в последней работе (1938) прямо заявил, что она представляет собою «эквивалент циреновых слоев Майнцкого бассейна хатского яруса».

Судя по последней сводке М. Жинью (1952, стр. 453—454), циреновые слои Майнцкого бассейна, с которыми В. В. Богачев сопоставляет по фауне джаксыклычскую свиту, одинаково могут быть отнесены к основанию верхнего олигоцена или к самым верхам среднего олигоцена. Следовательно, где-то около границы среднего и верхнего олигоцена должны лежать слои джаксыклычской свиты.

Самая верхняя, чаграйская свита тургайской серии доставила из органических остатков только ядра не определимых до вида кардид, унионид и вивипарусов и отпечатки все той же тургайской флоры, т. е. материал, для уточнения возраста непригодный.

Выше тургайской серии, отделяясь от нее ясной границей размытая и переходя с одной ее свиты на другую, лежат солоноватоводные мергелистые глины, мергели и известняки, для которых еще в 1909 г. Г. П. Михайловским было предложено название аральского яруса и которые мы

называем аральской свитой. Эти породы содержат множество створок *Corbula helmersenii* Mikhail., еще несколько близких форм того же рода, редких *Cyrena*, *Cardium* и *Viviparus*, а на северном берегу залива Перовского, близ рыбацкого промысла Агыпсе, — также кости различных позвоночных, в том числе гигантского безрогого носорога — аралотерия. Относительно возраста аральской свиты были высказаны различные суждения, сводка которых дана О. С. Вяловым (1945) и А. Л. Яншиным (1953). На основании критического разбора существующего материала оба эти автора пришли к выводу, что аральскую свиту следует относить к нижнему миоцену (бурдигальскому ярусу). Этот вывод подтверждается тем, что В. В. Лавровым и Е. И. Соболевой (1948) в породах верховьев р. Кара-Тургай, сопоставляемых с породами аральской свиты по составу и условиям залегания («свита соленосных глин»), найдено богатое захоронение определенной В. С. Бажановым (1951) типичной нижнемиоценовой фауны млекопитающих, содержащей остатки мастодонтов и анхитериев.

Таким образом, мы видим, что тургайская серия залегает между нижним олигоценом снизу и нижним миоценом сверху, отделяясь от обоих границами размыва и слабыми угловыми несогласиями. Это определяет ее возраст как средний и верхний олигоцен.

Уточнение возраста отдельных свит тургайской серии может быть получено путем сравнения разреза Северного Приаралья с разрезом плато Челкар-нура, расположенного к северу от берегов оз. Челкар-тегиз и широко известного своими местонахождениями фауны гигантских носорогов — индрикотериев. Разрезы чинков Челкар-нуры описывали Н. Г. Касин (1914), М. М. Пригоровский (1915), М. В. Баярунас (1936), Т. А. Мордвилко (1936), Н. С. Зайцев (1939) и особенно подробно в 1949 г. В. И. Самодуров и по его данным — А. Л. Яншин (1953). Суммируя эти описания, легко прийти к выводу, что в третичных отложениях Челкар-нуры могут быть выделены сверху вниз следующие горизонты:

1. Пески среднезернистые и мелкозернистые, преимущественно кварцевые, иногда косослоистые, светлые или в различной степени ожелезненные, с многочисленными прослоями и линзами железистого песчаника (горизонт «А» М. М. Пригоровского, «надиндрикотериевая» свита Т. А. Мордвилко). М. М. Пригоровский отмечает на поверхности песков этой свиты обломки кристаллических пород. М. В. Баярунас подчеркивает, что во всех обнажениях она лежит на подстилающих породах с резким размывом. Мощность до 12 м.

2. Глины серо-зеленые и ржаво-бурые, гипсоносные, с прослоями светлого слюдястого песка, конкрециями сидерита, линзами рыхлого известняка из раковин пресноводных моллюсков и скоплениями костей различных позвоночных, преимущественно растительной фауны млекопитающих (горизонт «В» М. М. Пригоровского, «индрикотериевая» свита Т. А. Мордвилко). По последним наблюдениям В. И. Самодурова в районе озера Челкар-тегиз, мощность этого горизонта изменяется от 13,8 до 21,8 м.

3. Пески и алевроиты слюдястые, мелкозернистые, часто муцистые желтовато- или зеленовато-серого цвета, с резко выраженной косою или перекрестной слоистостью, иногда с горизонтальными прослоями песчаных глин (горизонт «С» М. М. Пригоровского, «слюдястая» свита Н. С. Зайцева). Местами эта свита почти полностью сложена песчанистыми тонкослоистыми глинами желтовато- или буровато-серого цвета, слои которых полого наклонены в разные стороны. М. В. Баярунас отмечает среди ее пород железистые конкреции и в одном из разрезов — тонкие прослойки плотных мергелей. На подстилающих породах морского палеогена эта свита лежит с глубоким размывом, выполняя в них ясно выраженные руслообразные впадины<sup>1</sup>. Эта свита развита только в западной части Челкар-нуры, где ее мощность колеблется от 12 до 40 м. Ниже лежат глины чеганской свиты морского палеогена.

Сравнение приведенного разреза с разрезами Северного Приаралья убеждает в их большом сходстве. Нижняя свита Челкар-нуры по условиям залегания и литологическим особенностям, несомненно, является ана-

<sup>1</sup> Один Н. С. Зайцев (1939, стр. 70) утверждает, что «никакого глубокого размыва здесь не наблюдается». Однако это утверждение находится в противоречии с наблюдениями всех остальных исследователей Челкар-нуры.

логом кутанбулакской свиты Приаралья, а верхняя — таким же несомненным аналогом чаграйской свиты. Следовательно, средняя свита Челкар-нуры, содержащая кости интрикотериев, должна соответствовать или чиликтинской свите, или джаксыккычской свите, или им обеим. Литологически она напоминает чиликтинскую свиту наиболее северных разрезов Приаралья, в которых появляются пачки зеленовато-серых глин с конкрециями сидерита.

Следы солоноватоводных отложений, которые можно сопоставлять с джаксыккычской свитой, в окрестностях оз. Челкар-тениз были известны давно, хотя точное положение их в разрезе долго оставалось неясным. Еще Н. Г. Кассиным в 1914 г. (стр. 35) был описан разрез горы Айгерик в северной части Атамбас-чинка (восточнее оз. Челкар-тениз). На вершине этой горы, в кровле типичного для «индрикковой» свиты переслаивания бурых глин и глинистых песков, по его наблюдениям, лежит плита черного урюго, местами коричневого железистого песчаника, содержащего зубы *Lamna elegans* Ag., *Otodus mucronata* Dalinkevich и *Odontaspis* sp.

Позднее к востоку от оз. Челкар-тениз в обрывах Атамбас-чинка на поверхности пород с костями индрикотериев неокатанные зубы олигоценовой акулы *Odontaspis cuspidata* Ag. находили Н. С. Зайцев и Б. А. Петрушевский (1940, 1950). Из этого они сделали вывод, что вся костеносная свита представляет собой образование морское, а вся его наземная фауна снесена с близлежащей суши. Такой вывод нам кажется неправильным.

Во-первых, при многолетних раскопках индрикотериевого костеносного горизонта в Челкар-нуре вместе с костями млекопитающих зубы акул ни разу не были найдены. Во-вторых, нежные раковины пресноводных моллюсков (*Unio*, *Planorbis*, *Bythinia*, *Paludina*, *Cyclas*), образующие в «индрикковой» свите Челкар-нуры целые прослои, никак не могут считаться переотложенными и прямо свидетельствуют об образовании вмещающих пород в каком-то озерном бассейне<sup>1</sup>.

Еще в 1949 г. мы высказали предположение, что находка зубов *Odontaspis cuspidata* Ag. на поверхности костеносных слоев к востоку от оз. Челкар-тениз говорит о появлении здесь над пресноводными костеносными слоями особого маломощного солоноватоводного горизонта, содержащего зубы акул. При выветривании его пород эти зубы выпадают и оказываются лежащими на склоне, сложенном слоями следующего книзу горизонта.

Это предположение полностью подтвердилось после работ в 1949 г. в районе оз. Челкар-тениз В. И. Самодурова.

Оказалось, что в разрезах Челкар-нуры и Атамбас-чинка нет литологически обособленного горизонта с зубами акул, а зубы встречаются в определенной, самой верхней пачке «индрикковой» свиты, где кости и пресноводные раковины уже отсутствуют. Мощность этой пачки не более 3—4 м. Соответствие ее джаксыккычской свите Приаралья несомненно, тем более, что и виды акул в них встречаются одинаковые.

В таком случае основная часть «индрикковых» слоев Челкар-нуры и Атамбас-чинка, лежащая ниже слоя с зубами акул, будет прямым аналогом чиликтинской свиты Приаралья и фауна их может служить для определения возраста этой свиты. Такое сопоставление подтверждается присутствием в чиликтинской свите костей *Schizotherium turgaicum* Oris s., который был описан А. А. Борисяком (1919) именно из «индрикковой» свиты Челкар-нуры и больше нигде до сих пор не был встречен.

Какой же возраст имеет фауна млекопитающих «индрикковых» слоев?

<sup>1</sup> Следует добавить, что соседние прослои ракушняков в «индрикковой» свите часто образованы разными видами моллюсков, что могло получиться только при погребении их на месте обитания (различные биоценозы) и совершенно исключает возможность их переотложения.

До недавнего времени она считалась верхнеолигоценовой на основании присутствия в ней мелкого носорога, описанного А. А. Борисяком (1915) как *Epiaceratherium turgaicum* Boriss. Представители этого рода в Западной Европе были известны только из верхнего олигоцена. Однако уже в 1943 г. А. А. Борисяк указал, что это определение было ошибочно и что на самом деле мелкий носорог Челкар-нуры принадлежит азиатскому роду *Allacerops*, представители которого встречаются в Монголии в фаунах значительно более древнего возраста. Произведенный в свете новых данных пересмотр фауны Челкар-нуры привел А. А. Борисяка к выводу, что «возраст ее, считавшийся до сих пор верхнеолигоценовым, должен быть понижен» до среднего олигоцена.

В 1947 г. А. А. Бажанов, разбивавший новые материалы по костеносным слоям Челкар-нуры, также пришел к мнению об их среднеолигоценовом возрасте. В 1948 г. В. В. Лавров и Е. И. Соболева на основании «дополнительных стратиграфических и палеонтологических данных» отнесли «индрикотериевую» свиту «к верхам среднего олигоцена». К тому же мнению о ее возрасте пришли все палеонтологи, изучавшие ее фауну позвоночных в последние годы (работы В. С. Бажанова, Е. И. Беляевой, М. Д. Бирюкова, Б. С. Виноградова, П. П. Гамбаряна и Б. А. Трофимова).

Таким образом, путем сравнения с разрезом района оз. Челкар-тениз можно установить, что чиликтинская свита Северного Приаралья имеет среднеолигоценовый возраст. Следовательно, подстилающая ее кутанбулакская свита, которая залегает с разрывом и несогласием на морском нижнем олигоцене, также должна принадлежать среднему олигоцену, скорее всего его нижней половине.

Джаксыккычскую свиту мы относили раньше к самой нижней части верхнего олигоцена (Формозова, 1949) на основании заключений палеонтологов о возрасте ее фауны. Однако в районе оз. Челкар-тениз аналогично ее оказались неотличимыми по своему составу от «индриковой» свиты, большая часть которой имеет, несомненно, среднеолигоценовый возраст.

Как отмечалось выше, в Северном Приаралье можно наблюдать замещение осадков джаксыккычской свиты за границей солонатоводной трансгрессии осадками верхней части чиликтинской свиты, т. е. можно убедиться, что первая представляет собою фацию верхов второй. Это приводит к заключению что джаксыккычскую свиту правильнее относить еще к самым верхам среднего олигоцена. Ее фауна не противоречит такому выводу, на что указывает приведенное выше мнение М. Жинью о возрасте циреновых слоев Майнцского бассейна.

Таким образом, эквивалентом верхнего олигоцена в Северном Приаралье остается лишь чаграйская свита тургайской серии, а в районе оз. Челкар-тениз — «наиндриковая» свита.

В статье, опубликованной в 1949 г., в качестве вероятного аналога аральской свиты нижнего миоцена в районе оз. Челкар-тениз мы называли сазанбайскую свиту, выделенную Т. А. Мордвилко (1936), сопровождая это сопоставление знаком вопроса.

В настоящее время выяснено что сазанбайская свита вообще не существует (Соболева, 1950; Яншин, 1953). Под этим названием в районе низовьев р. Джиланчик объединялись континентальные третичные отложения самого различного возраста.

В то же время установлено, что немного севернее и восточнее Челкар-нуры выше «наиндриковой» свиты развита типичная аральская свита, представленная такими же, как в Приаралье, зелеными глинами с конкрециями мергеля и местами (в низовьях р. Джиланчик) содержащая даже характерные для этой свиты створки *Corbula helmertseni* Mikhail.

Приведенные сравнения и сопоставления позволяют предложить для

Северного Приаралья и районов оз. Челкар-тениз схему стратиграфического расчленения пресноводных и солонатоводных слоев тургайской серии, изображенную в табл. 14.

Таблица 14

Соотношение и возраст свиты континентальных третичных отложений в Северном Приаралье и в районе оз. Челкар-тениз

Возраст	Свиты Северного Приаралья	Их эквиваленты в районе оз. Челкар-тениз
Нижний миоцен	Аральская свита	Аральская свита
Верхний олигоцен	Чаграйская свита	«Надиндрикская» свита песков и железистых песчаников (по М. М. Пригоровскому — горизонт А).
Средний олигоцен	Джаксыккычская свита	Костеносная «индрикская» свита, содержащая близ кровли горизонт с зубами акул (по М. М. Пригоровскому — горизонт В).
	Чиликтинская свита	
Нижний олигоцен	Кутанбулакская свита	«Слюдистая» свита Н. С. Зайцева (по М. М. Пригоровскому — горизонт С)
	Чеганская свита	Чеганская свита

#### IV. СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАЗМЕЩЕНИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

Для правильного понимания условий образования любого полезного ископаемого осадочного происхождения необходимо по возможности более точно выяснить стратиграфическое положение заключающих его слоев. Этот вопрос ставился при изучении каждого месторождения и рудопроявления на территории Северного Приаралья. Не во всех случаях он мог быть решен легко, потому что породы различных свит тургайской серии нередко похожи одна на другую. Для выяснения возраста рудовмещающих слоев иногда приходилось проследживать их по простиранию далеко за пределами месторождения, а иногда предпринимать специальные картировочные работы.

В первые годы наших исследований сложилось представление о том, что все без исключения железорудные залежи принадлежат самой нижней, кутанбулакской свите среднего олигоцена (Формозова, 1949). Работы последних лет выяснили, что это не совсем так. Все основные крупные железорудные залежи промышленного значения действительно оказались подчиненными слоям кутанбулакской свиты. Однако залежи, более мелкие по размерам или крупные, но низкие по качеству руды, были обнаружены также в более высоких свитах тургайской серии.

Известные к настоящему времени данные о рудоносности различных свит тургайской серии таковы.

В Чокусинской синклинали к востоку от песков Малые Барсуки протягивается крупная меридиональная полоса некогда связанных между собой железорудных залежей, несомненно принадлежащих кутанбулакской свите. Северная группа этих залежей образует месторождение Кутанбулак. Железные руды залегают здесь в самом основании континентальных слоев тургайской серии, непосредственно на глинах чеганской свиты морского палеогена или же очень недалеко от их кровли. Выше руды на северо-западном крыле главной залежки месторождения выработки проходят еще до 23,6 м мелкозернистых песков и алевроитов того типа, который особенно характерен для кутанбулакской свиты. Ленточные глины чиликтинской свиты были встречены к северу от месторождения, гипсометрически выше кровли руды на 30—40 м.

Расположенное южнее месторождение Талды-эспе имеет единую рудную залежь длиной свыше 22 км. Северный конец этой залежи в плане почти перекрывает южный конец месторождения Кутанбулак, а в разрезе лежит на 20 м выше ее, однако еще в пределах кутанбулакской свиты. Пески и алевроиты, подстилающие рудную залежь Талды-эспе, таковы же,

как надрудные и междрудные пески и алевриты месторождения Кутан-булак. Слюдистые тонкослоистые алевритовые глины, залегающие на месторождении Талды-эспе в кровле руды, относились некоторыми геологами уже к чиликтинской свите тургайской серии (П. П. Сударев). Однако скорее они принадлежат еще кутанбулакской свите. Об этом говорит отсутствие в них растительных остатков и марказита, а также их светлый цвет в свежих разрезах.

Маленькая рудная залежь месторождения Бирде-куль, расположенного восточнее месторождения Талды-эспе, лежит стратиграфически ниже рудной залежи последнего, почти в самом основании кутанбулакской свиты.

Выходы железных руд месторождения Кара-сандык на берегу залива Перовского, по-видимому, представляют собой южный конец рудной залежи Талды-эспе, отчлененный плиоценово-четвертичной эрозией. Просло железных руд залегают здесь в средней и верхней части кутанбулакской свиты, у одного из бортов выполняемой ею древней долинообразной депрессии в поверхности глин морского палеогена. У западного края этой депрессии, вследствие наличия эрозионного несогласия, чиликтинская свита, представленная характерными для нее лиловатыми полосчатыми глинами, лежит прямо на железных рудах и содержит в основании конгломерат из их обломков. Однако с удалением на восток — к оси депрессии — слои кутанбулакской свиты погружаются, и здесь между верхним прослоем руды и кровлей свиты появляется значительная пачка таких же алевритовых тонкослоистых белых глин, какие мы наблюдаем ниже рудоносной пачки и какие выполняют всю восточную часть этой древней эрозионной впадины. Таким образом выясняется, что на месторождении Кара-сандык железорудная залежь первоначально была расположена не в самых верхних слоях кутанбулакской свиты.

В 10 км западнее месторождения Кара-сандык, в обрывах северного берега залива Перовского, имеется небольшой выход руды, известной под названием месторождения Ак-чоко. Руда здесь кроется с размывом полосчатыми глинами чиликтинской свиты и, следовательно, также принадлежит нижележащей кутанбулакской свите.

К западу от южного конца песков Малые Барсуки многочисленные мелкие выходы оолитовых бурых железняков известны в осевой зоне Тугузской синклинали. Руды этих выходов песчанисты и потому разведочные работы здесь до сих пор не производились. Однако стратиграфическое положение рудоносных слоев достаточно ясно вскрывается вертикальными обрывами северных берегов залива Паскевича и каньонами разветвленной системы оврага Туранглы. Во всех случаях руда залегают или непосредственно на размытой поверхности морских глин чеганской свиты, или отделяясь от нее небольшой пачкой ожелезненных песков. Типично развитые полосчатые глины чиликтинской свиты, достигающие здесь 55 м мощности, залегают выше по разрезу, иногда прямо на руде, а чаще на крошащих руду алевритовых белых глинах. Следовательно, известные к настоящему времени выходы железных руд в южной части Тугузской синклинали также принадлежат кутанбулакской свите, кроме выходов руды на мысе Туранглы, которые, возможно, имеют более молодой возраст.

В следующей на запад Джиланской синклинали, вернее — на ее восточном крыле, расположено наиболее крупное железорудное месторождение Приаралья — Кок-булак, разведанные запасы которого превышают 1270 млн. т. Оно вытянуто с северо-северо-запада на юго-юго-восток более чем на 40 км. На его территории выделяют три участка — Северный, Центральный и Южный. Детальное геологическое картирование, произведенное нами на топографической основе масштаба 1 : 25 000, показало, что руды Южного участка (орографически приуроченного к плато Тогузкен) имеют

более молодой возраст, но руды Центрального и Северного участков, на которых сосредоточена основная масса запасов месторождения, несомненно, принадлежат кутанбулакской свите.

Это доказывается тем, что косо наслоенная серия песчано-глинистых пород, которой подчинены линзы железных руд, на всех водоразделах несогласно срезается пачкой горизонтально-слоистых шоколадных и лиловатых глин чиликтинской свиты, выше которых лежат железистые пески и песчаники чаграйской свиты.

В самой южной части Джиланской синклинали, на северо-восточном берегу залива Тше-бас, имеются выходы железной руды близ родника Тамчма-булак. Линзы руды приурочены здесь к пачке железистых песков и песчаников, выполняющих руслообразную депрессию в поверхности глин чеганской свиты и переслоенных по краям депрессии белыми алевритовыми глинами (см. рис. 3). Типичные породы чиликтинской свиты, со слоем галек и валунов кристаллических пород в основании, залегают в 12—15 м выше кровли рудоносной пачки. Следовательно, и здесь руды имеют кутанбулакский возраст.

Еще дальше на запад линзы песчаных оолитовых железных руд имеются в основании континентального олигоцена, слагающего поверхность Чаграйского плато на левом берегу р. Чегана. Одна такая линза была обнаружена в 1946 г. В. А. Вахрамеевым и А. Л. Яншиным к юго-востоку от мыса Чаграй, другая в 1950 г. В. В. Лавровым в уроч. Кенкоус, третья в 1953 г. Е. И. Дмитриевым несколько севернее, вблизи колодцев Шолак-казган. Во всех трех случаях руды залегают прямо на поверхности морских глин чеганской свиты, под довольно мощной толщей континентальных песков, песчаников и глин, что позволяет с большой долей вероятности отнести их также к кутанбулакской свите.

Следует упомянуть, что мелкие линзы оолитовой железной руды имеются также среди пород кутанбулакской свиты в южных обрывах плато Сары-булак к северо-востоку от ст. Чокусу, в балке Шин-гуз-сай на левом берегу р. Тургай к юго-востоку от г. Тургая, на склонах плато к юго-востоку от почтовой станции Сор-кудук на дороге из Челкара в Иргиз и в других пунктах распространения этой свиты.

Одновозрастность всех этих месторождений и рудных выходов доказывается, помимо соображений, вытекающих из анализа разреза, микропалеонтологическими данными. Выше (глава III, § 7), согласно исследованиям Е. Д. Заклинской, дан подробный анализ различий в спорово-пыльцевых спектрах пород кутанбулакской и чиликтинской свит. Первые отличаются постоянным преобладанием пыльцы голосеменных и присутствием ряда видов хвойных, которые не переходят в слой чиликтинской свиты. За эталон для спорово-пыльцевой характеристики кутанбулакской свиты принимались разрезы ее в обрывах плато Сары-булак и в береговых обрывах залива Перовского, где взаимоотношения различных свит особенно ясны. Однако спорово-пыльцевые анализы межрудных и рудовмещающих пород месторождений Кутан-булак, Талды-эспе, Центрального и Северного участков месторождения Кок-булак, мелких месторождений в южной части Тугуской синклинали и на Чаграйском плато дают такую же картину, как анализы пород из этих классических разрезов. Во всех этих анализах видно преобладание пыльцы хвойных и присутствие среди этой пыльцы таких форм, которые не переходят в вышележащую чиликтинскую свиту (*Araucariaceae*, *Picea tasarianica* Z a k l., *Cedrus crisper* Z a u e r, *Pinus* sect. *Australis* и др.).

Таким образом, спорово-пыльцевой анализ подтверждает вывод о том, что все перечисленные выше месторождения и рудные выходы действительно принадлежат кутанбулакской свите, хотя залегают в различных частях ее разреза.



Однако в Северном Приаралье существуют и рудные залежи более молодого возраста. Наиболее типичным их примером может служить линза оолитовой руды, слагающая вершину столового останца Кара-сандык к западу от одноименного месторождения железных руд в слоях кутанбулакской свиты. Эта линза подстилается полосчатыми глинами чиликтинской свиты и лежит на 23,2 м выше их подошвы. Сама линза имеет максимальную мощность на восточной стороне останца, где она достигает 1,80 м. Сохранившаяся в настоящее время (1955 г.) площадь линзы равна  $70 \times 30$  м, хотя Л. С. Берг (1908, стр.149) утверждает, что в 1901 г. она имела размеры  $100 \times 40$  м. Разрез противоположного останцу участка плато показывает, что выше рудной линзы залегает еще 4,3 м таких же полосчатых глин чиликтинской свиты, как те, что залегают под рудой. Лишь над ними начинаются слои джаксыклычской свиты. Следовательно, рудная линза вершины останца Кара-сандык лежит внутри глин чиликтинской свиты.

Причина появления оолитовых железняков внутри однородной глинистой толщи выясняется при изучении разрезов прилегающей части береговых обрывов. Уже в обрывах плато против останца Кара-сандык оолитовый железняк его вершины замещается тонким прослоем песчанистого конкреционного железняка, содержащего редкие галечки кварца. Следуя вдоль изрезанных глубокими промоинами береговых обрывов на запад, можно видеть, что кровля глин морского палеогена в этом направлении постепенно поднимается и слои чиликтинской свиты, лежащие ниже бурого железняка, прислоняясь к поверхности палеогена, постепенно выклиниваются. Примерно в 1 км от останца Кара-сандык эта пачка пород выклинивается полностью и рудиментарный прослоек песчанистого бурого железняка, соответствующий рудной линзе вершины останца Кара-сандык, ложится непосредственно на глины чеганской свиты морского палеогена. Мощность вышележащих глин чиликтинской свиты равна в этом месте всего 5 м, т. е. соответствует мощности ее верхней пачки, лежащей над рудным прослоем в обрывах плато против останца Кара-сандык (см. рис. 18).

Следовательно, линза оолитовой руды на вершине останца Кара-сандык представляет собой базальный слой верхней пачки чиликтинской свиты, которая неподалеку отсюда трансгрессивно переходит на породы морского палеогена. Это обстоятельство позволяет ставить вопрос о том, не является ли материал рудной линзы на вершине Кара-сандыка переотложенным, вымытым из кутанбулакской свиты, рудоносные отложения которой могли выполнять впадины в породах морского палеогена где-нибудь к северу от линии береговых обрывов залива Перовского?

Однако на этот вопрос приходится дать отрицательный ответ.

Во-первых, в противоположность многим другим рудным залежкам Северного Приаралья, ни в одном образце руды с вершины останца Кара-сандык не обнаруживается конгломератовая текстура или другие признаки явного переотложения материала. Это однородная мелкозернистая оолитовая порода, характер которой не изменяется даже в вертикальном разрезе через наиболее мощную часть линзы. Под микроскопом в ее шлифах, как в шлифах любой другой оолитовой железной руды, видны не только целые оолиты, но также их обломки, облеченные или не облеченные новыми концентрами, т. е. следы какого-то перемещения рудного материала, но рудных или нерудных галек в оолитовом железняке вершины останца Кара-сандык нет.

Во-вторых, если бы материал рудной линзы вершины Кара-сандыка был переотложенным, то оолиты встречались бы на всем протяжении рудного слоя. Между тем они почти исчезают в обрыве плато против останца Кара-сандык и совершенно отсутствуют при удалении от него в сторону древней береговой линии. Руда здесь представлена песчанистым жеоди-

стым и корковым гидрогетитом, а еще ближе к древнему берегу — окристым железистым песчаником без оолитов. Оолитовая руда вершины останца Кара-сандык занимала, таким образом, определенную фаціальную зону на дне древнего озерного водоема чиликтинского времени. Следовательно, ее оолиты не переотложены, а образовались на месте своего теперешнего залегания или недалеко от него, хотя и в беспокойной гидродинамической обстановке.

Этим доказывается существование в чиликтинское время рудообразования, хотя и ограниченного по масштабам.

Другим районом развития рудных линз в отложениях чиликтинской свиты являются окрестности большого соленого озера Кашкар-ата в юго-западной части Челкарской синклинали. Линзы сильно песчанистой оолитовой руды, местами довольно большой мощности (до 4 м), обнажаются здесь по балочке, впадающей с севера близ могил в западный конец озера, и по нижнему течению большой пересыхающей речки Киндерле, впадающей в озеро с запада. Ввиду плохой обнаженности стратиграфическое положение рудных линз осталось не вполне ясным. Однако, судя по данным поискового бурения, производившегося в 1953 г. на северном берегу оз. Кашкар-ата геологом Е. И. Дмитриевым, гипсометрически и стратиграфически ниже этих рудных линз в разрезе континентальных третичных отложений на большом протяжении прослеживается пачка углистых глин с линзами и прослоями бурого угля. Поскольку все буроугольные месторождения Арало-Тургайской низменности приурочены к чиликтинской свите, и, по-видимому, только в это время существовали условия, благоприятные для их образования, приходится допустить такой же возраст бурых углей бассейна оз. Кашкар-ата, тем более, что под углями скважины проходили здесь еще до 70 м различными песчаными породами, видимо соответствующими кутанбулакской свите, и не достигли их подошвы. А если это так, то и лежащие выше линзы железных руд приходится относить, скорее всего, к чиликтинской свите, если не к еще более молодой джаксыклычской свите.

Последняя представляет собой не особый стратиграфический горизонт, а солоноватоводную фацию верхней части озерных и болотных отложений чиликтинской свиты (см. главу III, § 4). Она распространена лишь на определенном расстоянии к северу от современных берегов Аральского моря, а в удалении от них замещается породами, неотличимыми от более древних слоев чиликтинской свиты. Однако в пределах той площади, на которой они распространены, слои джаксыклычской свиты выделяются достаточно хорошо: по литологическому составу, по характеру слоистости, по присутствию остатков солоноватоводных моллюсков.

В основании этой свиты железистые песчаники с примесью оолитов гидрогетита и сильнопесчанистые оолитовые железные руды уже давно были обнаружены нами на северном берегу залива Перовского, немного восточнее железорудного месторождения Кара-сандык (Формозова, 1949). Они образуют здесь слой, мощностью до 1,5 м, с противоположно направленной косой слоистостью прибрежно-волнового типа в отдельных прослойках, разделенных приблизительно горизонтальными поверхностями. Рудный материал в пределах этого слоя локализуется на сравнительно небольшом участке. К западу, при сохранении мощности слоя, в нем исчезают оолиты и на меридиане месторождения Кара-сандык он представлен сравнительно рыхлым красным железистым песчаником. К востоку же слой уменьшается в мощности и практически выклинивается, сохраняясь лишь в виде мелких линзочек ожелезненного материала в основании песков и алевроитов джаксыклычской свиты.

Рудопроявления совершенно другого масштаба, также приуроченные к джаксыклычской свите, были обнаружены в самые последние годы.

Еще в 1951 г. когда начались разведочные работы на Кок-булаке, было известно, что руды его Южного участка резко отличаются по качеству и по условиям залегания от руд Центрального и Северного участков. Тогда еще было установлено, что руды Южного участка месторождения Кок-булак образуют сплошную пластовую залежь большого протяжения, с правильной горизонтальной слоистостью и большим количеством тонких горизонтальных же прослоев нерудных пород. Такие условия залегания указывали на озерное происхождение руд. Было выяснено, что в разрезе они залегают выше косо наклонных и невыдержанных по простиранию мощных рудных линз Центрального и Северного участков. Однако все руды месторождения Кок-булак, в том числе и руды его Южного участка, считали принадлежащими кутанбулакской свите.

Лишь в 1954 г., когда была получена топографическая основа для всей площади месторождения Кок-булак и произведено его геологическое картирование, было установлено, что рудная залежь Южного участка этого месторождения принадлежит не кутанбулакской, а джаксыккычской свите. Дело в то, что на всем протяжении месторождения была откартирована выдержанная по составу и плавно изменяющаяся по мощности пачка горизонтально-слоистых шоколадных или лиловато-серых глин, тонко прослоенных белым алевритом, которая, несомненно, представляет собой чиликтинскую свиту. На Центральном и Северном участках эта пачка глин лежит выше косых рудных линз, с размывом срезая их головы. Кроется она здесь на вершинах водоразделов железистыми песками и песчаниками чаграйской свиты.

Залежь же Южного участка месторождения Кок-булак вклинивается выше шоколадных глин, между ними и железистыми песками чаграйской свиты. Она занимает то же стратиграфическое положение, что и джаксыккычская свита на берегах залива Перовского. В западных обрывах плато Тогузкен можно проследить, как рудная залежь Южного участка к северо-западу, т. е. с удалением от берегов современного Арала, постепенно замещается лиловатыми алевритовыми глинами, почти неотличимыми от нижележащих глин чиликтинской свиты. Это подтверждает предположение об ее отложении в прибрежной части джаксыккычского солонатоводного бассейна.

Выяснение джаксыккычского возраста рудной залежи Южного участка месторождения Кок-булак заставило критически пересмотреть данные о возрасте других железорудных месторождений Северного Приаралья. При этом возникли сомнения в стратиграфическом положении рудной залежи месторождения Джангиз-тюбе, расположенного на западном крыле Чокусинской синклинали, у восточного края песков Малые Барсуки, в 22—30 км южнее пересечения их железной дорогой. Судя по данным поисковых работ, проведенных здесь в 1947 г. геологом С. Л. Спириным, руды этого месторождения сильно песчанисты, а рудная залежь имеет плоскую изометричную форму, совершенно непохожую на форму рудных залежей других месторождений Чокусинской синклинали.

Летом 1955 г. нами было установлено, что руды этого месторождения имеют горизонтальную слоистость и согласно пластаются с нижележащими белыми слюдястыми алевритами мощностью около 5 м, но эти последние по плоскости размыва налегают на косо наклонные (под углом до 14°) желтовато-белые глинистые алевриты, типичные для кутанбулакской свиты. Следовательно, рудная залежь месторождения Джангиз-тюбе моложе кутанбулакской свиты. Это подтверждается и тем, что близ южного конца месторождения, в сопках Бишчоку, прямо на песках с железистыми конкрециями, замещающих по простиранию руду, лежат зеленые мергелистые глины со створками *Corbula helmsereni* Mikhail., принадлежащие аральской свите нижнего миоцена. Наконец, в осыпи же-

лезных [Уруд месторождения Джангиз-тюбе был найден зуб акулы *Odonaspis acutissima* А. г. (определение В. В. Меннера). Из всех свит тургайской серии остатки этих акул встречаются только в джаксыклычской.

Таким образом, и на месторождении Джангиз-тюбе руды оказались принадлежащими джаксыклычской свите. Отсутствие в разрезе этого месторождения чиликтинской и чаграйской свит объясняется структурно-приподнятым положением его территории.

В ближайших на северо-востоке больших разрезах плато Алтын-Чокусу и Сары-булак чиликтинская свита присутствует, но чаграйская отсутствует, как и на месторождении Джангиз-тюбе. Аральская свита здесь везде лежит прямо на джаксыклычской.

Что касается самой верхней свиты тургайской серии — чаграйской, то в ней железные руды не были встречены нигде. Она обычно представлена железистыми песками, песчаниками, а ближе к Мугоджарам и конгломератами, но окислы железа присутствуют в ее породах только в виде цемента обломочного материала. Лишь в местах налегания чаграйской свиты на рудоносную фацию джаксыклычской или прямо на руды кутанбулакской свиты (такой случай наблюдается, например, на Северном участке месторождения Кок-булак, вблизи скв. 662) в песках и песчаниках ее основания появляется примесь рудных оолитов, явно вымытых из подстилающих пород.

Для нескольких мелких рудных залежей Северного Приаралья возраст остался неустановленным. Это относится главным образом к линзам песчанистого оолитового бурого железняка, которые венчают некоторые останцовые возвышенности в Куландинской антиклинальной зоне, проходящей восточнее песков Большие Барсуки. Такие линзы оолитового железняка имеются на вершине горы Уш-чоку к северу от залива Тшебас, на горе Джаксы-бутах у южного периклинального окончания Джаксыбутахской брахиантиклинали и на некоторых останцах в группе сопок Аю-аран, у ее северного периклинального окончания. Во всех перечисленных случаях руда лежит прямо на песках саксаульской свиты морского верхнего эоцена. Никакие породы выше нее не сохранились. Судя по горизонтальной слоистости руд и по присутствию в основании руды на горе Уш-чоку мелкого галечника кристаллических пород с хорошей волновой окатанностью и шлифовкой, — можно предполагать, что перечисленные рудные линзы принадлежат скорее всего джаксыклычской свите.

Таким образом мы видим, что в Северном Приаралье рудоносной является нижняя часть тургайской серии, соответствующая по возрасту среднему олигоцену. Наиболее богата рудами самая нижняя, кутанбулакская свита тургайской серии, к которой приурочены все промышленные их залежи. В чиликтинской и джаксыклычской свитах руды встречаются реже и качество их заметно снижается. При этом с течением времени меняется генетический тип рудных залежей. Руды кутанбулакской свиты, как будет видно ниже, приурочены к осадкам речного, лиманного и дельтового генезиса. Горизонтально-слоистые и тонкозернистые озерные осадки кутанбулакского времени широко распространены на северных берегах Аральского моря, но рудных линз они не содержат.

Наоборот, рудные линзы чиликтинской свиты залегают среди озерных осадков. Особенно же большие по площади залежи низкосортных руд формировались в прибрежной части некоторых заливов большого солончатого джаксыклычского бассейна. Среди речных осадков этой эпохи руды уже не встречаются.

Возможное объяснение этой миграции железорудных фаций будет дано в конце работы.

В чаграйское время, т. е. в верхнем олигоцене, образование железных руд в Северном Приаралье прекратилось.

## V. ОПИСАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Перечень изученных нами железорудных месторождений и выходов дан в предыдущей главе IV, посвященной вопросу об их стратиграфическом размещении. Описание этих месторождений и выходов мы будем вести с востока на запад, в том направлении, в котором двигались поисковые и разведочные работы.

Сначала будет рассмотрена группа месторождений Чокусинской синклинали, затем мелкие железорудные выходы юга Тугузской синклинали, самое крупное месторождение Кок-булак, приуроченное к Джиланской синклинали, мелкие выходы на юге этой синклинали, и, наконец, небольшие железорудные линзы, обнаруженные на юге Челкарской синклинали.

Расположение рудных полей Чокусинской синклинали показано на рис. 6. Они представлены здесь длинными лентовидными телами месторождений Кутан-булак и Талды-эспе, маленькими рудными выходами месторождений Бирде-куль, Ак-чоко и Кара-сандык и на северо-западе синклинали — большим изометричным телом рудной залежи месторождения Джангиз-тубе. В порядке этого перечня и будет дано описание месторождений.

### 2. МЕСТОРОЖДЕНИЕ КУТАН-БУЛАК

#### Общая характеристика

Месторождение Кутан-булак, разведанное раньше других, расположено к западо-юго-западу от ст. Саксаульская Оренбургской ж. д. Его северо-восточный конец удален от этой станции на 20 км, его центральная точка (родник Бол-булак близ хорошо обнаженного южного конца главной залежи) — на 25 км.

Еще ближе к этому месторождению разъезд № 82, расположенный между ст. Чокусу и ст. Саксаульская. От него до северо-восточного конца рудной залежи всего 12 км. Почти от этого разъезда до самого месторождения тянется огромный ровный и плоский такыр, местами переходящий в сор. У западного конца этого такыра, на склонах амфитеатра окружающих его возвышенностей, расположены выходы железных руд (рис. 7). На севере месторождения они слагают два далеко выдающихся к югу мыса (Северный и Западный участки), а на юге дают выход в глубине одной из сбгающих к такыру балочек (Южный участок). Руды Западного участка остались на севере не вполне оконтурированными, но, по-видимому, представляют собой сравнительно небольшую линзу с запасами в несколько миллионов тонн, так же, как руды Южного участка. Детальному изучению они

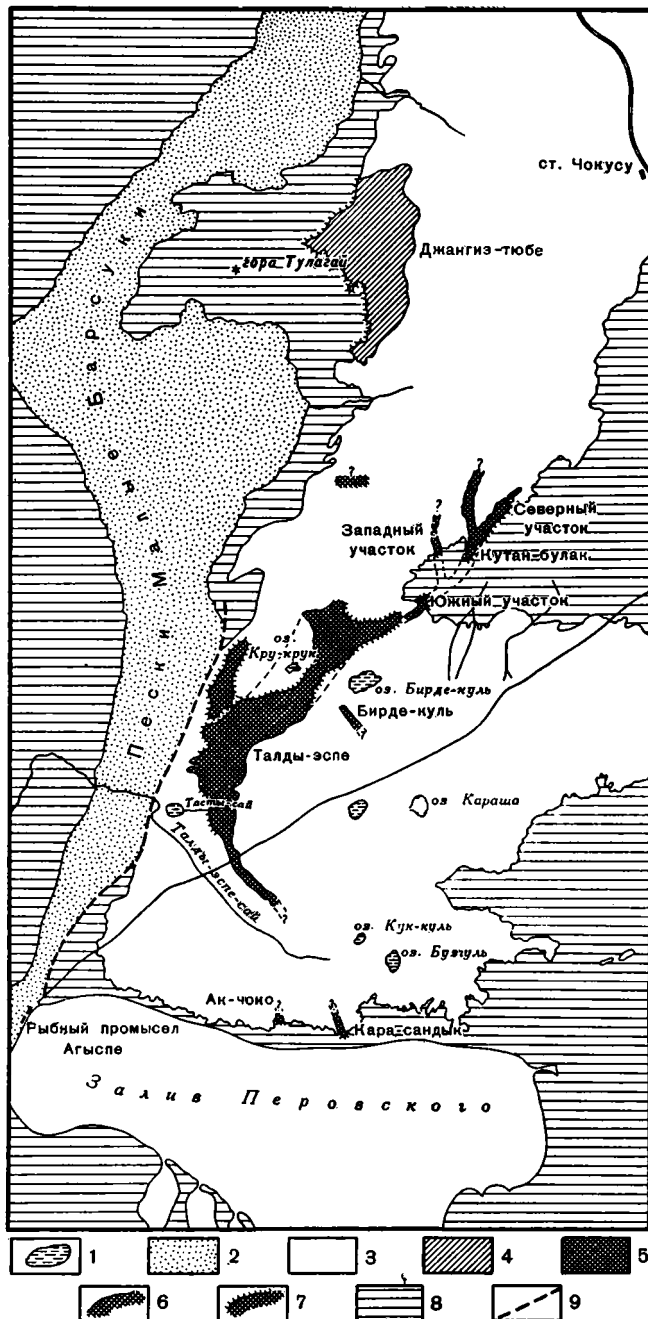


Рис. 6. Схема расположения железорудных месторождений Чоккутинской синклинали

1 — соленые озера и соры; 2 — золотые пески; 3 — площади распространения континентальных отложений среднего и верхнего олигоцена; 4 — железорудные залежи джансылычской свиты; 5 — железорудные залежи кутанбулакской свиты; 6 — контуры выклинивания рудных залежей; 7 — контуры эрозионного размыва рудных залежей; 8 — площади распространения морских отложений эоцена и нижнего олигоцена; 9 — предполагаемый сброс

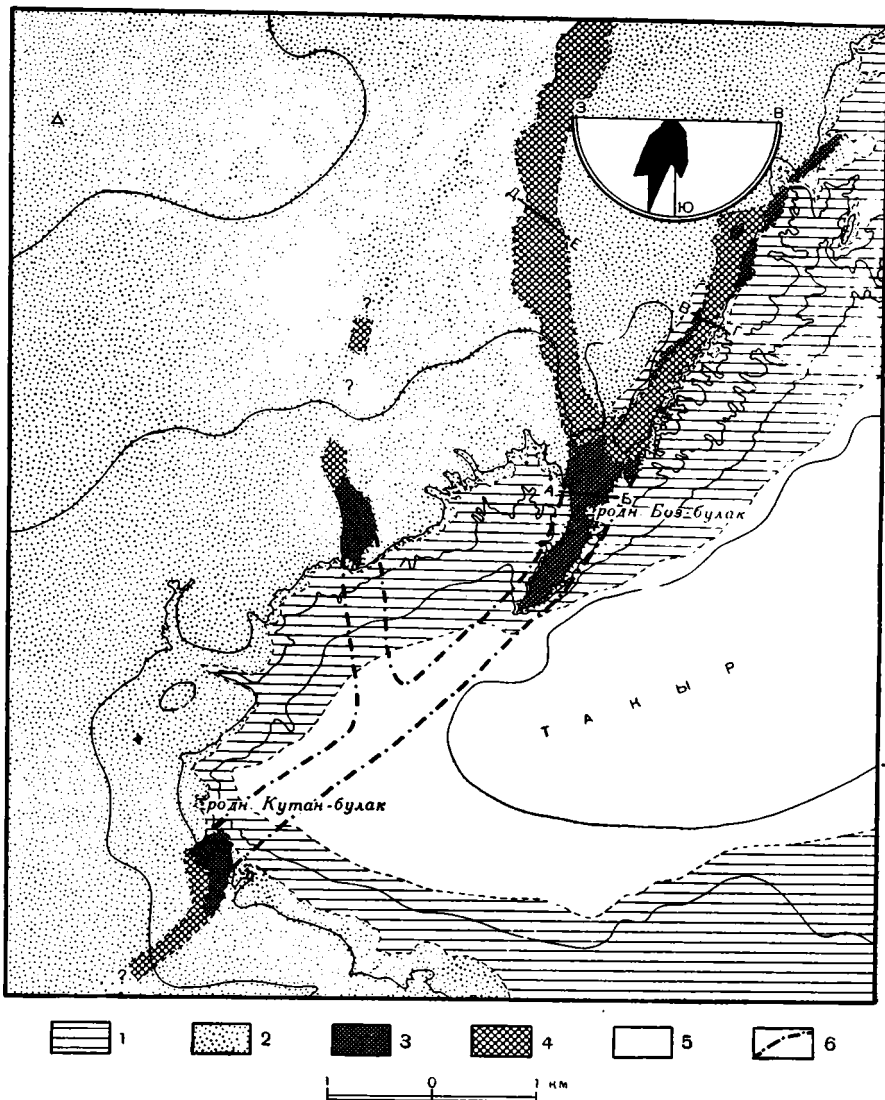


Рис. 7. Схематическая геологическая карта месторождения Кутан-булак.

1 — глины чеганской свиты морского палеогена; 2 — пески, алевриты и алевритовые глины кутанбулакской свиты среднего олигоцена; 3 — железные руды на поверхности или под почвой; 4 — железные руды под коренной вскрышей; 5 — четвертичные отложения такыровой впадины; 6 — вероятные границы железорудной залежи до эрозионного размыва.

В полукруге — роза направлений падения носой слоистости железных руд

не подвергались. На Северном же, или Главном участке залежь руды прослежена на расстояние свыше 5 км, имеет промышленные запасы и детально разведана. В дальнейшем, говоря о Кутан-булаке, мы будем иметь в виду главным образом эту залежь.

В геологическом строении месторождения Кутан-булак принимают участие отложения морского палеогена и континентальной кутанбулакской свиты среднего олигоцена. Наиболее древними породами месторождения являются глинистые пески и песчанистые глины саксаульской свиты верхнего эоцена, которые выходят на низких отметках по периферии подходящего к месторождению такыра. Они отделяются от глин вышележащей

чеганской свиты слоем мелкого песка с редкими желваками фосфорита. Этот маркирующий слой позволяет установить тектонические условия залегания третичных пород в пределах месторождения. Они погружаются к западо-юго-западу со скоростью 8 м на 1 км, т. е. примерно под углом около 30'.

Чеганская свита нижнего олигоцена, залегающая выше слоя с фосфоритовыми желваками, представлена однообразными зеленовато-серыми или серо-зелеными сланцеватыми плотными монтмориллонитовыми глинами с одиночными крупными конкрециями анкерита и многочисленными кристаллами гипса. В тех местах, где непосредственно выше чеганских глин лежит руда, — эти глины в верхней части имеют буроватый, желтый или желто-зеленый цвет — в результате процессов вторичного ожелезнения. У западного края главной рудной залежи в одном месте они имеют близ кровли яркую вишнево-красную окраску, также связанную, вероятно, со вторичным ожелезнением.

Перед отложением кутанбулакской свиты поверхность чеганских глин была глубоко размыта и поэтому рельеф их кровли в настоящее время крайне неровный. На широтных разрезах через месторождение (рис. 8 и 12) хорошо видны эрозионные ложбины в поверхности чеганских глин, заполненные отложениями кутанбулакской свиты. К наиболее глубоким частям этих ложбин обычно и приурочены залежи железных руд.

Состав пород кутанбулакской свиты в районе месторождения Кутан-булак довольно разнообразен и непостоянен. Наиболее древним его горизонтом являются лиловато-серые сланцеватые алевроитовые глины с желвачками марказита и прослоями белого слюдистого алевроита. Они выполняют наиболее глубокие части эрозионных депрессий в поверхности морского палеогена на западе месторождения и выходят на поверхность лишь на очень ограниченном участке. Эти глины со следами нового глубокого эрозионного размыва перекрываются песчано-алевритовыми породами, которым подчинены залежи железных руд. Местами наблюдается переход рудоносных пород по простиранию в алевроитовые глины, сходные с глинами нижнего горизонта, но более светлые и песчанистые. К юго-востоку рудовмещающие алевроиты и руды срезают нижние алевроитовые глины и в обнажениях амфитеатра уроч. Кутан-булак ложатся обычно прямо на морской палеоген.

Между северным и западным рудными участками, в обнажениях так называемой «Промежуточной» балки, прямо на чеганских глинах лежит переслоенный алевроитами мергельный гравий, подробно описанный в главе о кутанбулакской свите (глава III, § 2). Мощность отдельных пакетов сплошного мергельного гравия достигает 2 м, мощность промежуточных прослоев алевроита 70—80 см. Гравий обычно сцементирован карбонатным цементом соприкосновения в неплотный мергельный гравелит. В основании переслаивания мергельного гравия и алевроита проходит слой грубой брекчии из кусков мергеля и обломков железистого песчаника, сцементированных кальцитом. В этом слое встречаются окатанные зубы акул и обломки устриц, вымытые из чеганской свиты.

На крайнем северо-западе уроч. Кутац-булак (к северу от одноименных родников) кутанбулакская свита начинается рыхлыми мелкозернистыми слюдистыми песками значительной мощности, которые здесь местами развеены и образуют небольшие площадки совершенно оголенных сыпучих барханных всхолмлений.

В пределах месторождения известны два родничка — небольшой пресный — Бол-булак на восточной стороне главной рудной залежи и более обильный, но солоноватый — Кутан-булак в западном углу амфитеатра возвышенностей. Они вытекают из основания пород кутанбулакской свиты в наиболее пониженных участках ее ложа.



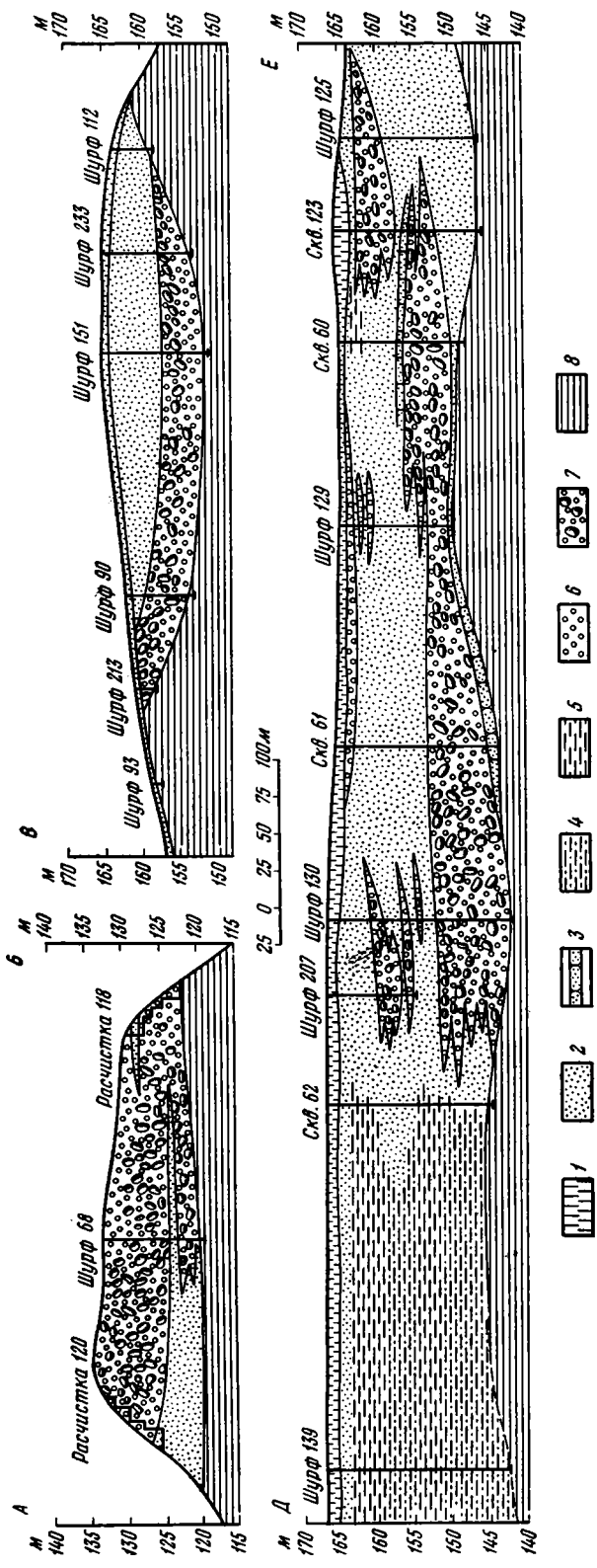


Рис. 8. Разрезы рудной залежи Северного участка месторождения Кутан-Булак.  
 1 — сульфиды; 2 — кварцевые алевроиты; 3 — железистые алевролиты или песчаники; 4 — глинистые алевроиты; 5 — алевроитовые глины; 6 — оолитовая руда; 7 — обово-оолитовая и конгломератовая руда; 8 — глины чеганской свиты морского палеогена

## Строение Северного участка

Главная рудная залежь Кутан-булака в плане представляет собой громадную рогатку, расходящиеся концы которой направлены на северо-восток и на север, а заостренное основание — к югу. Эта южная часть залежи, окаймленная с трех сторон границей размыва, имеет в длину около 2 км, причем ширина ее на поверхности от 200—260 м на юге увеличивается до 1 км на севере. Далее на север против осевой линии залежи возникает резкое меридиональное поднятие поверхности морского палеогена, которое разделяет ее на два крыла. Одно из них уходит почти прямолинейно на северо-восток на расстояние 3500 м, имея среднюю ширину около 300 м, а другое сначала отклоняется на северо-запад, а потом поворачивает на север и далее даже несколько на северо-северо-восток. Общая длина этого северо-западного крыла залежи также около 3500 м, а средняя ширина около 400 м. Самый северный конец его, содержащий руды непромышленной мощности, выработками не окаймлен.

Общая форма рудной залежи Северного участка Кутан-булака и пространственное отношение к ней линз Западного и Южного участков, а также, вероятно существовавшее до современной эпохи размыва их соединение видны на прилагаемом схематическом плане месторождения (рис. 7).

В начале отложения кутанбулакской свиты наиболее глубокие места древних эрозионных впадин заполнялись мелким песком и алевроитом. Лишь несколько позднее началось отложение железных руд. Поэтому они легли местами прямо на чеганские глины, местами же на песчано-алевритовые породы низов кутанбулакской свиты.

Так, близ южного окончания главной залежи выше чеганских глин можно видеть до 9 м светлых слюдисто-кварцевых алевроитовых песков, которые выше сменяются железными рудами. К северу мощность породных песков уменьшается и на широте родника Бол-булак они выклиниваются совсем, но затем снова появляются небольшими линзами в основании рудной толщи некоторых мест северо-восточного крыла месторождения, преимущественно не в осевой части, выполненной рудой древней эрозионной депрессии, а близ ее краев.

В южной части северо-западного крыла главной залежи на чеганских глинах лежат косо- или горизонтально-слоистые пески и алевроиты с ожелезненными прослойками, линзами, пятнами и корочками бурого железняка. В них встречаются линзы серых и голубоватых глин с кристаллами гипса. Эти породы кроются оолитовой рудой. Севернее подрудные породы выклиниваются, и в осевой части северо-западного крыла руда лежит обычно прямо на чеганских глинах.

В разрезе руда южного конца залежи Кутан-булак и ее северо-восточного крыла образует крупную линзу, выпуклую книзу и плоскую сверху, вложенную в соответствующую корытообразную впадину поверхности глин морского палеогена. На северо-западном крыле залежи главное рудное тело в разрезе также имеет форму линзы, но здесь связь с депрессией поверхности палеогеновых глин выражена менее ясно. Ограничением рудной линзы здесь является не прислонение руды к глинам морского палеогена, а фациальный переход ее в алевроиты и глины той же кутанбулакской свиты. В связи с этим на северо-западном крыле залежи по краям рудного тела во многих выработках наблюдается многократное переслаивание руды с алевроитами, железистыми песками и песчаниками. Тонкие прослойки руды и отдельные более мощные, но менее протяженные линзы ее здесь наблюдаются также в песках и алевроитах над главным рудным телом, которое приурочено к основанию свиты и либо залегает непосредственно на морском палеогене, либо отделяется от него очень небольшим прослоем

пустой породы (песка или алевритовой глины). Некоторое понижение поверхности морского палеогена под подошвой главной рудной линзы наблюдается, впрочем, и на северо-западном крыле месторождения Кутан-булак, почти на всех широтных профилях через эту часть залежи.

Формы сечения рудного тела, характерные для разных частей главной залежи месторождения Кутан-булак, видны на прилагаемой таблице разрезов (рис. 8).

Безрудные породы (алеваитовые глины, алевриты, пески, железистые алевриты и песчаники) переслаивают руду преимущественно на северо-западном крыле главной залежи месторождения, где они местами бывают даже многочисленны. Небольшие прослои песка и плотного железистого песчаника встречены также во многих выработках южного конца залежи. В центральной же ее части и на северо-восточном крыле прослои безрудных пород внутри руды очень маломощны и встречаются редко.

В связи с линзообразным характером сечения рудной залежи, мощности руды на месторождении Кутан-булак колеблются на коротких расстояниях в очень больших пределах. На юге Северного участка от нуля по краям залежи они изменяются до 14,65 м, а в зоне расширения — до 19,25 м, на его северо-восточном крыле до 12,9 м и на северо-западном до 17,6 м. Средняя мощность руды, по подсчетам С. Л. Спирина, на юге главной залежи месторождения равна 8,0 м, на северо-восточном крыле — 4,5 м и на северо-западном — 7,3 м.

Общее представление о распределении мощностей рудного тела в пределах главной залежи месторождения Кутан-булак дает рис. 9. На этом рисунке отчетливо виден руслообразный характер ложбин, выполненных рудной толщей. Необходимо заметить только, что он составлялся до окончания разведки месторождения и результаты сгущения сетки выработок на некоторых площадях не отражены на нем. Проходившиеся в конце разведки шурфы и скважины обнаружили упомянутые выше максимальные мощности руды для отдельных частей залежи и в некоторых случаях сместили линии изопахит, но не изменили принципиально той картины, которая дана на рис. 9. Интересным дополнением к нему была бы карта рельефа кровли глин морского палеогена, но для составления такой карты материала оказалось недостаточно, так как многие выработки не достигли этих глин, а другие не имели точных высотных отметок устья. Можно только сказать, что поверхность чеганских глин в осевых частях ложбин к северу поднимается. Близ южного конца главной залежи она лежит на высоте 120—122 м, близ места расхождения крыльев залежи — на высоте 145—146 м, на крайнем северо-востоке участка — на высоте 152—153 м и в пределах северо-западного крыла — на высоте 143—150 м.

В южной части главной залежи месторождения вскрыша отсутствует, и руда на площади свыше 0,5 км<sup>2</sup> лежит прямо на поверхности, лишь во впадинах микрорельефа покрываясь тонким слоем железистого суглинка. Севернее появляются надрудные алевриты, мощность которых к месту разделения залежи постепенно достигает 5,8 м. На северо-восточном крыле вскрыша руды, представленная мелкими песками и алевритами кутанбулакской свиты, изменяется от 0 до 8 м и в среднем равна 3,6 м, на северо-западном крыле — от 2,7 до 23,6 м и в среднем равна 9,65 м. Руды северо-западного крыла на поверхность нигде не выходят.

Покрывающие их породы представлены преимущественно алевритами, которые иногда сменяются мелкозернистыми песками, а иногда становятся сильноглинистыми и переходят в алевритовые глины или в тонкое переслаивание белых алевритов и серых глин (рис. 10). Ближе к кровле руды алевриты ожелезнены, содержат корочки железистого песчаника или песчанистого бурого железняка и гидрогетитовые жеоды, выполненные более глинистым алевритом или глиной. Местами на северо-западном

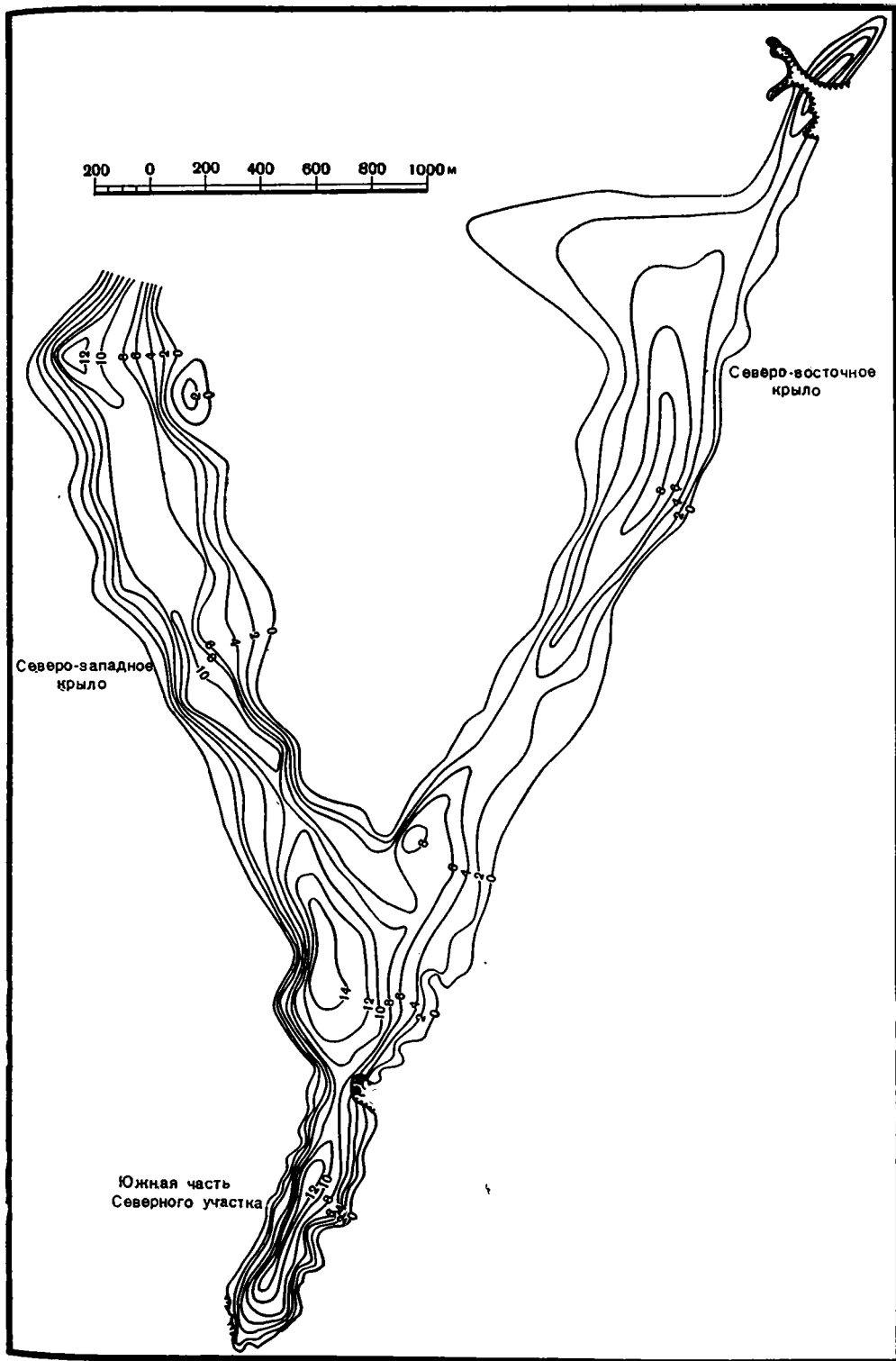


Рис. 9. Схема изомощностей рудного тела Северного участка месторождения Кутан-булак

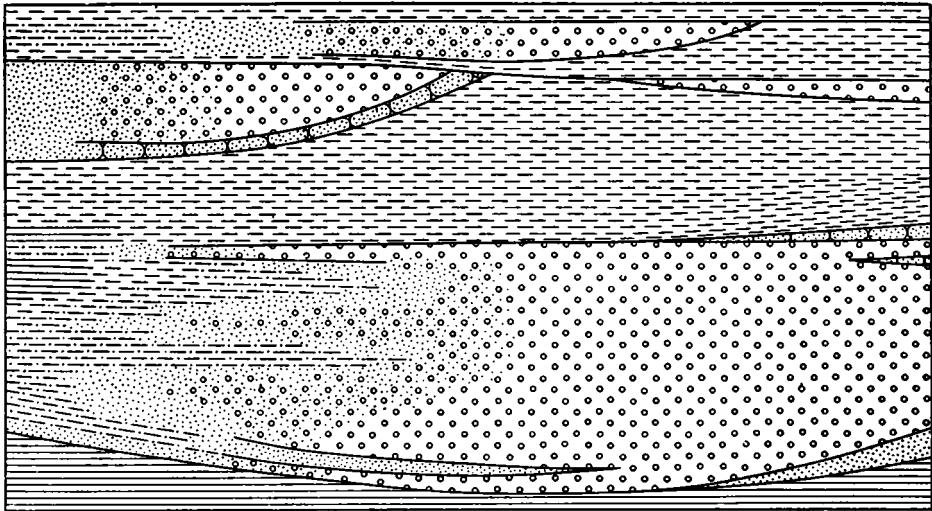


Рис. 10. Взаимоотношение оолитовых железных руд и рудовмещающих пород на северо-западном крыле главной залежи месторождения Кутан-булак (схема)

1 — оолитовая руда; 2 — песчанистая оолитовая руда; 3 — пески и алевриты; 4 — железистые алевриты; 5 — глинистые алевриты; 6 — алевритовые глины; 7 — глины чеганской свиты морского палеогена

крыле залежи развиты четвертичные делювиальные суглинки мощностью до 7 м.

В шурфе 103 на северо-западном крыле основной залежи в алевритах над кровлей руды встречены прослой мелкого мергельного гравия, аналогичного мергельному гравия Промежуточной балки. Немного южнее, в шурфе 101, такой же гравий переслаивает алевриты, замещающие вскрест простирания рудное тело.

### Строение Западного участка

Небольшой Западный участок месторождения Кутан-булак будет описан несколько подробнее, так как на нем можно видеть пример интересных и принципиально важных условий залегания руды. В откосах обнаженной южной части этого участка видно залегание на глинах морского палеогена небольшой пачки серовато-белых и голубоватых песчанистых и глинистых горизонтально-слоистых алевритов (мощность 1,5—2,0 м), непосредственно выше которых лежит оолитовая руда, местами переслоенная железистым песчаником. Далее же на север выработки встретили ниже подрудных алевритов мощную пачку лиловато-серых сланцеватых слюдистых алевритовых глин, несомненно принадлежащих кутанбулакской свите, и только глубоко под ними — породы морского палеогена. Эти лиловатые алевритовые глины поднимаются до поверхности с обеих сторон от меридионально вытянутой рудной залежи участка.

Детальное изучение разрезов отдельных выработок и гипсометрии кровли различных горизонтов показало следующее.

В районе Западного участка развиты два горизонта отложений кутанбулакской свиты, разделенные поверхностью глубокого внутриформационного эрозионного размыва. Нижний горизонт, сложенный лиловатыми алев-

ритовыми глинами с отдельными прослоями алевроитов, заполняет в поверхности морского палеогена какую-то эрозионную депрессию северо-восточного простирания. Осевая полоса этой обширной депрессии лежит к северо-западу от разведанного участка, где вскрыт скважинами только ее юго-восточный склон. В пределах самого участка алевроитовые глины нижнего горизонта кутанбулакской свиты прислоняются к глинам морского палеогена. Наклон поверхности прислонения местами достигает  $3^{\circ}20'$ . Подошва этих глин, лежащая у обнаженной границы с морским палеогеном на отметках от 147 до 152 м, погружается близ северного конца рудной залежи до отметки 117,8 м. Мощность алевроитовых глин возрастает здесь до 27—28 м.

В эти глины врезана новая эрозионная ложбина, уже не северо-восточного, а меридионального направления, которая на юге пересекает край депрессии, выполненной алевроитовыми глинами, и продолжается в поверхности морского палеогена. Указанная более молодая эрозионная ложбина, глубина вреза которой достигает местами 22 м, а ширина изменяется от 350 м на севере до 750 м на юге, выполнена светлыми или ожелезненными полимиктовыми песчанистыми алевроитами и мелкозернистыми песками, которым подчинена рудная залежь (рис. 11).

Следовательно, рудная залежь Западного участка месторождения Кутанбулак не совпадает по простиранию с направлением первоначальной эрозионной депрессии в глинах морского палеогена и пересекает ее борт. Эти соотношения свидетельствуют о том, что в период между отложением нижнего горизонта кутанбулакских алевроитовых глин и отложением рудноносной серии произошло полное осушение бассейна и прошло время, достаточное для перестройки направления гидрографической сети.

Руды Западного участка залегают приблизительно в осевой части ме-

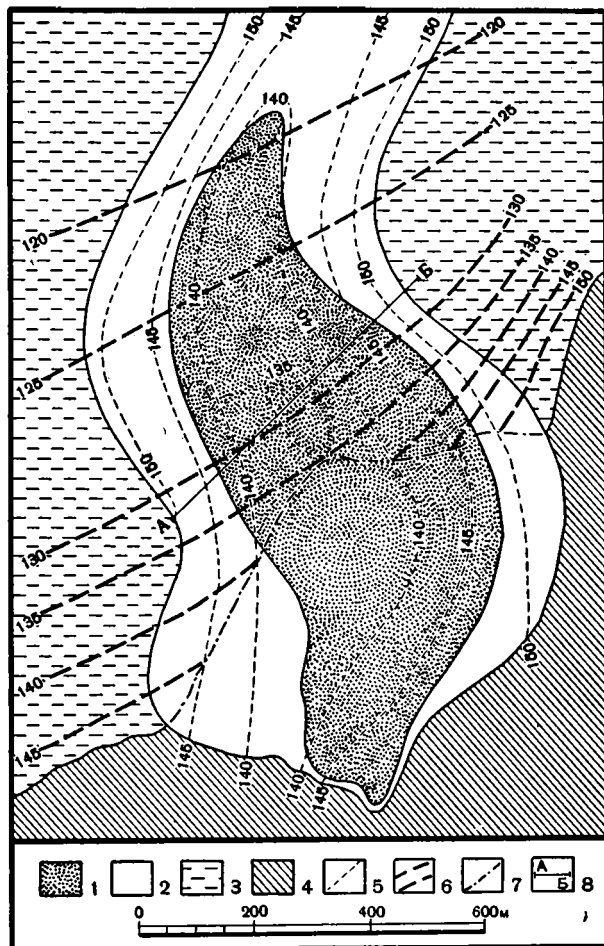


Рис. 11. Схема геологического строения Западного участка месторождения Кутанбулак.

1 — железная руда; 2 — рудовмещающие пески и алевроиты; 3 — алевроитовые глины нижней пачки кутанбулакской свиты; 4 — глины чеганской свиты морского палеогена; 5 — изогипсы подошвы рудоносных песков и алевроитов; 6 — изогипсы подошвы алевроитовых глин; 7 — линия подземного выклинивания алевроитовых глин; 8 — линия разреза

ридиональной эрозионной ложбины, в зоне максимальных глубин ее вреза, на юге несколько прижимаясь к ее восточному борту. Рудная залежь представляет собой в сечении выпуклую книзу линзу, ширина которой в центре участка доходит до 400 м, а мощность до 12,9 м (рис. 12). На юге участка рудная залежь срезается поверхностью современного рельефа. На севере она разделяется прослоями алевроитовых мелкозернистых песков на несколько горизонтов, которые, один за другим, уменьшаются в мощности и выклиниваются. Общее протяжение залежи до границы ее размыва на юге — около 1350 м.

Приблизительно на широте средней части участка у самого дна эрозионной ложбины появляется вторая небольшая рудная залежь мощностью до 4 м. По направлению к северу она сначала несколько поднимается и отделяется от алевроитовых глин ложа депрессии прослоем алевроита, а потом также выклинивается внутри алевроитов и алевроитовых песков.

В 1 км к северу от выклинивания рудной залежи Западного участка в поисковой скважине 23 был встречен пласт оолитовой руды мощностью 2 м. Следовательно, на северном продолжении эрозионной ложбины, с которой связана залежь Западного участка, есть другие рудные тела, которые, к сожалению, остались неразведанными и неизученными.

Сопоставление разрезов отдельных выработок Западного участка месторождения Кутан-булак очень удобно благодаря наличию в руде нескольких тонких, но выдержанных прослоев плотного железистого песчаника. Судя по отметкам этих песчаников, слой рудной залежи очень полого наклонены к югу вдоль оси эрозионной ложбины, в которой они залегают. Величина этого наклона для разных слоев измеряется минутами и составляет от 4 до 60 см на 100 м. Наклон в том же направлении кровли нижней рудной залежи на севере участка несколько больше; он достигает 135 см на 100 м, т. е. 46 минут.

В пределах большей части Западного участка вскрыша руды состоит только из почвенного слоя и не превышает 1,8 м. Лишь на крайнем севере она увеличивается от 6,2 м за счет того, что к этому месту основная часть рудного тела уже выклинивается и вскрышу приходится измерять до более низких его ответвлений. Здесь над рудою появляются алевроиты, а близ поверхности и алевроитовые глины.

Особенностью разреза Западного участка месторождения Кутан-булак является присутствие в подрудных алевроитах его восточной части линз мелкого мергельного гравия, который был описан в главе о фациях кутан-булакской свиты. Гравийные зерна этого мергеля с поверхности ожелезнены и потому имеют желтоватый или бурый цвет. Они то залегают в рыхлом алевроите, то цементируются в линзочки мергельного гравелита. Такой же, но более крупный мергельный гравий, перемешанный с обломками железистого песчаника, кусочками песчанистой оолитовой руды и окатанными зубами палеогеновых акул, вымытых из чеганских глин, местами образует линзы грубой брекчии в основании подрудных алевроитов. Многие прослои подрудных пород участка ожелезнены и содержат корочки железистого песчаника. На выходах их имеются кристаллы гипса; они образовались за счет конкреций пирита, которые встречены в выработках, заложённых среди участка.

### Строение южного участка

Строение Южного участка месторождения Кутан-булак похоже на строение Западного участка и поэтому будет описано кратко.

Близ северного конца этого участка руда лежит в руслообразной впадине поверхности глин чеганской свиты морского палеогена. По направлению к юго-западу эта рудоносная ложбина врезается в такие же

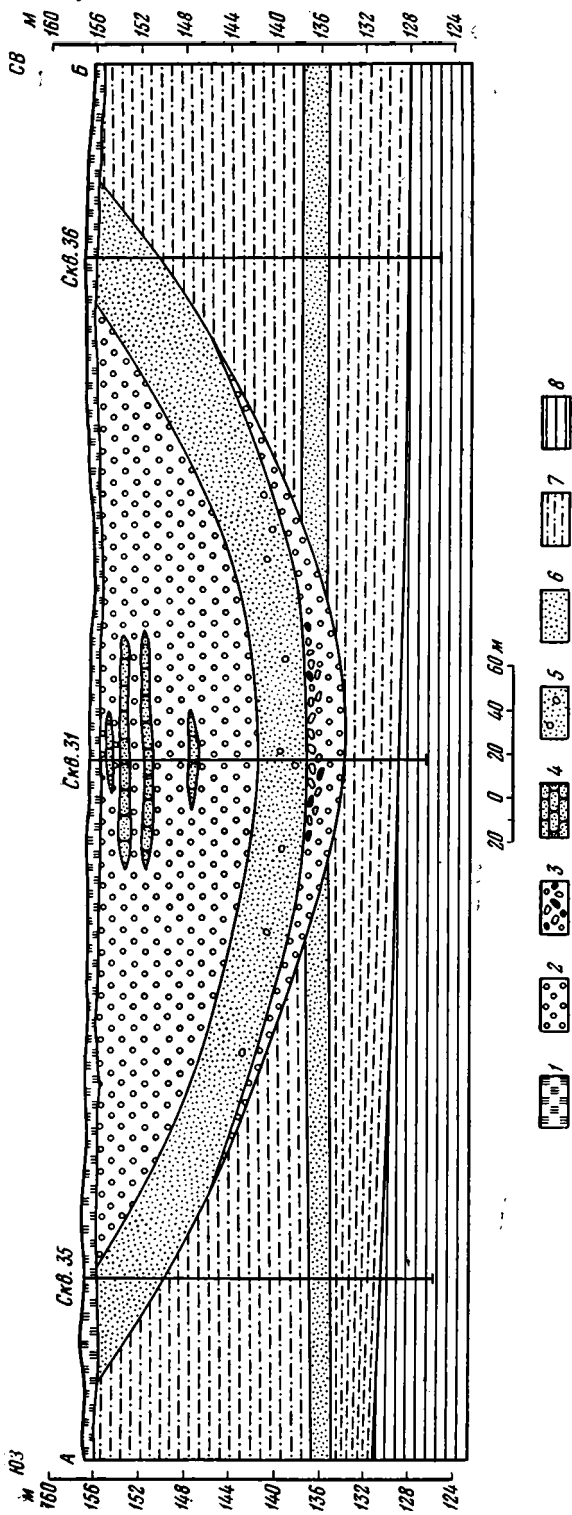


Рис. 12. Широкий разрез через Западный участок месторождения Кутан-булак.

1 — почвенный слой; 2 — оолитовая руда; 3 — конгломератовая руда; 4 — железистые песчаники; 5 — железистые песчаники и мелкозернистые пески с оолитами; 6 — светлые алевроиты и мелкозернистые пески; 7 — алевроитовые глины; 8 — глины чеганской свиты морского палеогена



лиловатые алевроитовые глины нижней части кутанбулакской свиты, какие развиты на севере Западного участка месторождения. Под рудой и над рудой лежат выполняющие ту же ложбину алевроиты, в которых руда начинает постепенно выклиниваться. Место ее полного выклинивания выработками не установлено, и не исключена возможность, что дальше к юго-западу по той же древней эрозионной ложбине мощность рудного тела снова увеличивается или же оно после перерыва продолжается другими рудными телами.

### Характер руд

Руды всех участков месторождения Кутан-булак представлены тремя текстурными разностями: оолитовой, бобово-оолитовой и конгломератовой, подробное описание которых будет дано в главе VIII. Все эти разности руды находятся в неправильном переслаивании друг с другом, срезают друг друга и переходят друг в друга как по простиранию, так и в вертикальном разрезе. В деталях строение рудной толщи очень непостоянно и последовательность чередования типов руды, а также мощности прослоев редко бывают сопоставимы даже в соседних выработках.

Для доказательства этого привожу составленные мной подробные описания двух выработок — дудки 2 и дудки 4, расположенных в южной части Северного участка месторождения, на широте рудника Бол-булак.

#### Дудка 2

1. Выветрелая оолитовая руда, разрыхленная, загрязненная гумусом с налетами кристаллов гипса по трещинам. Мощность . . . . . 0,10 м

2. Руда оолитовая, плотная, с редкими включениями обломочков железистого песчаника, гальками кварца и редкими кусочками ожелезненных зеленых глин, видимо, вымытых из чеганской толщи. Руда массивна и не обнаруживает ясной слоистости. В самой верхней части разбита трещинами выветривания, преимущественно параллельными поверхности. Нижняя граница волнистая и неровная. Мощность . . . . . 0,52—0,65 м

3. Руда конгломератовая, рыхлая, в основном состоящая из окатанных обломков оолитового железняка, к которым примешаны угловатые обломочки железистого песчаника, корочки плотного бурого железняка, обломочки ожелезненного мергеля. Наиболее грубый материал, диаметром до 2—3 см, сосредоточен в верхней части слоя. Ниже крупные включения встречаются спорадично в рыхлой массе. Цементом крупных включений является оолитовая масса, причем нередко в слое отмечаются отдельные линзочки рыхлой оолитовой руды. Среди оолитовых зерен большая часть имеет с поверхности серовато-зеленый цвет и лишь меньшая часть — бурый. На южной стенке шурфа порода слоя испытала вторичную железистую цементацию и обладает большой плотностью. Неясно выраженная косая слоистость падает на юго-юго-запад. Мощность . . . . . 0,40 м

4. Руда оолитовая с примесью более крупного бобового материала лишь в отдельных косых линзочках. В верхней части слоя очень плотно сцементирована вторичным гидрогетитом и окрашена в черно-бурый цвет. Ниже преобладающая окраска руды зеленовато-серая, уступающая место желтой только в отдельных, преимущественно более грубых прослоях. В линзах серо-зеленого цвета отдельные оолитовые зерна окрашены в яркий желво-желтый цвет, в то время как подавляющая масса их сохраняет свою, видимо первоначальную, зеленоватую окраску. Косая слоистость оолитового материала руды наклонена на юго-запад под углом 25—30°; отдельные косослоистые прослои разделены горизонтальными или полого наклоненными в ту же сторону поверхностями. Нижняя граница нечеткая и переход к следующему слою постепенный. Мощность . . . . . 1,10 м

5. Руда конгломератовая, неяснослоистая, в разных участках — различной плотности. Состоит из окатанных бобовин и обломков оолитового железняка, обломков железистого песчаника и редких галек кварца в довольно рыхлом оолитовом цементе. В ряде участков слоя цементом обломков является зеленовато-серая оолитовая руда. Местами такая руда образует в толще слоя небольшие самостоятельные прослои. Отдельные участки выделяются своей значительно более плотной цементацией и в этих местах явно различим вторичный, значительно более плотный гидрогетитовый цемент. В породе наблюдается неясная крупная слоистость, полого падающая на юго-запад. Мощность . . . . . 3,35 м

6. Руда оолитовая с очень редкими включениями крупного обломочного материала, преимущественно довольно плотная, но с отдельными линзами рыхлой, слабо сцементированной оолитовой руды. В этих рыхлых линзах оолитовые зерна окрашены в буровато-черный цвет и обладают металлическим блеском. Ниже глубины 6,30 м в породе появляются отдельные линзы грубообломочного материала. Участки наиболее плотной цементации сосредоточены преимущественно в нижней части слоя. Вся оолитовая руда обладает черно-бурым цветом и блестящим изломом. Мощность . . . . . 1,75 м

7. Руда конгломератовая, плотная, однородная, лишенная слоистости, состоящая преимущественно из мелких обломочков оолитового железняка. В средней части содержит линзу чистой оолитовой руды мощностью около 8 см, которая выклинивается на восточной стенке дудки. Мощность . . . . . 0,95 м

8. Руда оолитовая, не очень плотная, с отдельными линзами совершенно рыхлой оолитовой «сыпучки» темного буровато-черного цвета. Обладает очень пологой косой слоистостью, падающей на юго-запад. Начиная с глубины 9,80 м в породе появляются линзы конгломератовой разности, причем обычно она не четко отграничена от окружающей оолитовой руды, а представляет собой скопление в ней окатанных бобовин и обломков оолитовой руды. Книзу количество конгломератовых прослоек и размеры обломочных включений возрастают. Мощность . . . . . 2,80 м

9. Алеврит слюдистый, глинистый, грязного желтовато-белого цвета, близ кровли несколько ожелезненный. Мощность . . . . . 0,15 м

#### Дудка 4

1. Железная оолитовая руда, в некоторых участках бобово-оолитовая, разрыхленная выветриванием до состояния песчаноподобной оолитовой сыпучки. В некоторых участках западной стенки дудки сохраняет первичный зеленоватый цвет и здесь наиболее рыхлая. В других стенках целиком окислена и окрашена в желто-бурый цвет. По всей толще слоя рассеяны отдельные мелкие угловатые галечки более плотной окристо-желтой оолитовой руды и железистого песчаника. В основании слоя залегает несколько плоских обломков крепкого сливного песчаника. Слоистость руды выражена неясно, в результате выветривания; лишь в нижней части ее можно наблюдать пологую косую слоистость, наклоненную на юго-запад. В эту же сторону наклонена плоскость подошвы слоя. Мощность . . . . . 0,60—0,80 м

2. Руда оолитовая, с редкой примесью бобовин в отдельных тонких прослойках, довольно плотно сцементированная, с крупными обломками рыхлой фосфоритизированной древесины. При внимательном рассмотрении стенок видно, что порода состоит из чередования неправильных по форме и не выдержанных по простиранию линз и прослоев руды двух типов. В одних линзах — это полностью окисленная более плотная руда с ясно заметным окристо-желтым цементом, в других — руда представлена лишь слабо окисленной зеленовато-серой хлоритовой разностью, почти лишенной цемента, а потому пористой и более рыхлой. Все бобовины и другие крупные включения приурочены к линзам окисленной руды; линзы руды хлоритовой лишены грубых включений и имеют тонкую зернистость. Толща руды обладает ясно выраженной косой слоистостью, падающей прямо на юг. Отдельные косые пачки разделены поверхностями, которые или горизонтальны или падают на юг более полого. Наклон косой слоистости в среднем равен 20—25°. На глубине 2,35—2,45 м в руде проходит прослой конгломератовой разности с обломками оолитового железняка, железистого песчаника и гальками кварца. На глубине 2,90 м в руде проходит второй, более тонкий прослой конгломератовой разности с обломками железистого песчаника. Мощность . . . . . 2,35—2,55 м

3. Руда оолитовая, плотная, темного коричневатого-бурого цвета, в отдельных линзах легко разрушающаяся при растирании на отдельные оолитовые зерна, в большей же части массивная и очень крепкая. Оолитовые зерна в рыхлых участках руды обладают темным бурым цветом, до черного с серым стальным отливом. Изредка встречаются мелкие обломки белой разрушенной древесины. Косая слоистость продолжает сохранять тот же характер, что и в выше лежащих слоях. Мощность . . . . . 1,70 м

4. Алеврит кварцево-слюдистый, слабо сцементированный, с незначительной примесью оолитовых зерен бурого железняка. В алеврите отчетливо выражена косая слоистость вследствие чередования тонких прослоек светлого и темного цвета, первые из которых лишены зерен железняка, а вторые обогащены ими. Косая слоистость отличается по типу от слоистости железной руды. Она состоит из пачек разного наклона, косо срезающих одна другую. Мощность . . . . . 0,15 м

На восточной стенке кровля слоя поднимается до 4,70 м, благодаря чему его мощность возрастает до 0,30 м.

5. Железная руда оолитово-конгломератовая, состоящая из основной массы оолитового косослоистого бурого железняка, в которой рассеяны многочисленные мелкие обломочки оолитового же железняка более древней генерации, плотного гидротермита, представляющего, по-видимому, обломки конкреций, и железистого песчаника. Обломочный материал местами концентрируется в косые липочки и прослойки.

но встречается и между ними. Цементация руды неравномерная, но в общем плотная. Встречаются редкие крупные обломки древесины. Косая слоистость падает на юг, хотя выражена менее отчетливо, чем в верхних слоях. На глубине 6,10—6,35 м на западной стенке дудки в толще слоя залегает линза очень плотной оолитовой руды со светлым грязно-желтым известковистым цементом. Ниже идет руда, во всем подобная описанной выше. Мощность . . . . . 2,20 м

6. Алеврит слюдястый, в отдельных прослоях глинистый, грязного желтовато-белого цвета, в кровле значительно и неравномерно железистый, местами даже цементированный в довольно плотный алевролит. Ожелезнение верхней части алеврита и присутствие нежелезистых окатышей алеврита в подошве руды местами затемняют истинный характер контакта между ними, который в действительности является очень резким и свидетельствует о размыве перед началом отложения железной руды. Алеврит обладает довольно ясно выраженной, почти горизонтальной тонкой слоистостью; на глубине 8,85—8,95 м в нем проходит прослой довольно плотной железистой цементации. Ниже ее алеврит становится более глинистым. Пройдено . . . . . 2,25 м

В разрезе дудки 2 есть несколько слоев конгломератовой руды, но в основании залегает руда оолитовая. В дудке 4, наоборот, единственный пласт конгломератовой руды лежит в основании рудной толщи. В дудке 2 нет прослоя алеврита, который есть в дудке 4. Таким образом, мы видим, что разрезы их мало похожи друг на друга. Между тем они расположены на одинаковых абсолютных отметках и всего на расстоянии 100 м один от другого.

Так же плохо увязываются разрезы выработок, расположенных по простиранию рудной залежи, что указывает на резкую изменчивость ее строения в продольном направлении. Последнее находится в соответствии с тем, что наклон косой слоистости, резко выраженной во многих пачках руды, и наклон самих пачек руды ориентированы на юг, точнее — на юго-запад, строго по простиранию северо-восточного крыла и основной части залежи (см. розу направлений падения косой слоистости на рис. 7). На северо-западном крыле руды залегают настолько глубоко, что характер их слоистости не может быть точно определен (ясно он выступает только в зоне выветривания).

На Западном и на Южном участках месторождения косая слоистость падает так же строго по простиранию залежей; в пределах Западного участка — на юг, в пределах Южного — на юго-запад. Это обстоятельство позволяет реконструировать бывшее соединение рудных залежей месторождения Кутан-булак так, как показано на рис. 7.

Характер слоистости руд на северо-восточном крыле и на южном конце Северного участка месторождения подробнее описан в главе VI.

Интересно отметить, что на северо-западном крыле главной залежи развиты почти исключительно руды оолитовые и бобово-оолитовые, конгломератовая же разность руд имеет здесь ничтожное распространение. Наоборот, на северо-восточном крыле очень широко распространены грубые конгломератовые руды, нередко наблюдаемые почти по всему разрезу рудной толщи.

По минералогическому составу на месторождении Кутан-булак преобладают руды гидрогетитовые. Вероятно, это связано с тем, что мощность вскрыши здесь обычно невелика, а там, где она увеличивается, кроющиеся руды породы представлены водопроницаемыми песками и алевритами. Следовательно, все руды Кутан-булака более или менее окислены. Но все же в них часто можно встретить участки зеленоватого цвета, в которых железистый хлорит окислен не полностью. Такие зеленоватые прослои, линзы и неправильной формы участки встречаются чаще всего в оолитовых разностях северо-западного крыла главной залежи, где руды залегают сравнительно глубоко. Изредка они бывают и в совершенно обнаженных частях залежей, например, на глубине 3—4 м в шурфе 68 на самом южном мысу Северного участка месторождения и, начиная почти с поверхности, в дудке 4 против родника Бол-булак.

Ни в одном другом месторождении Чокусинской синклинали грубые конгломератовые руды не достигают такого типичного развития, как на северо-восточном крыле и в южной части Северного участка Кутан-булака. Они состоят здесь из крупных угловатых кусков оолитовой руды более древней генерации, крепко сцементированных друг с другом в местах соприкосновения, но разделенных пустотами, которые заполнены рыхлой или очень слабо сцементированной оолитовой массой. Эти руды содержат одиночные крупные угловатые обломки кварца и других древних пород мугоджарского происхождения. Подробнее они описаны в главе VIII.

Обычно руды Кутан-булака резко отграничены от вмещающих безрудных пород, но на северо-западном крыле его Северного участка, где руда переслаивается алевритами и алевритовыми глинами и замещается ими по простиранию, имеются переходные разности между рудой и безрудными породами. Здесь развиты охристые алевритистые и песчанистые руды с мелкими оолитовыми зернами гидрогетита, которые в сторону выклинивания рудного тела постепенно сменяются рыхлыми ожелезненными песками и алевритами.

В глубоких горизонтах руды северо-западного крыла основной залежи Кутан-булака встречаются конкреции сидерита.

Все разности руд Кутан-булака содержат включения обломков белой фосфоритизированной древесины. Особенно богаты ими конгломератовые руды.

### Химический состав руд

1) Ж е л е з о. Содержание железа в рудах Кутан-булака колеблется в широких пределах, достигая, как максимум, 51,37%. Нижний предел содержания железа указать трудно, так как руды по простиранию постепенно переходят в железистые пески и песчаники с содержанием железа от 12 до 20%.

Запасы руд Кутан-булака подсчитаны согласно кондициям, утвержденным для руд Приаралья Министерством черной металлургии. Кондиционными считаются руды, содержащие не меньше 30% железа в среднем по каждой выработке и не меньше 34% в среднем по блоку.

Среднее содержание железа для балансовых руд по основной залежи — 37,92%, по северо-западному крылу — 34,85%, по северо-восточному крылу — 35,64%, а в среднем по всему Северному участку — 37,11%. Отдельно подсчитывались запасы руд с содержанием железа не ниже 37%; среднее содержание в них металла 40,34%.

Для забалансовых руд по основной залежи среднее содержание железа составляет 32,46%, по северо-западному крылу — 31,37%, а по северо-восточному — 32,63%. По всему Северному участку оно равно 31,52%, а по Западному участку — 33,05%.

Наиболее богаты железом центральные части залежи Кутан-булака, в краевых же ее частях содержание железа уменьшается в результате опесчанивания руды. На юге главной залежи, где руда лежит прямо на поверхности, местами наблюдается некоторое обеднение железом ее верхней части, может быть, связанное с процессами современного выветривания. Тектурные типы руд различаются между собой по содержанию железа очень мало. Иногда обеднение им за счет присутствия гравия кварца можно констатировать для конгломератовых руд, но только при сравнении их с другими разностями в том же разрезе, потому что рудные конгломераты могут содержать больше железа, чем опесчаненные оолитовые руды в краевых частях залежи.

2) К р е м н е з е м. Содержание кремнезема в рудах Кутан-булака колеблется от 6,8 до 31,6%, возрастая в опесчаненных разностях параллель-

но с падением содержания железа. Среднее содержание кремнезема в рудах основной залежи равно 21,03%, в рудах северо-восточного крыла — 24,98% и в рудах северо-западного крыла—28,17%. Руды Западного участка месторождения содержат в среднем 21,10%  $\text{SiO}_2$ . Конгломератовые руды относительно богаче кремнеземом, но, как и содержание железа, это больше зависит от степени песчанистости цемента, чем от типа руд.

3) Г л и н о з е м. Содержание окиси алюминия колеблется в больших пределах и достигает 22,28%, составляя в среднем для руд основной залежи 9,19%, для руд северо-восточного крыла—7,48% и для руд северо-западного крыла 7,18%. В среднем в рудах Кутан-булака имеется 8,83%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Глиноземом сравнительно бедны конгломератовые руды, в оолитовых же рудах его содержание изменяется в широких пределах, по-видимому, в зависимости от количественной роли хлоритов в их первоначальном составе.

4) Ф о с ф о р. Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  в бороздковых пробах железных руд Кутан-булака изменяется от 0,34 до 3,83%, составляя в среднем для южного конца основной залежи 1,47%, для северо-восточного крыла 1,03%, для северо-западного крыла 0,79% и для Западного участка месторождения 1,09%. В рудах Кутан-булака не обнаружены особые железо-фосфатные минералы, которые описаны для керченских руд (С. П. Попов, 1911), но найденные в них многочисленные стволы и куски древесины оказались замещенными фтор-апатитом и карбонат-апатитом, иногда очень чистого состава. Повышенное содержание в руде фосфора в большинстве случаев объясняется попаданием в бороздковую пробу кусков фосфоритизированной древесины. В штучных образцах чистой руды содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$  никогда не превышает 1,80%. Эта окись фосфора не образует видимых в шлифах минералов и в главной своей части, по-видимому, входит в состав гидрогетита и хлорита в адсорбированном состоянии.

5) С е р а. Содержание серы колеблется от 0,04 до 1,61% в рудах, имеющих коренную вскрышу, и до 4,15% в рудах, залегающих на поверхности. В среднем оно равно для южного конца залежи Кутан-булака 0,4%, для северо-восточного крыла — 0,38%, для северо-западного — 0,43% и для Западного участка Кутан-булака — 0,51%. Повышенное содержание серы в поверхностных частях рудной залежи определяется загипсованностью руд по трещинам в результате современных почвенных процессов. Оно не распространяется глубже чем на 1,5—2,0 м. Около 50% серы даже в глубоких частях залежи представлено сульфатной серой, входящей в состав гипса, в поверхностных же частях залежи количество сульфатной серы в два раза больше, чем сульфидной.

6) М а р г а н е ц. Содержание марганца в рудах Кутан-булака колеблется от 0,27 до 6,50%, равняясь в среднем по месторождению 0,99%. Марганец определенно концентрируется в конгломератовых рудах, где аморфный псиломелан, или вад, нередко образует корочки вокруг рудных обломков, оболочки галек, а также налеты и натеки в полостях между обломочными компонентами породы. Черные оболочки галек и натеки содержат до 18,78% марганца.

7) О к и с ь к а л ь ц и я и о к и с ь м а г н и я. Содержание окиси кальция в рудах Кутан-булака определялось в небольшом количестве образцов. Оно колеблется от 0,93 до 14,06%, но в среднем составляет 2,69%. Содержание окиси магния в тех же образцах колеблется от 0,17 до 1,44% и в среднем равно 0,74%. По данным С. Л. Спирина, замечается некоторая концентрация магния в рудах, более богатых железистым хлоритом. Количество анализов руд Кутан-булака на окись кальция и окись магния явно недостаточно и не может правильно характеризовать содержание в них этих окислов.

По анализам больших средних проб руд месторождения Кутан-булак, которые были произведены в Институте стали М. Ф. Базановым, количество  $\text{CaO} + \text{MgO}$  выше, чем указывается в разведочных отчетах, и меняется от 3,27 до 5,72%.

8) Прочие компоненты. Величины потери при прокаливании руд Кутан-булака колеблются от 11,48 до 14,84% и в среднем составляют 13,19%. Кроме воды, в эти цифры включается и содержание  $\text{CO}_2$ .

Спектральными анализами в рудах Кутан-булака обнаруживается присутствие незначительных количеств (сотые и тысячные доли процента) ванадия, меди и никеля, а в некоторых образцах также цинка, кобальта и хрома.

По данным Уральского института «Механобр», в средней пробе руд Кутан-булака оказалось 0,002—0,003% кобальта и 0,06%  $\text{V}_2\text{O}_5$ . По данным Ленинградского института «Механобр», изучившего семь крупных проб руд Кутан-булака, в них содержится из малых элементов: цинка — около 0,05%, никеля — 0,03—0,04%, кобальта—0,01—0,013% и  $\text{V}_2\text{O}_5$ — 0,05—0,10%. Мышьяк обнаруживается лишь иногда — спектрально, в виде аналитически неуловимых следов.

Анализы типичных образцов различных текстурных разностей руд месторождения Кутан-булак приведены в главе VIII. Массовые анализы для подсчета запасов приведены в отчетах геолога С. Л. Спирина о разведке месторождения.

Следует подчеркнуть, что месторождение Кутан-булак осталось не вполне оконтуренным. На севере северо-западного крыла основной залежи, на севере Западного участка и на юге Южного участка разведочные линии доведены только до зон потери рудой промышленной мощности, но не до полного ее исчезновения. Поэтому месторождение должно считаться недоразведанным и продолжение работ на нем могло бы привести к расширению запасов.

### 3. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ТАЛДЫ-ЭСПЕ

#### Форма и строение рудной залежи

Месторождение Талды-эспе расположено у восточной окраины песков Малые Барсуки, непосредственно к юго-западу от описанного выше месторождения Кутан-булак. Это наиболее крупное по площади месторождение Чокусинской синклинали. Оно имеет протяжение около 22 км. Самый южный конец его точно не оконтурен. Северный конец месторождения находится всего в 30 км на юго-запад от ст. Саксаульская Оренбургской ж. д., а известный сейчас южный конец его — в 50 км от этой станции и в 15 км от рыбацкого промысла Агыспе, у которого Малые Барсуки подходят к северо-западному углу залива Перовского.

Основная полоса рудной залежи Талды-эспе протягивается от южного участка месторождения Кутан-булак в юго-западном направлении — к перешейку между озерами Бирде-куль и Кру-крук, и далее в том же направлении еще около 6 км, а затем круто поворачивает почти прямо на юг — к овражку Тасты-сай. От этого овражка самый южный конец залежи дугобразно изгибается на юго-восток и, по-видимому, выклинивается в толще безрудных пород на правом берегу широкой долины оврага Талды-эспе.

С этой основной залежью сливаются два рукавообразных ответвления, отходящих на северо-запад. Одно из таких ответвлений отходит к западу от соленого озера Кру-крук, другое — к западу от пересыхающего озера Батпак-куль. В месте слияния главной залежи и северного ее ответвле-

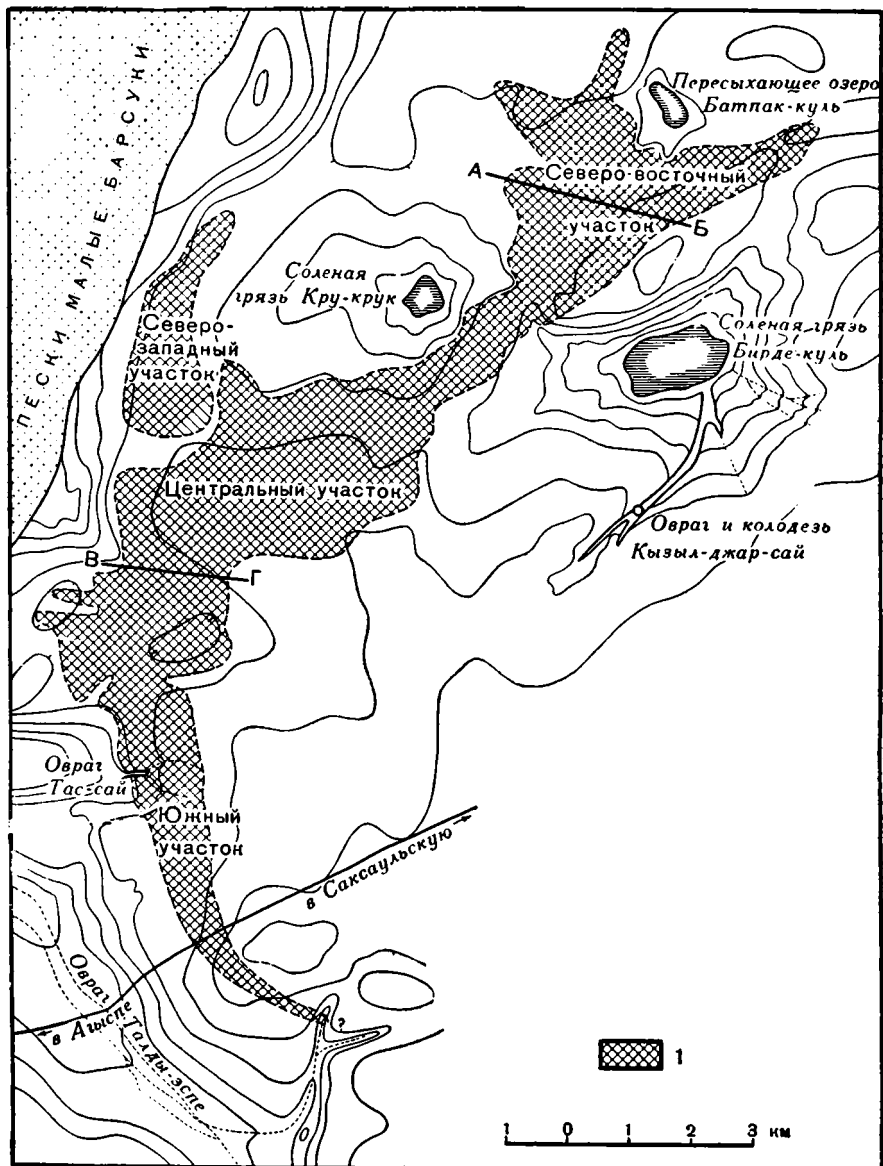


Рис. 13. Схема расположения участков месторождения Талды-эспе.  
 1 — площади распространения руды; А—Б, В—Г — линии разрезов

ния ширина рудной полосы достигает 4,5 км, а южнее колеблется от 500—600 м до 2,0—2,5 км.

Участок залежи, расположенный западнее оз. Кру-крук, представляет собой меридиональную полосу длиной около 5 км и шириной около 1,5 км. От основной рудной залежи он отделен узкой долиной древнего размыва, заполненной четвертичными песками и лессовидными суглинками.

Второе, северо-западное ответвление рудной залежи, расположенное севернее перешейка, между озерами Кру-крук и Бирде-куль, имеет форму неправильной лопасти протяжением до 3,5 км и шириной до 2,5 км.

Залежь месторождения Талды-эспе можно разделить на четыре участка (рис. 13).

1. Северо-Восточный — к северу от перемычки между озерами Бирдекуль и Кру-крук.

2. Центральный — от этой перемычки до овражка Тасты-сай, в котором имеется единственное хорошее обнажение руд этого месторождения.

3. Южный — от овражка Тасты-сай до южного выклинивания залежи.

4. Западный — отделенный от основной залежи участок к западу от оз. Кру-крук.

При таком разделении месторождения протяжение его Северо-Восточного участка будет равно 6 км, Центрального — 10 км, а Южного 6,0—6,5 км. О размерах Западного участка говорилось выше.

Современная форма рудной залежи Талды-эспе в плане не соответствует ее первоначальной форме, но в значительной мере обусловлена плиоценово-четвертичными эрозионными процессами. Только восточная граница рудной залежи совпадает на большей части протяжения с первичным контуром выклинивания руды, хотя и с этой стороны на широте оз. Бирдекуль она является границей современного размыва. Что же касается западной границы рудной залежи, то она на большей части своего протяжения является границей размыва. Лишь на небольших участках к северу от оврага Тасты-сай и в самой южной части месторождения, судя по выработкам, происходит нормальное выклинивание рудной залежи к западу в толще безрудных пород кутанбулакской свиты. Изучение разрезов рудной толщи показывает, что если сужение ее полосы на юге является первичным и связано с приближением к выклиниванию залежи, то сужение ее на широте озер Бирдекуль и Кру-крук обусловлено исключительно процессами современного размыва. До образования впадины оз. Кру-крук все соответствующее ей пространство, несомненно, было занято частью рудной залежи.

Несмотря на сравнительно большую ширину занимаемой ими полосы, руды месторождения Талды-эспе имеют сравнительно малую мощность, обычно меньшую, чем на месторождении Кутан-булак. Подобно рудам этого месторождения, руды Талды-эспе тоже представляют собою руслообразную залежь, т. е. имеют в сечении форму выпуклой книзу чечевицы, но залежь эта очень плоская (рис. 14). На Центральном участке месторождения Талды-эспе мощности руды изменяются от 0 до 10,6 м, причем зона максимальных мощностей расположена ближе к восточному краю залежи. Средняя мощность руды этого участка, по данным 244 выработок, равна 3 м. На Южном участке мощности руды нигде не превышают трех метров. На Западном участке они не превышают 2,15 м, а в среднем равны 1,6 м. Несколько другую картину мы наблюдаем на Северо-Восточном участке. Вдоль его юго-восточного края в подстилающих руду породах проходит глубокая прямолинейная эрозионная ложбина шириной 400—500 м. В пределах этой ложбины мощности руды резко увеличиваются и колеблются от 11,25 до 25,7 м. На северо-запад отсюда протягивается лишь верхний пласт рудной толщи этой ложбины, мощность которого не выше 4,6 м, а в большинстве выработок значительно меньше. Средняя мощность руды на северо-восточном участке Талды-эспе, по данным 183 выработок, равна 3,3 м.

В противоположность рудам Кутан-булака, руды Талды-эспе залегают не близ основания кутанбулакской свиты, а внутри ее. Их ложем и их кровлей служат породы той же свиты. Нижележащие породы чеганской свиты морского палеогена, видимо, имеют сложный рельеф, но характер его остался невыясненным. В широтном профиле глубоких скважин, пробуренных через Центральный участок месторождения, чеганские глины были встречены на глубине от 24,1 до 47 м. В то же время в одном



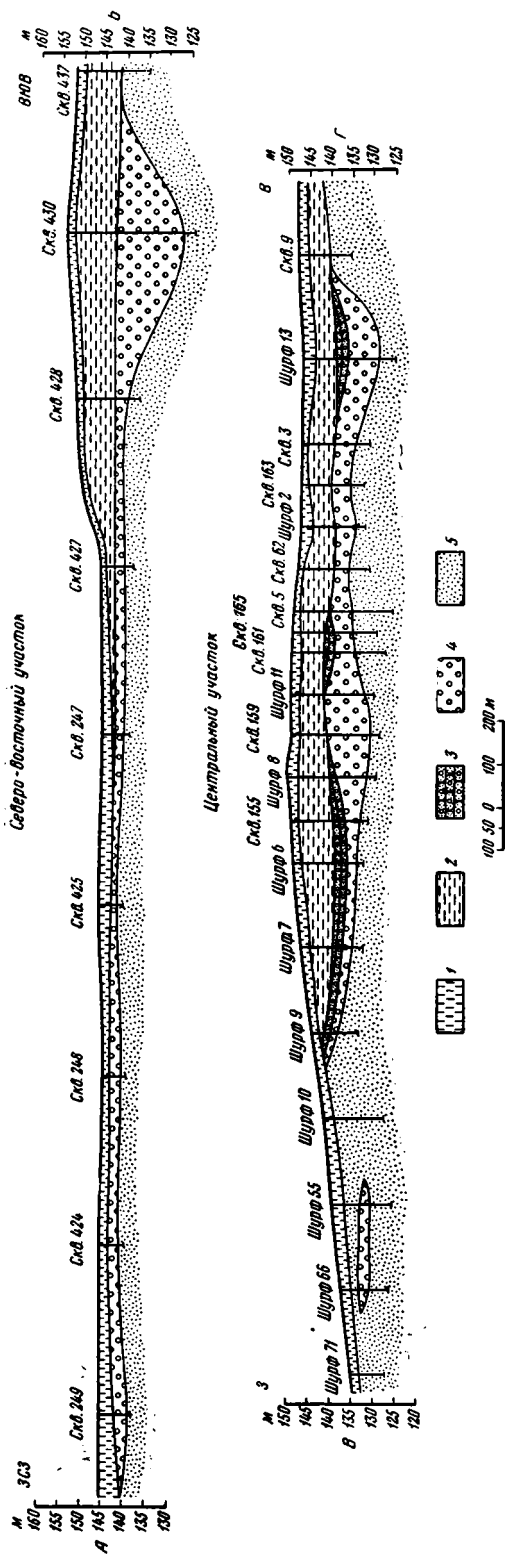


Рис. 14. Широкие разрезы через месторождение Талды-Жепа.

1 — суглинок; 2 — надрудные алевроитовые глины; 3 — железистые песчаники и пески с осколками; 4 — руды; 5 — подрудные алевроиты и пески

из шурфов к северу от оз. Кру-крук характерные для этой свиты глины с конкрециями анкерита и ракушняки были вскрыты почти у поверхности, на одном гипсометрическом уровне с рудным телом.

В подрудных отложениях Центрального участка месторождения Талды-эспе могут быть выделены два горизонта. Верхний — светлые слюдястые песчаные алевриты и алевритовые пески, горизонтально-слоистые, плотные, но почти лишенные глинистой примеси, в некоторых прослоях с тонкими миллиметровыми прослойками серой мелкоалевритовой глины. Мощность их в разрезе оврага Тасты-сай равна 7—8 м.

Ниже их лежит горизонт темных зеленовато-серых гипсоносных алевритистых глин с тонкими прослойками и присыпками ожелезненного слюдястого алеврита на плоскостях напластования и с ярозитом. Мощность их 8—10 м. Отдельные скважины, прошедшие эти глины до подошвы, вскрывали под ними новую пачку светлых мелкозернистых песков и алевритов.

Верхняя граница подрудных пород очень неровная, так как она была размыва перед рудоотложением. Глубина размыва приблизительно соответствует максимальной мощности рудной толщи, т. е. на Центральном участке достигает 10,6 м, а на Северо-Восточном 25,7 м. В то же время имеются факты, которые не позволяют предполагать наличия длительного промежутка времени между отложением руд и подстилающих пород. Об отсутствии длительного перерыва свидетельствуют линзы мелкооолитовой алевритистой руды, которые встречаются внутри подрудных алевритов. Значительная по протяжению линза такой руды, мощностью до 80 см, встречена в 5 м от подошвы главной рудной залежи, вблизи первого лагеря разведочной партии, в крайних западных выработках 14, 15 и 16 линий (шурфы 55, 66 и др.). Тонкая прослойка такой руды (5 см) видна в обнажениях оврага Тасты-сай. Получается впечатление, что условия, благоприятствовавшие образованию железных руд, начали создаваться еще в эпоху отложения подрудных алевритов, но что моменту начала накопления главной рудной залежи предшествовал кратковременный глубокий размыв ранее отложившихся осадков. Резкая граница налегания руд на подрудные алевриты и срезание их слоистости подошвой железных руд, полого наклоненной к востоку, хорошо видны на правом берегу оврага Тасты-сай. Алевриты у подошвы руды иногда слегка ожелезнены и цементированы окислами железа, но чаще не обнаруживают этих особенностей. Иногда от подошвы руды в подрудные алевриты вклиниваются жилы вторичной гидрогетитовой цементации.

Состав подрудных пород на других участках месторождения выяснен хуже. На Северо-Восточном участке под рудой лежат голубоватые пески, далее — шоколадные листоватые глины с гипсом и ярозитом, почти лишенные примеси алеврита, а под ними — темно-серые алевритовые глины с тонкими ожелезненными прослоями.

Надрудные слои представлены песчано-глинистыми породами светлых тонов окраски. Чаще всего это шоколадные, серые, сиреневые и кремневые глинистые алевриты и алевритовые глины с хорошо выраженной тонкой горизонтальной слоистостью. Слоистость обусловлена чередованием более или менее глинистых разностей пород с тонкими прослоями чистого белого рыхлого алеврита, по которым порода раскалывается на плиточки и пластины. Реже надрудными породами являются мелкозернистые слюдястые желтоватые или белые пески.

С. Л. Спириным установлено существование переходной зоны от руд к покрывающим безрудным породам. В этой зоне наблюдается чередование прослоев железистых песков, иногда с примесью оолитов гидрогетита, и железистых песчаников. Такой характер ее сохраняется почти во всех разрезах. Мощность отдельных прослоев железистых песков доходит до

0,7 м, а плотных темно-бурых и почти черных железистых песчаников до 0,2—0,3 м. Мощности всей переходной зоны зависят от глубины погружения кровли рудного тела. При большом его погружении мощность этой зоны доходит до 4 м. В некоторых местах она очень невелика по мощности или совсем отсутствует, как, например, в северо-восточной части месторождения и в овраге Тасты-сай. Во всех случаях никакого признака размыва между рудой, породами переходной зоны и вышележащими отложениями нет. Границы между ними достаточно резкие и ровные, говорящие о быстрой смене условий осадкообразования, но не о прекращении его.

Мощность пород переходной зоны и надрудных пород в зависимости от рельефа месторождения значительно меняется на коротких расстояниях. В среднем по 568 рудным выработкам она равна 5,9 м. Максимальной величиной в 31,6 м она достигает на крайнем юге месторождения.

Породы кровли руды на Талды-эспе относятся еще к кутанбулакской, а не к чиликтинской свите. Следовательно, руды этого месторождения залегают внутри осадков кутанбулакской свиты, подстилаясь и покрываясь ими.

Там, где края залежи не определяются современной эрозией, характер выклинивания руд к востоку и к западу различен. На западе Центрального участка он хорошо установлен, например, часто расположенными шурфами по разведочным линиям 3, 4, и 6, проходящим севернее овражка Тасты-сай. По этим линиям подошва руды к западу поднимается, а кровля почти не изменяет отметок. Вследствие этого мощность руды постепенно сходит на нет. За пределами распространения руды надрудные глинистые алевриты по резкой границе налегают на подрудные светлые песчанистые алевриты. Последние в верхней части (5 см) ожелезнены, причем ожелезнение максимально у их кровли и постепенно исчезает книзу. Никаких галек железной руды или иных признаков ее бывшего существования к западу от современной границы ее распространения не имеется. Анализ этого контакта позволяет говорить, что западнее железные руды не отлагались вообще, что времени их отложения здесь соответствовал перерыв и что возобновление здесь осадконакопления было связано с расширением площади бассейна в эпоху отложения надрудных пород.

Однако немного южнее, в разрезе овражка Тасты-сай можно наблюдать другой характер выклинивания руды. Здесь на протяжении 350 м в отвесных обрывах вскрыт полный разрез рудной серии, которая уходит под тальвег этого оврага в восточном направлении и срезается бровкой оврага на западе. Мощность руд колеблется от 2,80 до 3,50 м. Рудный горизонт сложен конгломератовой рудой, в которой лишь отдельными прослоями, мощностью до 30 см, залегают оолитовые разности. Последние иногда имеют зеленовато-бурую окраску, что указывает на участие в их составе железистых хлоритов. Срезания и выклинивания отдельных пачек внутри рудного горизонта очень обычны, благодаря чему разрез его в деталях совершенно меняется на коротких расстояниях.

Руды по неровной, резкой границе налегают на плотные светлые алевриты и по столь же резкой, но совершенно ровной границе кроются палевыми и голубоватыми, горизонтально-слоистыми, сильноглинистыми алевритами, которые местами переходят в алевритовую глину.

Двигаясь вниз по оврагу Тасты-сай на запад, можно видеть, что в рудной толще появляются короткие и тонкие (по 2—3 см) прослойки мелкозернистого железистого песчаника. Постепенно количество и мощность их увеличиваются, отдельные пачки оолитовых руд также становятся песчанистыми и переходят в песчаники. Примерно в 200 м от перепада в русле оврага рудная толща становится более чем наполовину сложенной песчаными породами. Далее по простираню, уже в стороне от русла оврага,

прослеживается лишь небольшой слой конгломератовой руды, мощностью около 0,40 м, и над ним слой железистого песчаника с отпечатками листьев. Эти плотные породы слагают уступ, ограничивающий здесь край водораздельного столового плато. Еще западнее выклиниваются и они.

Вверх от перепада, сложенного рудным горизонтом, верхняя его часть прослеживается еще метров на 100, постепенно скрываясь под лежащими выше слоями.

Судя по разрезам скважин, на востоке Центрального участка перед выклиниванием руды также местами происходит замещение ее железистыми песками и песчаниками.

На Северо-Восточном участке руды глубокой ложбины, которая проходит вдоль его юго-восточного края, по резкой границе прислоняются к подрудным алевритам. Плоскость их прислонения имеет наклон до 4°.

На Южном участке месторождения были пройдены только скважины и потому характер выклинивания руд здесь остался неясным.

Как указывалось выше, северный конец рудной залежи Талды-эспе и южный конец рудной залежи Кутан-булака в плане почти соприкасаются между собою (см. рис. 6). По своему направлению вытянутая залежь Талды-эспе в плане как бы продолжает на юго-запад так же ориентированный южный конец залежи Кутан-булака. В том же совершенно совпадающем направлении наклонена косая слоистость рудного материала обеих залежей. Однако детальное изучение зоны их смыкания показывает, что эти рудные залежи находятся на различных стратиграфических уровнях и что между ними в разрезе кутанбулакской свиты имеется около 20 м лиловато-серых и грязно-белых слюдистых глинистых алевритов и алевритовых глин. Руды месторождения Талды-эспе генетически связаны с той же эрозионной депрессией, что и руды месторождения Кутан-булак, однако образовались они в другой, более поздний момент ее существования.

Руды северного конца залежи Талды-эспе слагают вершину безымянной возвышенности, расположенной к югу от амфитеатра Кутан-булака. Их северное продолжение уничтожено эрозией. Руды южного участка Кутан-булака проходят узкой полосой у юго-восточного подножья этой возвышенности, постепенно уменьшаясь в мощности к югу. Их полное исчезновение из разреза выработками не уловлено.

В связи с таким соотношением рудных залежей Талды-эспе и Кутан-булака я неоднократно ставила вопрос о том, что на территории месторождения Талды-эспе или на какой-то части этой территории может существовать второй рудный горизонт, соответствующий по своему стратиграфическому положению рудам Кутан-булака. Для его обнаружения я рекомендовала при разведке месторождения Талды-эспе некоторые скважины (по 1—2 на каждой линии выработок) бурить до кровли глин морского палеогена. К сожалению, эта рекомендация своевременно выполнена не была и строение глубоких горизонтов месторождения Талды-эспе осталось почти не изученным. Лишь в конце 1950 г. некоторые скважины были пройдены глубже подошвы основного рудного горизонта. В широтном профиле через Центральный участок они не встретили более глубоких залежей руды, хотя некоторые из них дошли до кровли морского палеогена. Однако на Северо-Восточном участке, глубже мощных руд его юго-восточного края, некоторые скважины встретили новую залежь руды, выходящую своим краем за контур основной залежи. Этот глубокий рудный горизонт остался совершенно неразведанным. На Южном участке, несколько восточнее основной залежи, двумя скважинами также было подсечено какое-то более глубокое рудное тело.

Эти данные говорят о том, что ниже основной рудной залежи на площади месторождения Талды-эспе в некоторых местах, по-видимому,

существуют еще какие-то рудные тела, может быть, заслуживающие по своим масштабам проведения на них разведочных работ. Для выявления этих рудных тел необходимо разбуривание месторождения редкой сеткой скважин до поверхности глин морского палеогена.

### Характер руд

На месторождении Талды-эспе разведчики первоначально выделяли только оолитовые и бобово-оолитовые разности руд. Действительно, оолитовые руды, подобные типичному бурому мелкооолитовому железняку Кутан-булака, преобладают на этом месторождении.

Грубообломочные конгломератовые руды, свойственные северо-восточному крылу Северного участка Кутан-булака, встречаются на Талды-эспе редко, но менее резкие следы перемива рудного материала здесь широко распространены. Руда, которую разведчики при документации выработок называли бобовой или бобово-оолитовой, в действительности представляет собой результат перемиывания ранее отложенных оолитовых руд. В таких рудах можно видеть постепенный переход от оолитовых с редкими гальками до руд, сплошь состоящих из окатанных галек рудного материала более ранней генерации, величиной от нескольких миллиметров до 2—3 см. Эти гальки покрыты коркой гидрогетита или гетита бурого или красного цвета. Иногда они бывают как бы отполированы и блестящи с поверхности, точно покрыты лаком («стеклянная голова»). По форме такие гальки бывают хорошо окатаны, продолговаты или округлы, а иногда угловаты, но со сглаженными углами и ребрами. Руды, состоящие из таких галек, правильнее называть не бобовыми, а мелкогалечными конгломератовыми, в отличие от грубых конгломератовых, которые встречаются на месторождении Талды-эспе реже. Последние состоят из перемытых железистых конкреций, жеод, остроугольных обломков руды более ранней генерации и окисленного сидерита.

В конгломератовых рудах изредка встречаются хорошо окатанные и угловатые гальки кварца до 3—4 см в диаметре. Иногда попадаются гальки полуразрушенного порфирита и зеленого диабазы, видимо, принесенные из Мугоджар. В южной части месторождения Талды-эспе в конгломератах были встречены одиночные, очень крупные (15—20 см) угловатые гальки кварца, подобные тем, которые встречаются в рудах Кутан-булака.

Соотношение руд различных текстурных типов в разрезах месторождения Талды-эспе более правильное, чем в разрезах месторождения Кутан-булак. Отдельные пласты руды определенной текстуры прослеживаются здесь из выработки в выработку и даже из одной разведочной линии в другую.

На Северо-Восточном участке месторождения Талды-эспе в разрезе рудной серии наблюдается переслаивание конгломератовых, бобово-оолитовых и оолитовых руд.

На Центральном участке преобладают мелкогалечные конгломератовые руды, а оолитовые разности образуют под ними особый горизонт в середине этого участка, где мощность рудной серии превышает 4 м. Они отделены здесь от конгломератовых руд горизонтальным прослоем твердого, сильно ожелезненного песчаника, который прослеживается во многих выработках.

По направлению к югу пласт конгломератовой руды постепенно срезает оолитовую руду и в выходах по оврагу Тасты-тай переходит непосредственно на подрудные алевриты. Это явление сопровождается общим уменьшением мощности залежи даже в осевой ее части до 3,5 м.

Для характеристики разреза рудной серии в зоне больших мощностей Северо-Восточного участка я привожу описанный мною разрез шурфа 187, пройденного немного севернее перемычки между озерами Бирдекуль и Кру-крук.

### Ш у р ф 187 (с в е р х у в н и з)

1. Суглинок очень плотный. Мощность . . . . . 0,85 м
2. Алеврит глинистый, выветрелый, переслаивающийся с более рыхлым не глинистым алевритом. В северной стенке этот слой отсутствует и суглинок карманом идет до руды. Мощность . . . . . 1,35 м
3. Руда мелкогалечная, конгломератовая, бурая, сверху сильно песчанистая, с кристаллами гипса. Видна слоистость, близкая к горизонтальной. Гальки руды и железистого песчаника большей частью имеют от 5 до 10 мм в диаметре. Изредка встречаются гальки песчаника до 10 см в поперечнике. Местами видны тонкие выклинивающиеся прослойки песчаника. После 2,50 м конгломерат становится грубее. На глубине 2,70 м имеются крупные обломки железистого песчаника. На глубине 2,85—3,30 м проходят прослойки (близкие к горизонтальным) более рыхлого обломочного материала и галек почти без цемента. На глубине 3,70 м появляются желваки руды с сидеритовым цементом. Граница с лежащим ниже слоем резкая. Мощность . . . . . 3,0 м
4. Руда конгломератовая, пористая, красновато-бурая, состоящая из галек разных размеров и разной степени окатанности. Гальки покрыты блестящей красной «стеклянной головой». В местах соприкосновения они цементированы охристой массой. Размер галек от 3—4 мм до 3—4 см. Гальки разных размеров группируются в более или менее горизонтальные прослои. На глубине 6,35 м в конгломератовой руде появляются участки бурой глинистой оолитовой руды. Граница с лежащим ниже слоем неотчетливая. Мощность . . . . . 1,30 м
5. Руда конгломератовая с оолитовым цементом. Мощность . . . . . 1,30 м
6. Руда мелкогалечная, конгломератовая, плотная. Гальки с поверхности покрыты глинистой коркой. В интервале 7,78—8,40 м имеется горизонтальный прослой галек без цемента, а под ним тонкий слой (3 см) бурого железистого песка. Нижняя граница этого слоя образует плоскость, полого наклоненную с северо-востока на юго-запад. Мощность . . . . . 3,50 м
7. Прослой бурого железистого песка. Мощность . . . . . 0,10 м
8. Руда черная, сыпучая, мелкогалечная, конгломератовая; состоит из черных оолитов без цемента, с многочисленными гальками оолитовой руды и железистого песчаника. Мощность . . . . . 0,60 м
9. Руда конгломератовая, пористая, но довольно плотно цементированная. Гальки покрыты синевато-фиолетовой блестящей пленкой, а внутри состоит из бурых оолитов или железистого песчаника. Мощность . . . . . 2,50 м
10. Песок серый, среднезернистый; в нем горизонтальными прослойками расположены черные оолиты. Мощность . . . . . 0,25 м
11. Руда конгломератовая, синевато-черная, состоящая из сыпучей оолитовой руды с гальками. В некоторых участках гальки цементированы в местах соприкосновения плотно. На глубине 16,50 м имеется тонкий горизонтальный прослой песка мощностью 1 см. Мощность . . . . . 2,55 м
12. Песчаник темно-бурый, в расколе серый, сидеритовый, вверху крепкий, внизу более рыхлый, горизонтально-слоистый. Мощность . . . . . 0,25 м
13. Руда конгломератовая из галек оолитовой руды разных размеров, которые плотно цементированы и покрыты буро-фиолетовой глинистой коркой. Мощность . . . . . 1,0 м
14. Руда оолитовая, черная, сыпучая, с редкими гальками. Оолиты имеют глинистую поверхность. Встречаются тонкие прослойки кварцевого светлого песка, которые создают косую слоистость, направленную на юго-запад под углом около 10°. Мощность . . . . . 1,20 м
15. Песок серый, среднезернистый, горизонтально-слоистый, с тонкими прослойками железистого песчаника и черными одиночными оолитами. Мощность . . . . . 1,0 м
16. Песчаник железистый, красновато-бурый, мелкозернистый. Мощность . . . . . 0,15 м
17. Руда мелкогалечная, конгломератовая, бурая с фиолетовым оттенком марганцевистой пленки на поверхности мелких галек. Имеются прослои бурой оолитовой руды. Мощность . . . . . 1,10 м
18. Руда оолитовая, сыпучая, без цемента. Оолиты черные, глинистые с поверхности. Встречаются прослойки бурой оолитовой руды. Тонкие прослои серого песка создают косую слоистость, наклоненную на юго-запад под углом до 30°. Мощность . . . . . 0,35 м
19. Руда мелкогалечная, конгломератовая, бурая, с линзочками голубовато-серой плотной глины и с гипсом. Мощность . . . . . 0,10 м

20. Песчаник железистый, неплотный, бурый. Мощность . . . . . 0,10 м  
 21. Глина алевроитовая, голубовато-серая, вязкая. Пройдено 5 см. Забой 22,60 м

Для характеристики геологического разреза Центрального участка месторождения приводим разрез дудки 115, пройденной недалеко от посторок поселка разведочной партии.

Дудка 115 на скв. 90 (сверху вниз)

1. Суглинок, очень плотный, буровато-серый с белыми известковыми пятнами, заходящий в нижележащий слой карманами. Мощность . . . . . 1,90 м
2. Глина алевроитовая, серая, с кристаллами гипса и с прослоями желтого ожелезненного песка. Мощность . . . . . 0,90 м
3. Глина алевроитовая, бурая, с кристаллами и пятнами гипса. Мощность 2,95 м
4. Песок алевроитовый, бурый, с участками белого алевроита и с гипсом. В подошве слоя залегают прослойка коричневой глины, а ниже ее — железистого песчаника. Мощность . . . . . 0,95 м
5. Руда конгломератовая, плотная, очень крепкая, вторично сцементированная окислами железа, с прослойками оолитового бурого железняка и с гальками песчаника, кварца и оолитовой руды. Мощность . . . . . 0,50 м
6. Тонкий слой железистого песчаника, красно-бурого, очень плотного и крепкого. Мощность . . . . . 0,05 м
7. Руда конгломератовая, очень плотная, зеленовато-бурая, с хлоритовым цементом. Состоит из галек оолитовой руды, железистого песчаника и кварца. Гальки от 0,2 до 1 см в диаметре, слабо окатаны, угловаты. Изредка встречаются хорошо окатанные, плоские гальки. Они лежат в руде плоскими сторонами горизонтально. На глубине 9,20—9,45 м имеется слой очень крепкого, плотного голубовато-серого сидеритового песчаника. Мощность . . . . . 3,45 м
8. Песок алевроитовый, кварцево-слюдистый, белый. Пройдено 0,05 м.  
 Забой . . . . . 10,75 м

Среди оолитовых руд Талды-эспе по внешнему виду и минералогическому составу различаются гидрогетитовые и хлоритовые разновидности.

Хлоритовые руды развиты на этом месторождении в большем количестве, чем на Кутан-булаке. Они лежат главным образом в глубоких обводненных частях залежи. В осевой части Центрального участка месторождения Талды-эспе руды срезают подрудные белые алевроиты и ложатся прямо на более низкий горизонт глин. В таких местах нижняя часть рудного тела становится водоносной. Во всех случаях, когда оолитовые руды были вскрыты на Талды-эспе ниже уровня грунтовых вод, они были представлены зелеными хлоритовыми разновидностями. Оолиты состоят здесь из сменяющихся концентров хлорита и гидрогетита, а цемент из сидерита и хлорита. Граница зеленых и бурых окисленных оолитовых руд совпадает с уровнем грунтовых вод с точностью до 5 см. Можно предполагать, что все оолитовые руды Талды-эспе были первоначально зелеными хлоритовыми и только благодаря окислению в зоне выветривания стали бурыми.

Наиболее зеленые руды Талды-эспе содержат до 22,22% FeO. Однако в них имеется и 24,57% окисного железа, что доказывает присутствие в них гидрогетита, хорошо видимого и в шлифах.

Конкреции и жёоды, доказывающие наличие внутрипластовой миграции железа, в оолитовых и конгломератовых рудах месторождения Талды-эспе более многочисленны, чем на месторождении Кутан-булак. Эти эпигенетические образования развиты в окисленной зоне месторождения. Возможно, что они образовались в процессе выветривания рудной залежи. Жёоды бывают или пустотелые или содержат линзочки слабо ожелезненного алевроита, реже — розовой алевроитистой глины.

В рудах встречаются также изредка лешешковидные сидеритовые конкреции. Большой частью они одеты плотной гидрогетитовой коркой, которая предохраняет их от дальнейшего окисления. Судя по форме залегания, эти конкреции представляют собой образования диагенетического характера. Интересно, что они не имеют оолитовой структуры. Очевидно,



в пределах конкреций происходило полное разрушение первичных рудных минералов, а не просто цементация их сидеритом.

В разрезе рудной толщи месторождения встречаются также прослойки очень плотного сидеритового песчаника. Они наблюдаются в пределах окисленной зоны месторождения, причем близ контактов песчаника с рудой цемент его гидрогетитовый, а внутри прослоя сидеритовый. Иногда сидеритовый цемент сохраняется лишь отдельными линзами внутри бурого гидрогетитового песчаника.

На юго-западе Центрального участка месторождения Талды-эспе в зоне выклинивания железорудной залежи намечается определенная полоса обогащения руд окислами марганца. По структуре марганцовистые руды — обычные мелкооолитовые, заметно песчанистые. Цвет их черно-бурый. Марганцовистые примазки и пятна в этой полосе встречаются также в песках и в песчаниках, распадающихся рудное тело близ его выклинивания. Особенно интенсивно обогащение окислами марганца руд шурфа 31.

В центральной и восточной частях Центрального участка вся рудная толща, включая промежуточные прослойки песков и песчаников, выше уровня грунтовых вод окрашена в различные оттенки ржавого и бурого цвета. Однако близ западного края месторождения в ряде выработок отмечаются внутри руды прослойки белого алеврита или даже мелкозернистого песка. Это можно рассматривать как доказательство сравнительной ограниченности миграции железа внутри рудной толщи в процессе диагенеза и эпигенеза.

В рудах Талды-эспе много белой фосфоритизированной древесины, как и в рудах Кутан-булака. Кроме того, нами в них найдены отпечатки листьев.

Слоистость руд на месторождении Талды-эспе более правильная, чем на месторождении Кутан-булак, и во многих местах приближается к горизонтальной. Горизонтальные прослойки железистых песчаников и горизонтальные контакты между различными типами руд наблюдаются во многих выработках. Сравнение разрезов соседних выработок показывает, что и здесь имеют место выклинивания отдельных прослоев и срезания их друг другом, но плоскости этих срезов обычно довольно пологи. Более беспорядочная картина слоистости, с многочисленными следами размыва внутри рудной толщи, наблюдается лишь в конгломератных рудах, но они на Талды-эспе распространены не широко.

Косая наслоенность оолитового материала внутри слоев руды на месторождении Талды-эспе также выражена менее отчетливо, чем на месторождении Кутан-булак, хотя несомненно существует. Может быть, выявлению ее мешает почти полное отсутствие на месторождении естественных выходов руды, так как отчетливо она выступает обычно только на поверхности выветривания. В выходах конгломератных руд по овражку Тасты-сай она заметна везде и наклонена здесь почти прямо на юг под различными углами, максимальные из которых достигают 19°. Косая слоистость ясно выражена также в рыхлых оолитовых рудах, выполняющих глубокую ложбину на северо-восточном участке месторождения. Слоистость в них фиксируется прослойками белого кварцевого алеврита, которые разделяют слои оолитовых зерен. Она наклонена здесь на юго-запад, т. е. по простиранию ложбины, указывая на перенос рудного материала вдоль нее с северо-востока.

#### Химический состав руд<sup>1</sup>

При подсчете запасов по месторождению Талды-эспе руды в качественном отношении были разделены на три группы: I — балансовая, с содер-

<sup>1</sup> Все приводимые в этой главе средние цифры содержания различных элементов в рудах месторождения Талды-эспе вычислены главным геологом разведочной партии С. Л. Спириным.



жанием железа в блоках выше 34%; II — забалансовая, с содержанием железа в блоках от 30 до 34% и III — некондиционная, с содержанием железа в блоках от 20 до 30%. Для этих групп руды подсчитывалось по-разному содержание различных элементов.

1) **Железо.** Содержание железа в рудах I группы по Центральному участку равно 36,93%, по Северо-Восточному 36,16%, по Западному 35,96%, а в среднем по месторождению 36,38%. Содержание железа в рудах II группы, соответственно, составляет для тех же участков — 33,57, 33,11 и 33,50%, а в среднем 32,20%. Для III группы руд среднее содержание железа равно 26,42%.

Максимальное содержание железа в бороздковых пробах руд Талды-эспе равно 48,86%. Наиболее бедны железом низы и периферическая часть рудного тела.

2) **Кремнезем.** Содержание кремнезема в рудах Талды-эспе колеблется от 9,40 до 49,33%, достигая высоких процентов в песчанистых рудах нижней и периферийной части рудного тела. На Центральном участке в I группе руд содержание кремнезема в среднем равно 21,17%, на Западном участке — 21,38%, на Северо-Восточном участке — 22,87%.

Руды II группы содержат на Центральном участке 22,76% кремнезема, на Западном участке — 25,99% и на Северо-Восточном — 25,34% кремнезема.

В рудах III группы имеется в среднем около 32%  $\text{SiO}_2$ .

В рудах Талды-эспе кремнезем содержится как в виде обломочных кварцевых зерен, так и в составе силикатов железа (хлоритов).

3) **Алюминий.** Содержание окиси алюминия в рудах Талды-эспе довольно равномерно — около 5—8%. Увеличение количества  $\text{Al}_2\text{O}_3$  наблюдается только на периферии рудного тела, где оно достигает иногда 20% и более. В среднем по месторождению содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  равно 6,36%.

4) **Фосфор.** Содержание окиси фосфора в рудах Талды-эспе значительно меньше, чем в рудах Кутан-булака. Оно изменяется от 0,21 до 0,84%. Для руд I группы оно равно в среднем 0,54%, для руд II группы — 0,46%, а для руд III группы — 0,48%.

5) **Сера.** Содержание серы в рудах Талды-эспе примерно такое же, как в рудах Кутан-булака. Оно меняется от 0 до 1,89%. В среднем для руд I группы оно составляет 0,43%, для руд II группы — 0,37% и для руд III группы — 0,42%.

6) **Марганец.** Содержание марганца колеблется от 0,27 до 1,37%, а в среднем равно 0,80%. Марганец встречается в цементе руд в виде манганолимонита и, в малом количестве, в оолитах руд в виде изоморфной примеси в гидрогетите.

7) **Кальций.** Содержание окиси кальция несколько выше, чем в рудах месторождения Кутан-булак. Большей частью оно равно 2—3%, но иногда достигает 6%. В среднем количество  $\text{CaO}$  составляет 2,90%.

8) **Магний.** Содержание окиси магния колеблется от 0 до 1,32%. В среднем руды Талды-эспе содержат 0,81%  $\text{MgO}$ .

В рудах Талды-эспе спектральными анализами установлено содержание меди, цинка, никеля и ванадия в сотых и тысячных долях процента. Мышьяк в них не обнаружен.

Характерные анализы различных типов руд месторождения Талды-эспе приведены в главе VIII. Массовые, но менее полные анализы руд этого месторождения приведены в отчете С. Л. Спирина.

#### 4. МЕСТОРОЖДЕНИЕ БИРДЕ-КУЛЬ

Месторождение Бирде-куль названо так по наименованию небольшого сора (солевой грязи), расположенного восточнее рудного тела месторо-

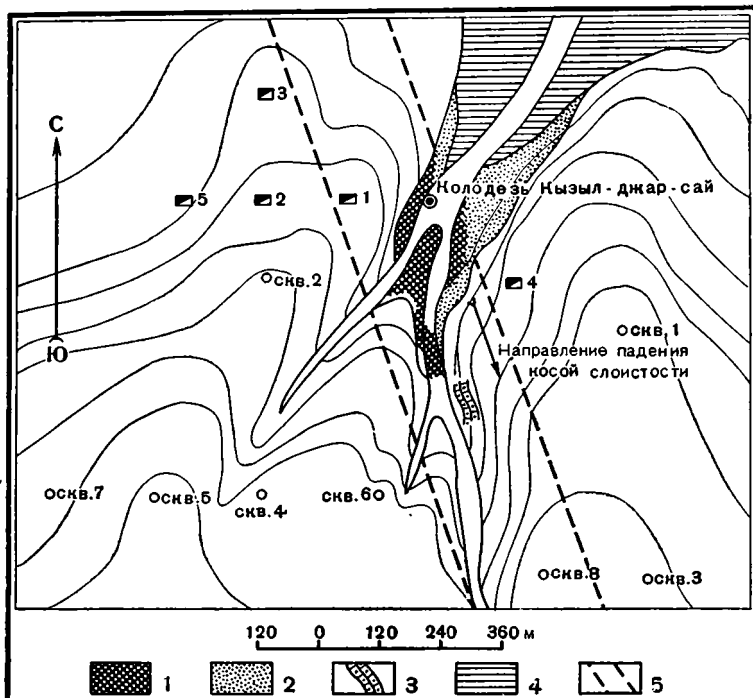


Рис. 15. План месторождения Бирде-куль.

1 — руды; 2 — рудовмещающие породы; 3 — выходы железистого алевролита; 4 — глины чеганской свиты; 5 — вероятное простирание полосы железных руд

ждения Талды-эспе. В балочке, сбегаящей к этому сору с юга, у колодца Кызыл-джар-кудук в 1945 г. Д. П. Словягиным обнаружены выходы мелкоолитовой зеленовато-серой песчанистой руды, переслоенной песчаником с сидеритово-гидрогетитовым цементом. В 1946 г. вокруг этого выхода было пройдено пять шурфов и восемь скважин. Ни одна выработка руду не встретила. Было решено, что здесь имеется только небольшая линза руды, выклинивающаяся во все стороны. В связи с этим дальнейшие работы на месторождении были прекращены.

В 1949 г. месторождение изучалось мною. В районе рудного выхода балка Кызыл-джар-сай врезана в склон к сору Бирде-куль на глубину от 11 до 14 м. Руда выходит в нижней части обоих ее склонов, на мысу между двумя разветвлениями балки и чуть южнее — в русле ее правого разветвления, как это показано на рис. 15. Видимая мощность руды в обрыве над колодцем достигает 7,5 м, а принимая во внимание высоту осыпи у подножья обрыва и глубину колодца, пройденного целиком по руде, ее можно принять равной 12,5 м. По резкой и ровной границе руда кроется белой алевритовой горизонтально-слоистой глиной с тончайшими пропластками желтого алеврита и мелкозернистого песка. Мощность этой глины в разрезе над колодцем — 1,7 м. Выше лежат желтые четвертичные супеси делювиального или эолового происхождения.

Южнее по оврагу характер вскрыши руды меняется. Над рудой здесь лежит около 3 м сплошных тонких ожелезненных слюдистых алевритов и мелкозернистых песков, а выше отмечено переслаивание рыхлых алевритов с голубоватыми алевритовыми глинами. В этих породах на расстоянии 13,5 м над рудой проходит горизонт мелких сгруженных конкреций железистого песчаника, который слагает здесь бровку оврага и поверхность

прилегающего участка степи. Алевриты над рудой местами сцементированы в неплотные железистые алевролиты. Массивный выход таких черно-буро-фиолетовых алевролитов с крупными (до 40 см в диаметре) железистыми жеодами имеется на правом берегу правого разветвления оврага Кызыл-джар-сай, южнее крайних в этом направлении выходов руды. Тонкие прослой железистых алевролитов есть и выше по разрезу.

Рудная серия месторождения Бирде-куль состоит из прослоев косо-слоистой, зеленоватой и бурой, рыхлой мелкооолитовой руды, мощностью от 25 до 40 см, разделенных более тонкими горизонтальными прослоями трех типов. Во-первых, в рудной серии имеются прослой сидеритового алевролита, в расколе серого, а с поверхности темно-бурого цвета.

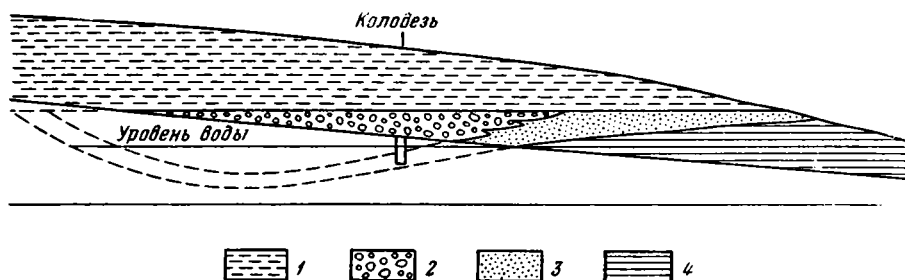


Рис. 16. Разрез рудной серии в овраге Кызыл-джар-сай.

1 — алевриты; 2 — железная руда; 3 — подрудные пески; 4 — глины чеганской свиты морского палеогена

Иногда такие прослой внутри заключают тонкую полоску несцементированного желтого алеврита. Во-вторых, в руде имеются горизонтальные прослой жеоидистого бурого железняка, с пустотами, заполненными рыхлой охристой массой или железистым алевритом. В-третьих, в руде имеются прослой из мелких обломков фосфоритизированной древесины, сцементированных бурым железняком. Порода этих прослоев очень напоминает «древесную брекчию», описанную Г. Е. Быковым (1941) из верхне-олигоценых отложений района оз. Убоган на севере Тургайской низменности. Кусочки древесины довольно рыхлы, легко раскрошиваются и выпадают, вследствие чего прослой этого рода на выветрелых поверхностях приобретают тоже жеоидистый вид. Иногда наблюдаются двойные прослой из гидрогетитовых жезд вверх и брекчи из древесины вниз. Тогда их мощность возрастает до 15 см. Чаще же породы, прослаивающие руду, имеют мощность от 5 до 10 см.

В южном направлении рудное тело уходит под тальвег балки и ограничение его здесь не видно. К северу же от колодца руды быстро опесчаниваются и переходят в слабо ожелезненные, а затем и совершенно белые рыхлые мелкозернистые горизонтально-слоистые пески и алевриты. Против места исчезновения последних прослоев руды в русле оврага появляются зеленые гипсоносные глины чеганской свиты морского палеогена, поверхность которых к северу начинает быстро подниматься. Приблизительно в 150—200 м севернее колодца поверхность чеганских глин поднимается до гипсометрического уровня кровли руды, и в стороне от оврага прямо на них ложится пачка надрудных алевритов, переслоенных глинами. Таким образом, в разрезе оврага Кызыл-джар-сай виден северный, или, вернее, северо-восточный борт какой-то эрозионной депрессии в поверхности чеганских глин, выполненной рудоносными породами. Другой борт этой депрессии скрыт от наблюдения, как это показано на рис. 16.

Для выяснения простирания рудной залежи нами был взят азимут с точки выклинивания руды в восточном склоне оврага на точку выклинивания руды в его западном склоне. Этот азимут оказался равным  $155-335^\circ$ . Еще более определенные данные были получены при изучении косой слоистости. Оказалось, что во всех выходах руды она имеет очень выдержанный характер и падает в среднем в направлении  $158^\circ$ . Следовательно, рудное тело можно представить себе, как линейную залежь, вытянутую в направлении  $158-338^\circ$ . Если мы в этом направлении проведем линии через точки выклинивания руды на северо-востоке и недалеко за ее крайними выходами на юго-западе, как это сделано на рис. 15, то в пределы рудной полосы из выработок попадут на севере шурф 1 и на юге скв. 8. Изучение разрезов обеих этих выработок показало, что они до рудного горизонта просто не дошли. Другие же выработки, среди которых есть и глубокие, были пройдены за контурами рудной полосы и поэтому ничего не дали.

Таким образом, рудная залежь месторождения Бирде-куль осталась непрослеженной, хотя совершенно несомненно, что здесь имеется именно линейная залежь, а не изолированная рудная линза, как это было решено на основании поисковых работ 1946 г.

Правильность точки зрения о существовании в районе Бирде-куль линейно вытянутой рудной залежи, ориентированной примерно в направлении  $338-158^\circ$ , подтверждается следующим. Недалеко к северу от рудного выхода в овраге Кызыл-джар-сай начинается склон глубокой впадины сора Бирде-куль. Мы обнаружили на нем в одном месте в кровле глин чеганской свиты выход песчанистой оолитовой руды в виде россыпей, занимающих значительное простирание. Этот выход находится примерно в 1500 м в направлении  $335^\circ$  от рудного выхода в русле оврага Кызыл-джар-сай и примерно на том же гипсометрическом уровне. Можно предполагать существование между ними сплошной рудной залежи, дальнейшее продолжение которой на северо-северо-запад уничтожено эрозией. В направлении же на юго-юго-восток рудная залежь Бирде-куля уходит под водораздел и совершенно не прослежена.

Поскольку ни одна из поисковых выработок на месторождении Бирде-куль руды не встретила, постольку качество ее разведчиками не изучалось. Три штучных образца из выходов руды в овраге Кызыл-джар-сай были проанализированы в лаборатории Отдела петрографии осадочных пород ГИН АН СССР. Результаты их приведены в главе VIII. Они показывают, что руды Бирде-куля содержат от 31 до 40% железа, хотя к северо-восточному крылу залежи они заметно опесчаниваются.

Прослеживание залежи в юго-юго-восточном направлении может привести к открытию рудных тел лучшего качества.

## 5. МЕСТОРОЖДЕНИЕ АК-ЧОКО

Месторождение Ак-чоко расположено в обрывах северного берега залива Перовского, в 4 км к западу от месторождения Кара-сандык, под крайними на восток коническими останцами белых известняков и мергелей с *Corbula helmersenii* Mikhail., к которым и относится это название. Здесь в поверхности глин чеганской свиты морского палеогена наблюдается очень широкая и плоская эрозионная ложбина, выполненная светлыми алевроитами и алевроитовыми глинами кутанбулакской свиты, мощностью до 3 м. Восточнее Ак-чоко эти породы выклиниваются совсем в береговых обрывах, а западнее, над следующим выступом поверхности чеганских глин, уменьшаются в мощности и переходят в следующую впадину, где их мощность возрастает до 50 м. В кровле алевроитов и алевроитовых глин под останцами Ак-чоко залегает линза песчани-

стой косослоистой оолитовой железной руды, которая венчается слоем грубой конгломератовой руды с обильной кварцевой галькой и обломками железистого песчаника. Выше лежат глины чиликтинской свиты и другие породы, общей мощностью до 80 м. Максимальная мощность рудной серии около 6 м. По фронту обрывов руда прослежена на 200 м. К востоку и к западу от осевой части линзы она начинает переслаиваться железистыми песками, глинистыми алевритами и песчаниками и постепенно выклинивается. Руды Ак-чоко мало интересны для промышленной разведки, так как размеры линзы невелики, качество руды низкое (содержание железа до 30%) и в большей части залежи много прослоев безрудных пород.

Однако поисковые работы, проведенные по простиранию залежи севернее береговых обрывов залива Перовского, могут привести к открытию более крупных и богатых рудных участков. При этом следует учесть, что косая слоистость оолитовых руд Ак-чоко наклонена под углами от 21 до 26° в направлении от 205 до 240°, а в среднем в направлении 226°. По аналогии с другими месторождениями можно сделать вывод, что от широтных береговых обрывов рудная залежь будет уходить не прямо на север, а на северо-восток и именно в этом направлении нужно искать ее продолжение при поисковом бурении.

## 6. МЕСТОРОЖДЕНИЕ КАРА-САНДЫК

Месторождение Кара-сандык расположено на обрывистом северном берегу залива Перовского, в 30 км к югу от месторождения Кутан-булак, в 15 км к юго-востоку от центральной части месторождения Талды-эспе и в 45 км к юго-западу от ст. Саксаульская. Составленная нами схематическая геологическая карта месторождения дана на рис. 17.

В районе этого месторождения отложения железорудной кутанбулакской свиты выполняют в глинах морского палеогена ясно выраженную руслообразную депрессию, шириной в 1300 м и глубиной вреза до 37 м. В противоположность другим месторождениям, руды здесь приурочены не к осевой части депрессии, а протягиваются полосой вдоль ее западного борта, причем залегают они не в нижней, а в верхней части свиты, подстилаясь довольно мощной пачкой плотных белых глинистых алевритов и алевритовых глин.

Береговые обрывы позволяют изучить полный широтный разрез через месторождение. Строение его показано на рис. 18. Крутой высокий обрыв северного берега залива Перовского рассечен в уроч. Кара-сандык глубокой каньонообразной балкой. Она отделяет от основного массива столовой возвышенности останец, который собственно и называется горой Кара-сандык (Черный сундук). Плоская вершина останца, описанного еще Л. С. Бергом (1908), сложена пластом плотного, тяжелого, довольно грубого по составу оолитового бурого железняка, мощностью до 1,80 м, залегающего, как показывают соседние обрывы, в виде линзы среди тонкослоистых и листоватых глин чиликтинской свиты тургайской серии. Эти глины образуют под железняком вертикальные обрывы высотой в 23,2 м (табл. I, фиг. 4). Ниже пьедесталом выступает другой пласт железняка, мощностью от 0,40 м на западном склоне горы до 1,50 м на восточном. Этот железняк представлен грубой конгломератовой разностью. Он содержит гальки кварца и эффузивов, окатанные куски сидерита и глин чеганской свиты, замещенные бурым железняком окатанные плоды каких-то растений и фосфоритизированные обломки древесины, представляя собой типичный базальный слой чиликтинской свиты. Этот железняк залегают на западном склоне горы непосредственно на глинах чеганской свиты морского палеогена. На восточном ее склоне под

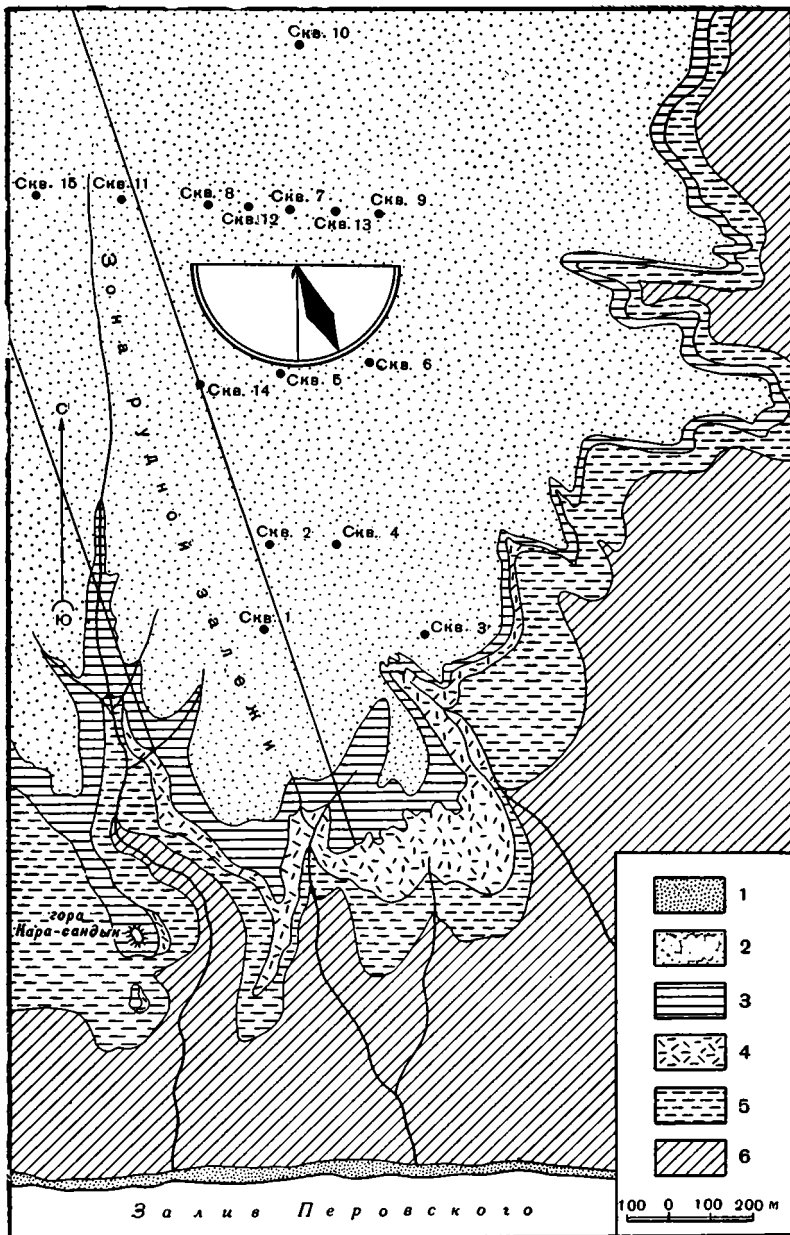


Рис. 17. Схематическая геологическая карта месторождения Кара-сандык.

1 — пески современного пляжа; 2 — пески и песчаные глины джансыллыкской свиты; 3 — глины чиликтинской свиты; 4 — железная руда и глинистые алевриты кутанбулакской свиты; 5 — глины чеганской свиты морского палеогена; 6 — песчаные глины саксаульской свиты морского палеогена. В полукруге — роза направлений падения косой слоистости железных руд

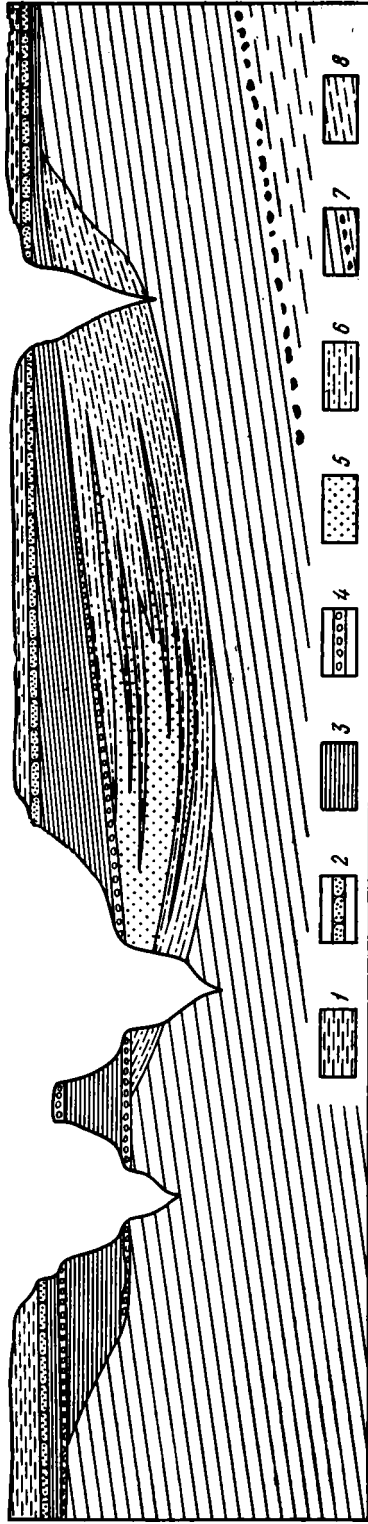


Рис. 18. Взаимоотношение различных свит тургайской серии в районе столового остатца Кара-сандык (схема).

1 — пески и песчаные глины доаксайлыкской свиты; 2 — иловатый железистый песчанник основания доаксайлыкской свиты; 3 — глины чиликтинской свиты; 4 — железная руда кутанбулакской свиты; 5 — глинистые алевроиты кутанбулакской свиты; 6 — глины чеганской свиты морского палеогена; 7 — глины чеганской свиты морского палеогена; 8 — песчаные глины сансаульской свиты морского палеогена

ним появляются алевроитовые глины грязно-белого цвета, выполняющие депрессию в глинах чеганской свиты и к востоку быстро увеличивающие свою мощность.

К востоку от балки, отделяющей останец Кара-сандык от берегового плато, белые алевроитовые глины увеличиваются в мощности до 20 м и над ними появляется тесно связанная с ними главная рудная серия месторождения. Кровля рудной серии лежит на уровне нижнего конгломератового железяка горы Кара-сандык, причем верхняя часть ее сама представлена конгломератовой разностью. Выше нее по склону развиты полосатые глины чиликтинской свиты. Рудная серия и подстилающие ее алевроиты принадлежат кутанбулакской свите, а конгломератовый пласт в кровле руды и в основании горы Кара-сандык представляет собой результат перемыва и переотложения рудного материала в начале трансгрессии озерного бассейна, отложившего чиликтинские глины.

К востоку от останца Кара-сандык, отделяясь от него глубокой балкой, рудная серия образует далеко вдающийся к югу от плато хорошо обнаженный выступ, который мы назвали Рудным мысом. В пределах этого мыса рудная серия имеет мощность 17,4 м, из которых на долю руды приходится 14,3 м, а на долю нерудных прослоев—3,1 м. Последние представлены плотной тонкослоистой алевроитовой глиной желтовато-серого цвета. В левом склоне глубокой балки, пересекающей плато, отчетливо видно, что мощность рудной серии к северо-западу от Рудного мыса постепенно уменьшается за счет выклинивания безрудных прослоев и срезания верхним конгломератовым слоем лежащей ниже части серии. В 1 км от мыса остается один только этот конгломератовый слой, с размывом лежащий прямо на подрудных алевроитовых глинах.

В обрывах столового плато, тянущихся на восток от Рудного мыса, строение рудной серии изменяется совершенно иначе. Подошва кутанбулакской свиты и нижнего слоя железной руды в этом направлении погружается. Одновременно мощность подрудных алевроитовых глин и рудной серии увеличивается. В верхней части алевроитовых глин появляются дополнительные тонкие прослой оолитовой руды, мощность безрудных прослоев рудной серии растет, а рудные пачки расклиниваются желтоватыми алевроитовыми глинами и глинистыми алевроитами на все большее и большее количество тонких прослоев. Вместе с тем сами прослой оолитовой руды постепенно опесчаниваются и переходят в прослой мелкого кварцевого песка, которые отличаются от промежуточных алевроитов только более желтым цветом, большей крупностью зерен и наличием редких рудных оолитов. Таким образом рудная серия с удалением на восток сначала увеличивается в мощности и расщепляется на десятки тонких прослоев, а потом выклинивается.

Характер разрезов рудной серии в разных точках широтного профиля через месторождение показан на рис. 19.

В 1300 м на восток от Рудного мыса подошва кутанбулакской свиты начинает быстро подниматься, мощность ее резко уменьшается и она выклинивается между глинами чеганской свиты морского палеогена и глинами чиликтинской свиты тургайской серии.

В 1945 г. на месторождении Кара-сандык к северу от выходов руды в обрывах было пройдено несколько скважин (скв. 1—4 на рис. 17). Только одна из них (скв. 1) встретила на глубине 35,5 м плотную руду, по которой прошла 2,5 м. Остальные три скважины руды не встретили.

В 1947 г. на месторождении, немного севернее, было пройдено еще несколько поисковых скважин (скв. 5—13 на рис. 17). Скважины, заданные прямо на север от рудных выходов, руды не обнаружили, хотя были углублены ниже возможного уровня ее залегания. Тогда по моему предложению была задана скв. 11 в направлении восстания косой слоистости



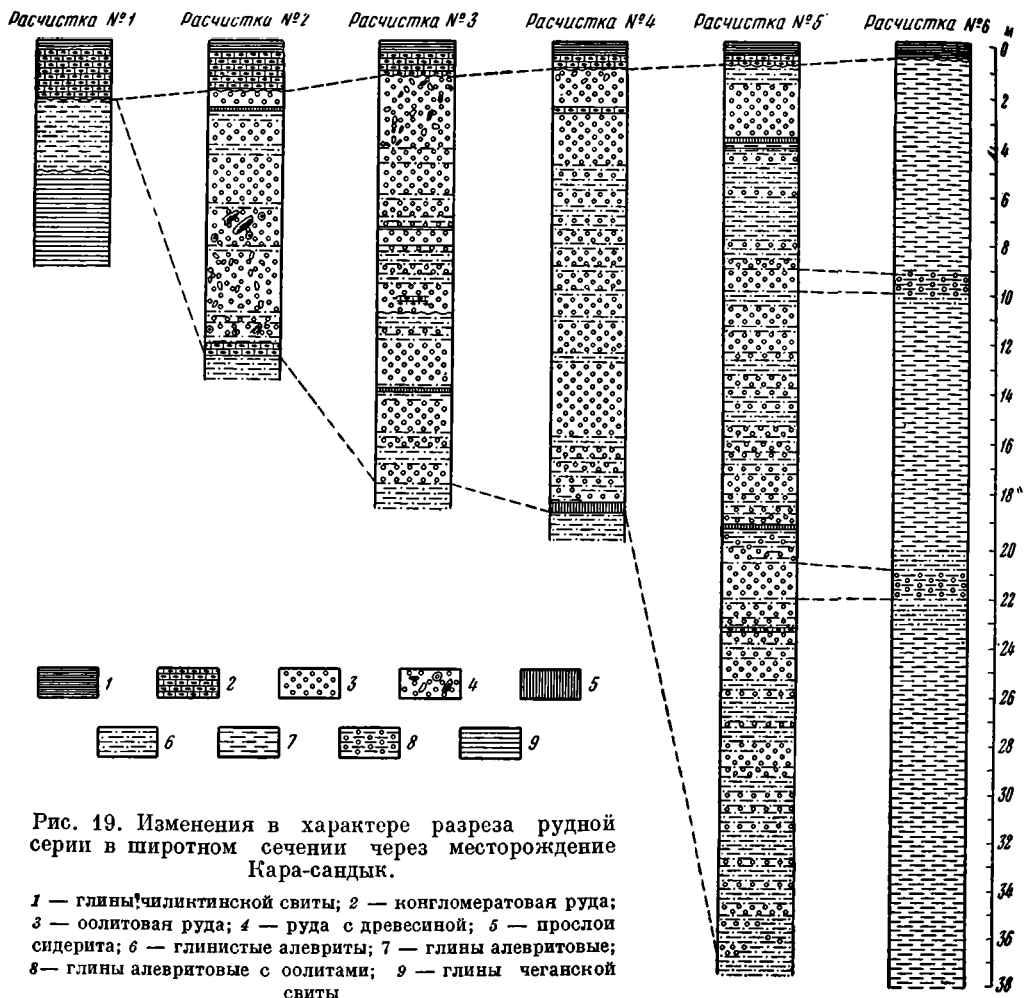


Рис. 19. Изменения в характере разреза рудной серии в широтном сечении через месторождение Кара-сандык.

1 — глины чилингтинской свиты; 2 — конгломератовая руда; 3 — оолитовая руда; 4 — руда с древесной; 5 — прослой сидерита; 6 — глинистые алеуриты; 7 — глины алеуритовые; 8 — глины алеуритовые с оолитами; 9 — глины чеганской свиты

железных руд, которое в данном случае отвечало азимуту  $340^\circ$ . Эта скважина, расположенная примерно в 1650 м от линии береговых обрывов, на глубине 34 м вскрыла руду и пересекла ее, причем мощность руды с несколькими прослойками песчаника близ подошвы оказалась равной здесь 17 м.

Две скважины, проходившиеся дополнительно зимой 1947/48 г., скв. 14 и 15 (рис. 17), бурились без геологического надзора, с плохим отбором образцов, и разрез их не вполне ясен. Одна из них (скв. 15) пересекла рудную серию, но границы ее отбиты неточно. В связи с большой глубиной залегания руды (30—35 м) дальнейшие работы были прекращены. Таким образом, месторождение осталось недоисследованным.

Сопоставляя данные наблюдений в береговых обрывах с результатами буровых работ, можно утверждать, что в районе месторождения Кара-сандык железорудная свита выполняет в поверхности глиин морского палеогена ясно выраженную ложбину северо-северо-западного простирания, размеры которой указаны в начале главы (ширина до 1300 м; глубина до 37 м). Дно ложбины почти плоское, а края довольно крутые. Железные руды слагают верхнюю часть свиты у западного борта этой депрессии и выклиниваются многочисленными тонкими прослоями в ее

осевой части. У восточного борта депрессии аналогичной железорудной залежи нет. В рудах ясно выражена косая слоистость, которая падает не на восток — к осевой части депрессии, а на юг, точнее — на  $160^\circ$ , в строгом соответствии с простираем залежи (табл. I, фиг. 1 и роза направлений падения косой слоистости на рис. 17). Следовательно, принос рудного материала шел не с прилегающего на западе берега, а вдоль депрессии, откуда-то с севера. Почему при этом он концентрировался у одного борта депрессии, — остается пока не вполне ясным из-за неразведанности северной части месторождения.

Ширина полосы, в пределах которой руды месторождения сохраняют промышленную мощность, не превышает 250 м. По простираению эта полоса прослежена поисковыми скважинами на 1650 м, при мощности руды около 17 м, что говорит о значительных запасах месторождения, измеряемых десятками миллионов тонн.

Руды месторождения Кара-сандык — главным образом оолитовые. Грубообломочные конгломератовые разности среди них практически отсутствуют. Пласт такой руды залегает только в кровле рудного горизонта месторождения, но он образовался в результате перемива рудных пород перед отложением вышележащих полосатых глин чиликтинской свиты. Ниже этого пласта внутри толщи руды имеются следы перемива материала, наблюдаются срезания одних пачек другими, в связи с этим возникают линзы мелкощебенчатой руды, но совершенно отсутствуют гальки кварца, угловатые обломки железистого песчаника и крупные обломки руды более древней генерации, которые обычны для рудных конгломератов Кутан-булака.

Оолитовые руды месторождения Кара-сандык, по крайней мере в выходах на поверхность, имеют в основном гидрогетитовый состав, но на этом месторождении широко развиты и хлоритовые оолитовые руды. Такие руды встречаются линзами по всему разрезу рудной серии, а в верхней ее части образуют сплошной пласт мощностью до 1,80 м. Зеленые оолитовые руды Кара-сандыка почти лишены зерен диаметром более 1 мм и представляют собой рыхлый сыпучий оолитовый «песок», обычно мелкозернистый, но в некоторых прослоях разномзернистый, содержащий небольшую примесь мелкого кварцевого песка и алевролита. В отдельных образцах имеется слабый хлоритовый цемент, легко рассыпающийся в тонкий зеленый порошок. Интересно, что зеленые руды Кара-сандыка сохраняют специфический облик только в свежих разрезах, в глубине рассекающих склон промоин и рытвин. На мысах же и выступах, где эти руды длительное время подвергались выветриванию, они теряют свой цвет и переходят в оолитовые бурые железняки. Сохранность железистых хлоритов в месторождении Кара-сандык объясняется характером и мощностью вскрыши. Последняя представлена плотными водупорными глинами чиликтинской свиты тургайской серии и уже рядом с выходом руды возрастает до 30—35 м.

Среди оолитовых косослоистых руд хлоритового и гидрогетитового состава наблюдаются горизонтальные прослой тонкослоистой алевроитовой глины, лишенной рудных минералов (табл. I, фиг. 1 и 2). Эта алевроитовая глина близ контактов с рудой слегка ожелезнена, но уже в 2—3 см от них имеет грязно-белый или серый цвет. В большинстве случаев она слабо мергелиста. Прослой ее, насколько это можно видеть в обнажениях, выклиниваются в северном направлении, а к югу становятся более многочисленными и мощными. Их присутствие говорит о том, что на месторождении Кара-сандык процесс рудообразования прерывался моментами накопления тонкого алевроито-пелитового материала в условиях какого-то спокойного водного бассейна.

В оолитовых рудах месторождения Кара-сандык присутствуют также

отдельные линзы и даже довольно выдержанные тонкие пласты сидерита, мощностью от 2 до 10 см. Эти сидериты, как правило, приурочены к контактам оолитовых руд с прослойками алевритовых глин и лишь в одном слое в верхней части разреза встречаются вытянутыми линзами внутри зеленых оолитовых руд. Сами сидериты не только не имеют оолитового строения, но даже не обнаруживают в шлифах никаких реликтов оолитовой структуры.

Подобно прослоям алевритовых глин, прослой сидерита в рудной серии месторождения Кара-сандык выклиниваются в северном направлении.

В зоне выходов на поверхность среди руд месторождения Кара-сандык преобладают рыхлые сыпучие разности. Только верхний конгломератовый пласт руды плотно сцементирован вторичным гидрогетитом. Ниже его оолитовые руды, сцементированные гидрогетитом, залегают невыдержанными прослоями и линзами. Между тем, в скв. 11 и 15, пересекших руду вдали от береговых обрывов, вся руда оказалась очень плотно сцементированной. Изучение шлифов показало, что этими скважинами пересечены мелкогалечные конгломератовые и оолитовые руды, преимущественно из гидрогетитовых оолитов с хлоритово-сидеритовым цементом. В некоторых образцах в цементе преобладает хлорит, а сидерит образует в нем отдельные мелкие ромбические кристаллы. В других же образцах почти весь первоначальный хлоритовый цемент оолитов замещен сплошным сидеритом. Судя по анализам образцов оолитовых руд из скв. 11 и 15, содержание сидерита в них достигает 31,90 и даже 32,61% общего веса породы.

Перечисленные особенности доказывают, что на Кара-сандыке имеется несколько иной фациальный тип железных руд, чем на месторождениях Кутан-булак и Талды-эспе. Это подтверждается химическими анализами и изучением минералогии руд.

Ввиду того, что на месторождении Кара-сандык производились только поисковые работы, химические анализы его руд имеются в ограниченном количестве. Несколько полных анализов руд этого месторождения были сделаны в разное время в лабораториях Института геологических наук АН СССР. Они приведены в главе VIII.

По имеющимся данным, содержание железа в рудах Кара-сандыка выше, чем в рудах Кутан-булака и Талды-эспе. В зеленых оолитовых рудах оно достигает 47,90%, а в среднем по месторождению равно 41%. Несколько выше также содержание  $P_2O_5$  (в среднем из 10 определений — 1,16%). Содержание серы (в среднем 0,27%), глинозема и окиси титана (в среднем 6,83%) и кремнезема (в среднем 14,53%) ниже, чем в более северных месторождениях.

По данным семи определений, количество  $CaO$  в рудах Кара-сандыка примерно такое же, как в более северных месторождениях (2,50%), количество  $MgO$  несколько более высокое (1,31%), что связано с увеличением количества хлоритов в рудах. При просмотре шлифов руд из скважин можно видеть, что они богаты сидеритом, который иногда полностью слагает цемент между оолитами. Такие руды содержат от 5,50 до 13,14%  $CO_2$ . На выходах руд сидерит окислен, вследствие чего содержание  $CO_2$  уменьшается до 1—2%.

Железо руд Кара-сандыка частично входит в виде закиси в состав хлоритов и сидерита. В образцах руды из скважин количество  $FeO$  колеблется от 20,05 до 22,63%, при наличии, кроме того, от 23,79 до 40,50%  $Fe_2O_3$ . На выходах руд содержание в них  $FeO$  резко падает. В верхнем пласте конгломератовой руды сидерит и хлориты, а вместе с ними и закисное железо, отсутствуют. Даже вдалеке от линии обрывов (скв. 1) состав руды этого пласта чисто гидрогетитовый.

## 7. МЕСТОРОЖДЕНИЕ ДЖАНГИЗ-ТЮБЕ

Выходы железных руд в уроч. Джангиз-тюбе были обнаружены в 1945 г. Д. П. Словягиным.

Урочище Джангиз-тюбе лежит в 20 км к северо-западу от месторождения Кутан-булак и в 15—20 км к западу от ст. Чокусу. В этом месте плато олигоценовых пород Чокусинской синклинали выдается широким мысом на запад — к меридиональной депрессии антиклинального строения, занятой песками Малые Барсуки. Согласно с подъемом слоев на крыле синклинали поверхность плато к концу мыса тоже несколько поднимается и достигает отметки 226,2 м. Над прилегающей с запада низиной мыс поднимается на 106 м. Этим обрывам квестового характера местное население присвоило название «Джангиз-тюбе» (Одинокая гора).

Основание крутой части склона плато в районе месторождения слагают породы саксаульской свиты верхнего эоцена, представленные глинистыми алевроитами довольно темного зеленовато-серого цвета. В верхней части этих алевроитов проходит устричник, мощностью около 40 см, сложенный створками крупных и мелких плоччатых острий, по определению О. С. Вялова принадлежащих *Cubitostrea ex gr. plicata* S o l. В рельефе он образует небольшой уступ.

Выше устричника лежит еще 1,20 м таких же глинистых алевроитов, как ниже его, а над ними — горизонт переслаивания серо-зеленых алевроитовых глин и таких же по цвету, но лишенных заметной примеси алевроита сланцеватых глин, общей мощностью около 2 м. Либо по подошве, либо по кровле этого горизонта надо проводить границу саксаульской и чеганской свит, поскольку выше лежат уже типичные глины чеганской свиты нижнего олигоцена с характерными для них горизонтами анкеритовых конкреций.

В глинах чеганской свиты четко выделяются две пачки. Нижняя сложена более плотными, светлыми, зеленовато-серыми с желтым оттенком мергелистыми глинами. Эти глины не содержат гипса и богаты раковинами мелких фораминифер, которые хорошо заметны невооруженным глазом. В самой верхней части глин проходит прослой анкеритовых конкреций. Мощность пачки 8,40 м.

Выше лежат более типичные для других разрезов чеганской свиты, менее плотные и не вскипающие с соляной кислотой сланцеватые зеленовато-серые глины с большим количеством крупных кристаллов гипса и конкреций анкерита. Эти конкреции на расстоянии 10 и 10,70 м от подошвы пачки образуют прослой, а поодиночке встречаются как ниже, так и выше их. Кровля этой пачки чеганской свиты размыта до отложения вышележащих пород и потому очень неровна. Отсюда происходят и колебания мощности рассматриваемой пачки. Лишь в среднем ее можно принять равной 30 м.

Породы, лежащие выше кровли чеганской свиты, четко делятся на две свиты. В нижней нетрудно узнать кутанбулакскую. Она сложена грязными желтовато-белыми, сильно глинистыми, почти не содержащими слюды алевроитами. Эти алевроиты наслоены косо и наклонены к западу под углом, который в большинстве пунктов замера равен 8—10°; но местами достигает 12—14°. В нижней части свиты (ближе к поверхности чеганских глин) в менее глинистых прослойках алевроита появляются многочисленные мелкие корочки гидрогетитового алевролита. Местами на поверхности алевроитов наблюдаются небольшие кристаллы гипса.

Мощность этой свиты изменчива, так как она выполняет впадины эрозионной поверхности чеганских глин, но в среднем она равна 13—13,5 м.

На головах наклонных слоев кутанбулакских алевроитов, срезая их, лежит пачка несколько похожих, но горизонтально-слоистых пород,

представленных рыхлыми, более светлыми, менее глинистыми, сильно слюдястыми алевритами грязно-белого цвета. На расстоянии 2,70 м от подошвы этой пачки проходит тонкий прослой ожелезненного алеврита с мелкими гроздевидными конкрециями алевритистого бурого железняка. Общая мощность белых горизонтально-слоистых алевритов на самом конце мыса Джангиз-тубе равна 4,80 м. В восточном направлении, в глубине балочек, пересекающих мыс, она увеличивается до 5,40 м.

На белые алевриты по ровной горизонтальной плоскости налегает слой руды, который слагает бровку мыса Джангиз-тубе и бровку плато на большом расстоянии к северу и к югу от него. Общее протяжение выхода рудного горизонта в бровке плато равно 7 км. Поверхность плато на большом расстоянии к востоку от бровки плато также сложена рудой.

Близ южного конца месторождения над поверхностью плато возвышается группа эрозионных останцев, отмеченная на картах под названием Биш-чоку. Наиболее крупные из этих останцов имеют высоту около 20 м. Они совершенно обнажены и до самого подножья сложены фисташково-зелеными мергелистыми глинами и более светлыми мергелями аральской свиты нижнего миоцена с характерными для нее скоплениями створок *Corbula helmsereni* Mikhaïl. Шурф, пройденный в 100 м к северу от останца с триангуляционной пирамидой, вскрыл мощный слой бурой, сильно ожелезненной почвы, под которой залегают такие же белые слюдястые алевриты, как под рудой на мысу Джангиз-тубе. По-видимому, эта почва представляет собой элювий железной руды в зоне ее выклинивания, потому что в 300—350 м западнее на том же гиссометрическом уровне появляются выходы в промоинах и выбросы в норах грызунов корковых песчаных бурых железняков, характерных для рудного слоя этого месторождения.

Если же это так, то несомненно, что рудный горизонт месторождения Джангиз-тубе в стратиграфической колонке кроется непосредственно глинами аральской свиты нижнего миоцена. В соседних на северо-восток больших столовых плато Алтын-чокусу и Сары-булак такое же стратиграфическое положение занимают палеонтологически охарактеризованные породы джаксыккычской свиты (Яншин, 1953, стр. 476). Уже это дает некоторое основание относить к джаксыккычской свите и рудный горизонт Джангиз-тубе.

В подтверждение такой точки зрения можно привести еще два наблюдения.

Во-первых, в 1955 г. в осыпи пород рудного горизонта месторождения Джангиз-тубе Л. А. Игнатьевой найден зуб акулы, принадлежащей виду *Odontaspis acutissima* A g. (определение В. В. Меннера). Этот вид в Северном Приарале является руководящим для отложения джаксыккычской свиты (Яншин, 1953, стр. 476).

Во-вторых, если в западных обрывах плато белые горизонтально-слоистые слюдястые алевриты, венчаемые слоем руды, лежат на наклоненных слоях желтоватых глинистых алевритов, типичных для кутанбулакской свиты, то восточнее в поисковых шурфах, пройденных на плато, под этими белыми слюдястыми алевритами вскрывались шоколадные и лилово-коричневые плитчатые глины, характерные для чиликтинской свиты. Очевидно, что белые слюдястые алевриты, венчаемые рудным горизонтом, моложе не только кутанбулакской, но и чиликтинской свиты, которую они срезают в западном направлении. Следовательно, они могут принадлежать только джаксыккычской свите, так как последняя кверху свита тургайской серии — чаграйская, развитая в Чокусинской синклинали не повсеместно, представлена породами совершенно иного облика.

К тому же руда и подрудные породы месторождения Джангиз-тубе очень похожи на руду и рудовмещающие породы Южного участка место-

рождения Кок-булак, для которых джаксыккычский возраст устанавливается еще более убедительно.

Все это заставляет считать белые слюдистые алевриты и железные руды, венчающие разрез горы Джангиз-тюбе, принадлежащими джаксыккычской свите.

На самом мысу платообразной горы Джангиз-тюбе верхняя часть слоя руды, несомненно, размыта. Сохранившаяся здесь ее мощность не превышает 1 м. По составу это сильно ожелезненный ржаво-бурый охристый песок, переполненный горизонтальными линзами, прослоями и стяжениями железистого песчаника, а также конкрециями, жеодами, корочками и просто щебенкой песчанистого гидрогетита, который лишь изредка и в небольших участках является оолитовым. В руде содержится рассеянная мелкая угловатая галька кварца, совершенно такая же, как в железистых песчаниках основания джаксыккычской свиты в районе месторождения Кара-сандык, на северном берегу залива Перовского.

К северу и к югу от горы Джангиз-тюбе в бровке плато мощность слоя руды изменяется от 1,5 до 1,9 м. Характер ее остается таким же, хотя роль оолитовых железняков в строении рудного горизонта местами становится более заметной.

Надо сказать, что как в обрывах плато, так и в шурфах, пройденных восточнее этих обрывов, на месторождении Джангиз-тюбе были встречены только руды, лежащие в зоне современного выветривания, лишенные каких-либо рудных минералов, кроме гидрогетита. Первоначальный состав руд месторождения остается неизвестным. Судя по многочисленным вторичным образованиям гидрогетита и вообще следам перемещения железа внутри рудного слоя, в первоначальном составе руд, вероятно, принимали участие минералы закиси железа.

Проведенные на месторождении небольшие поисковые работы показали, что по площади оно является одним из крупнейших в Чокусинской синклинали. Рудное тело с севера на юг прослежено здесь более чем на 10 км, а максимальная ширина его против мыса Джангиз-тюбе достигает почти 6 км.

Однако на всей этой обширной площади месторождения руды сильно песчанисты и переслоены железистым песчаником, мелкозернистым песком и глинистым алевритом, что делает их в практическом отношении мало интересными.

В широтном разрезе рудное тело месторождения Джангиз-тюбе представляет собой пластообразную залежь, резко отличную по форме от рудных залежей других месторождений Чокусинской синклинали. Мощность руды от 1,5—1,9 м на выходах у западного края залежи увеличивается местами до 7 м вдоль ее меридиональной оси и дальше на восток начинает медленно и постепенно убывать в результате замещения отдельных слоев руды песками и алевритами. Только на востоке и на юге залежь ограничена линией первичного выклинивания рудного тела. На севере и западе ее границы связаны с современным размывом. Судя по уменьшению мощностей, линия первоначального выклинивания руды на западе проходила недалеко от мыса Джангиз-тюбе.

По химическому составу руды Джангиз-тюбе близки рудам других месторождений Приаралья, но гораздо беднее железом. Количество его в отдельных пометровых пробах колеблется от 14,26 до 41,40%. При подсчете запасов руды разделялись на блоки тех же трех качественных групп, как на месторождении Талды-эспе.

Для первой группы содержание железа в среднем равно 34,24% при содержании  $\text{SiO}_2$  23,76%. Для второй группы эти цифры равны, соответственно, 32,84 и 26,48%, а для третьей группы — 26,40 и 32,36%. Содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$  в рудах Джангиз-тюбе колеблется от 3,15 до

11,20%, составляя в среднем 7,40%. Содержание СаО колеблется от 0,39 до 8,93% в пометровых пробах интервалов, богатых прослоями окисленного анкерита, и до 16—17% в штуфных образцах такого анкерита. Однако в среднем содержание СаО равно всего 2,92%. Окись магния определялась в немногих пробах и в среднем составляет 0,61%. Содержание MnO колеблется от 0,33 до 0,89% и в среднем равно 0,60%.

Количество  $P_2O_5$  колеблется от 0,54 до 1,73%, составляя в среднем 1,08%, а количество  $SO_2$  — от 0,14 до 8,92%, в среднем 1,35%.

## 8. МЕЛКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ТУГУЗСКОЙ СИНКЛИНАЛИ

В южной части Тугузской синклинали, между северным берегом залива Паскевича и широтной балкой Джидели, впадающей с запада в залив Перовского, а отчасти даже к северу от этой балки, известны довольно многочисленные выходы рудоносных отложений кутанбулакской свиты. Однако площади развития и мощности рудных линз здесь невелики, а качество руды во всех выходах очень плохое из-за высокого содержания в ней песка. Поэтому разведочные работы здесь не производились и лишь на некоторых точках в 1949 г. были пройдены поисковые шурфы и расчистки.

К северу от берегов залива Паскевича можно отметить по крайней мере семь мест с интересными рудопроявлениями, расположение которых показано на рис. 20. Они будут описаны очень кратко.

А. Самая северная точка береговой линии залива Паскевича расположена немного западнее лагуны Чумышкуль. В 2 км к юго-западу отсюда берега становятся обрывистыми и в бровке этих обрывов над глинами чеганской свиты появляются пески и алевролиты кутанбулакской свиты, местами ожелезненные, но залегающие горизонтально. Затем обрывы начинают понижаться и в бровке их на некотором протяжении выходят только алевроитовые глины верхней части чеганской свиты с караваями богатого фауной сидеритового алевролита. А еще дальше на юго-запад, несмотря на дальнейшее снижение высоты обрывов, в них снова появляются породы кутанбулакской свиты, выполняющие руслообразное понижение в кровле пород морского палеогена. В береговых обрывах видна только восточная половина этой древней эрозионной впадины, выполненной косослоистыми железистыми песками и алевролитами с неправильными по форме мелкими линзами песчанистой оолитовой руды.

Древнее русло, выполненное железистыми породами, можно проследить от берега залива Паскевича в северо-западном направлении примерно на 2 км — до развалин старых зимовок на левом склоне оврага Восточный Туранглы. Везде породы этой полосы прослеживаются на сравнительно низких отметках. Не только ниже, но и выше ее по склону развиты породы чеганской свиты, на водоразделе перекрываемые горизонтальным плащом более высоких слоев кутанбулакской свиты.

Наиболее интересные рудопроявления наблюдаются примерно в 2 км от моря, возле упомянутых развалин, где из основания отложений кутанбулакской свиты вытекает небольшой родник (координаты этого места  $60^{\circ}11'15''$  в. д. и  $46^{\circ}41'40''$  с. ш.).

В нижней части эта свита сложена здесь светло-серыми кварцево-сланцевыми алевролитами мощностью до 5 м. Над ними расположена рудная залежь, состоящая из переслаивания железистых песчаников и сильно песчанистых бурых оолитовых железняков конгломератовой текстуры, содержащих обломки железистых песчаников, угловатые гальки кварца и многочисленные куски светлой фосфоритизированной древесины. Внутри рудной пачки наблюдается косая слоистость с выдержанными

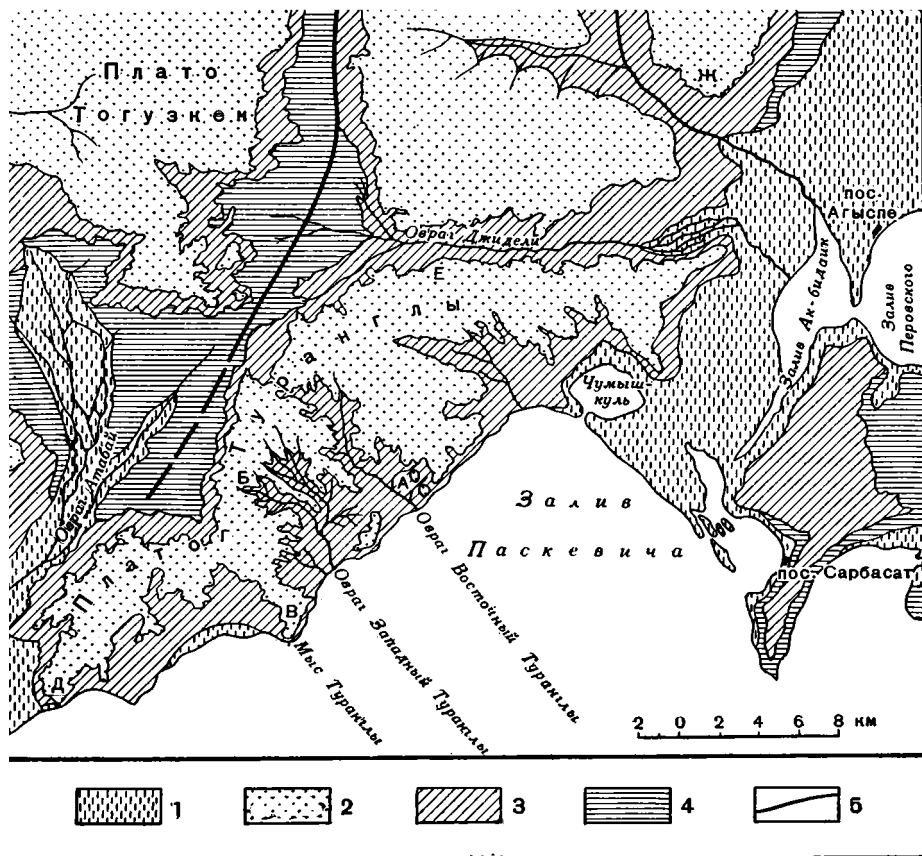


Рис. 20. Схема геологического строения южной части Тугузской синклинали.  
 - четвертичные отложения разного генезиса; 2 — тургайская серия; 3 — чеганская свита; 4 — саульская свита; 5 — тасаранский разлом; А—Ж — выходы железных руд, описанные под этими буквами в тексте

клонами на юго-восток (по простиранию полосы) под углом от 21 до 25°. Максимальная мощность рудной пачки 3 м. Протяжение ее изменяется несколькими сотнями метров, ширина — несколькими десятками метров. Анализ образца руды дал 35,63%  $Fe_2O_3$ , 36,28%  $SiO_2$ , 17%  $Al_2O_3 + TiO_2$  и 2,5%  $P_2O_5$ .

Б. Второй выход рудных слоев наблюдается там, где тропа, идущая рыбных промыслов западного берега залива Паскевича в Агыспе и Сарсат, пересекает овраг Западный Туранглы. Координаты этого пункта 40°07'63" в. д. и 46°41'48" с. ш. Здесь в русле оврага имеется расширение, ограниченное с севера и востока большим циркуобразным обнажением рудоносных пород. В нем выходят косослоистые железистые песчаники и уплотненные железистые пески, содержащие большое количество тропегитовых оолитов и местами переходящие в песчаные оолитовые ды. Косая слоистость их местами кажется очень неправильной и наклоненной в разные стороны. Однако при замерах ее горным компасом выясняется, что она очень строго ориентирована и наклонена на юго-восток, как и в пункте, описанном выше.

По своему характеру это типично речная косая слоистость (табл. I, г. 5). Конгломератовые разности руды здесь не встречены. Мощность



рудной пачки в обнажении достигает 5,8 м. Посреди цирка пробит колодец, имеющий на глубине всего 1,5 м хорошую воду. Следовательно, прямо под рудной пачкой залегают глины морского палеогена и мощность этой пачки ниже подошвы обнажения невелика.

Изучение местности вокруг обнажения показывает, что рудная пачка залегает в древней эрозионной ложбине, идущей с северо-запада на юго-восток, т. е. в направлении падения косої слоистости руд и рудовмещающих пород. К юго-западу и к северо-востоку от обнажения в русле оврага развиты глины чеганской свиты, слагающие пункты значительно более высокие. К юго-востоку залежь сильно размыта, но прослеживается по водораздельчикам между правобережными промоинами оврага Западный Туранглы на несколько сотен метров, причем железные руды и плотные железистые песчаники в этом направлении постепенно замещаются рыхлыми ожелезненными песками. К северо-западу же от обнажения рудная пачка уходит под водораздел, сложенный глинами чиликтинской свиты, и не прослежена.

**В.** Рудная залежь слагает вершину мыса Туранглы, вдающегося с севера в залив Паскевича. Рудная пачка лежит здесь прямо на глинах чеганской свиты и состоит из сильно песчанистой оолитовой гидрогетитовой руды с двумя горизонтальными прослоями плотного железистого песчаника, мощностью 0,70 и 0,20 м. Общая мощность рудной пачки 3,60 м. Анализ двух штучных образцов взятой из нее руды дали 37,38 и 42,58%  $Fe_2O_3$ . Залежь имеет, по-видимому, значительное протяжение, поскольку выходы руды прослеживаются с небольшими перерывами на 4 км к северо-западу от мыса, образуя бровку крутого склона к расположенной западнее глубокой долине.

Руды мыса Туранглы имеют горизонтальную слоистость и залегают гипсометрически значительно выше, чем руды других точек на северном берегу залива Паскевича. Не исключена возможность, что они относятся не к кутанбулакской свите, а к более высокому по разрезу рудоносным слоям джаксыкльчской свиты.

**Г.** Прилегающее к берегам залива Паскевича высокое плато Туранглы ограничено на северо-западе глубокой и широкой долиной оврага Атабай (см. рис. 20).

Вдоль края плато, обращенного к этому оврагу, в нескольких местах среди песчано-алевритовых отложений основания кутанбулакской свиты встречаются небольшие линзы песчанистой оолитовой руды или прослой железистых песчаников, содержащих многочисленные гидрогетитовые оолиты. Они особенно многочисленны в 6 км к северо-западу от мыса Туранглы, где край плато образует прямоугольный изгиб, обращенный в сторону моря. Состав пород, по данным анализа штуча: 30,81%  $Fe_2O_3$ , 44,41%  $SiO_2$ , 3,40%  $Al_2O_3 + TiO_2$  и 1,68%  $P_2O_5$ .

**Д.** На крайнем юго-западном конце плато Туранглы отложения тургайской серии снова подходят к заливу Паскевича и образуют бровку невысоких в этом месте (30—40 м) береговых обрывов. Прямо над глинами чеганской свиты в этом месте расположен пласт массивной песчанистой оолитовой руды, мощностью до 2 м. Глыбы этой руды лежат на узкой полоске пляжа и выступают из воды залива. Прослеживая пласт руды по простиранию, легко заметить, что содержание в ней песка на коротких расстояниях меняется. Местами руда переходит в песчаник с оолитами. Анализ штучного образца дал 35,88%  $Fe_2O_3$ , 43,64%  $SiO_2$ , 4,27%  $Al_2O_3 + TiO_2$  и 1,20%  $P_2O_5$ .

**Е.** На северном склоне плато Туранглы, недалеко от ограничивающего его здесь оврага Джидели, против колодца Ак-мурун, в русле этого оврага в 1949 г. П. П. Сударевым и Д. Н. Архангельским были обнаружены россыпи железистых песчаников с оолитами. Координаты этого места

60°17'30" в. д. и 46°46'43" с. ш. Пройденные здесь поисковые шурфы обнаружили пласт песчанистой оолитовой руды, мощностью около 1,20 м, ниже которого залегает очень твердый железистый алевролит. Другие шурфы и скважины, заданные выше по склону, обнаружили, что в толще развитых здесь песков и песчанистых глин кутанбулакской свиты выше основного рудного пласта имеется еще несколько прослоев песчанистой оолитовой руды, мощностью от 10 до 20 см. Семь анализов коротких бороздковых проб говорят о том, что руды этой точки содержат от 20,65 до 34,35% железа в форме гидрогетита, от 0,65 до 1,95%  $P_2O_5$  и от 0,14 до 0,31% серы. В связи с низким качеством руды площадь ее распространения не выяснялась.

**Ж.** Далеко к северо-востоку от плато Туранглы и берегов залива Паскевича железные руды встречены на южном конце возвышенностей, которые тянутся западнее песков Малые Барсуки. В склонах этих возвышенностей к проходящему западнее оврагу Жаман-Шнели на протяжении 5 км обнажаются песчано-глинистые породы кутанбулакской свиты, в кровле которых залегает мощная рудная серия, состоящая из переслаивания пачек железистого песчаника и пачек руды. Общая мощность рудной серии, по Д. Н. Архангельскому, достигает 20—25 м. Мощность верхней рудной пачки 7—10 м, средней 5—6 м и нижней 3—3,5 м. Мощность разделяющих пачек железистого песчаника 2—3 м. Руда преимущественно оолитовая, в отдельных прослоях конгломератовая, более или менее песчанистая. Анализ бороздковых проб верхней пачки показал, что она содержит от 38,16 до 49,19% железа, от 17,97 до 24,25% нерастворимого остатка и от 0,87 до 1,51%  $P_2O_5$ .

Несомненно, что по масштабам рудопроявлений и качеству руды выход в склоне оврага Жаман-Шнели является самым интересным на территории южной части Тугузской синклинали. Он заслуживает дальнейшего изучения, а может быть, и проведения разведочных работ.

Следует заметить, что отложения тургайской серии, развитые на юге Тугузской синклинали, хорошо обнажены только в пределах плато Туранглы. К северу же от балки Джидели они слагают слабо расчлененные возвышенности с довольно пологими склонами.

При организации здесь специальных поисковых работ, несомненно, будут обнаружены новые рудопроявления, а может быть, и промышленные месторождения железных руд.

## 9. МЕСТОРОЖДЕНИЕ КОК-БУЛАК

### Географическое положение и орогидрография

Месторождение Кок-булак вытянуто субмеридиональной полосой приблизительно на середине расстояния между песками Большие Барсуки и песками Малые Барсуки. Его северный конец расположен в 60 км прямо к югу от ст. Коп-мулла Оренбургской ж. д. Южный конец месторождения расположен всего в 20 км к северу от северо-западного угла залива Паскевича на Аральском море. Почти все месторождение находится на территории Челкарского района Актюбинской обл. и только его южный конец — на территории Аральского района Кызылординской обл. Месторождение лежит в пределах листов международной нарезки L-40—36, L-40—48 и L-41—37.

Площадь месторождения пересекается глубокими левобережными саями системы громадного, сухого летом оврага Саранжилды, впадающего в северо-западный угол залива Паскевича. В связи с этим территория его довольно заметно расчленена и разница абсолютных отметок в его пределах достигает 180 м.

Рельеф северной части месторождения носит характер равнины, над которой поднимаются невысокие столовые останцы с плоскими вершинами и пологими, большей частью задернованными склонами. Между этими останцами в наиболее пониженных частях равнины расположены бессточные впадины. Весной и в начале лета они представляют собой мелкие и мутные пресноводные озера, а позднее — такыры. Около этих впадин имеются следы старых оросительных каналов и поливных участков посева. Отметки дна впадин около 200 м, отметки возвышенностей в этой части месторождения 240—250 м. Хороших обнажений здесь нет. Коренные породы выходят на поверхность лишь в верхней части склонов столовых останцов и кое-где ниже по склонам, в глубоких промоинах.

Центральная часть месторождения рассечена широтным оврагом Кокбулак, в долине которого отметки снижаются до 145—155 м, и рядом более коротких крутосклонных оврагов, впадающих в него с севера. Из этих оврагов особенно интересен овраг Тас-сай, протяжением около 5 км. По нему и по его отвершкам можно наблюдать почти непрерывные обнажения железных руд и рудовмещающих пород. Хорошие обнажения коренных пород есть и по соседним оврагам. Немного выше впадения оврага Тас-сай в русло оврага Кокбулак имеется источник солоноватой воды, вокруг которого до начала разведочных работ были большие заросли камыша. Этому месту население ближайших аулов дало название «Кокбулак» (Зеленый родник). Ниже источника по руслу оврага имеются лужи солоноватой воды, не пересыхающие до конца лета. Неглубокие шурфы вскрывают по руслу оврага Тас-сай совершенно пресную воду в сыпучих разностях руды и в древнем аллювии этого оврага.

К югу от оврага Кокбулак начинается постепенный подъем рельефа, приводящий на обширное столовое плато Тогузкен, ограниченное обрывами и крутыми склонами, высотой до 100 м, с западной, южной и восточной стороны. Большая часть этого плато занята рудной залежью Южного участка месторождения Кокбулак. Обрывы южной части плато дают большое количество обнажений этой залежи. Отметки поверхности плато в его более высокой южной половине колеблются от 270 до 320 м. Пункт с триангуляционной пирамидой над его южным обрывом имеет отметку 321,5 м. Это высшая точка месторождения Кокбулак. В нескольких местах края плато Тогузкен рассечены глубокими оврагами, нередко имеющими характер каньонов с плоским дном и с очень крутыми склонами. Наиболее значительный из них овраг Алты-Казан пересекает западный край плато в 6 км южнее русла оврага Кокбулак. По Алты-Казану имеются хорошие разрезы железных руд и других пород различных свит тургайской серии.

#### Общие черты геологического строения месторождения и выделение его участков

Почти до конца разведочных работ для района месторождения Кокбулак существовала лишь мелкомасштабная топографическая основа, к тому же очень неточная. На этой основе нельзя было расчленить близкие по литологическому составу отложения различных свит тургайской серии и потому многие вопросы геологии месторождения долго оставались неясными. С первых же лет разведки началась детальная топографическая съемка отдельных небольших его участков, однако эти участки не были связаны между собою и их картирование также не давало ясной картины геологического строения месторождения.

Лишь в последние годы разведки была произведена сплошная, довольно детальная съемка территории месторождения. Разведчики почему-то

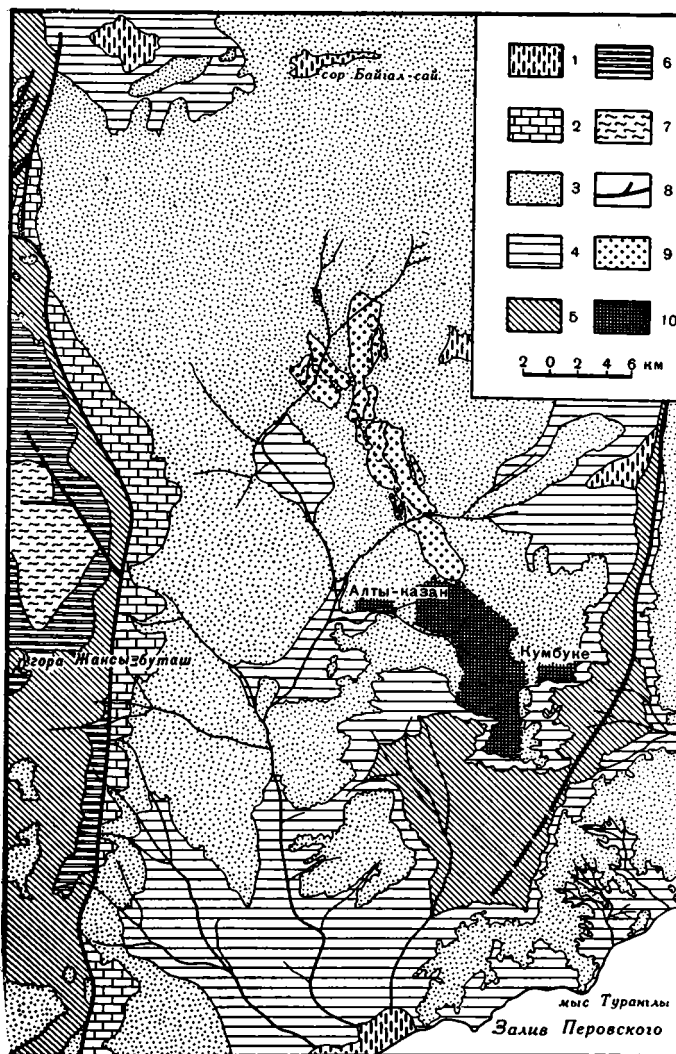


Рис. 21. Схематическая геологическая карта района месторождения Кок-булак.

1 — четвертичные отложения такыров, соров и морских террас; 2 — аральская свита; 3 — тургайская серия; 4 — чеганская свита; 5 — саксаульская свита; 6 — тасаранская свита; 7 — меловые отложения; 8 — разломы; 9 — наклонные линзы железных руд кутанбулакского возраста (Северный и Центральный участки месторождения); 10 — рудная залежь джансыклычского возраста (Южный участок месторождения)

совершенно не воспользовались этой съемкой и в отчетах о разведке месторождения Кок-булак отсутствуют какие-либо карты, построенные на ее основе. Я, напротив, широко воспользовалась ею, составила на ее основе геологическую карту месторождения (см. рис. 22) и другие карты, упоминаемые ниже.

Геологическое картирование района месторождения на детальной топографической основе позволило выяснить его стратиграфию, структуру, соотношение залежей разных его участков, форму залегания рудных тел, соотношение их с рудовмещающими породами и решить многие

другие вопросы, без которых представления о геологии месторождения нельзя было считать полными.

Общее геологическое положение месторождения видно на рис. 21, который представляет собой выкопировку из геологической карты Северного Приаралья составленной Р. Г. Гарецким и А. Л. Яншиным по материалам предшествующих съемок и собственным наблюдениям, а контуры рудных линз и площадей я нанесла на нее с крупномасштабных планов. На карте видно, что полоса рудных тел месторождения Кок-булак лежит в пространстве между двумя меридиональными антиклиналями: Тасаранской на востоке и Джаксыбуташской на западе. Каждая из этих антиклиналей рассечена продольным разломом типа взброса с опущенным восточным крылом. В своде Тасаранской антиклинали на севере выходят глины самой нижней тасаранской свиты морского палеогена, а южнее, в связи с погружением ее оси, — пески следующей кверху саксаульской свиты (верхи эоцена). В ядре Джаксыбуташской брахиантиклинали в 1954 г. Р. Г. Гарецким обнаружены выходы континентальных меловых отложений. Они окружены широким полем глин тасаранской свиты, которые к югу погружаются под саксаульские пески.

Пространство между сводами обеих антиклиналей представляет собой Джиланскую синклинали. В понижениях рельефа этой синклинали на больших или меньших пространствах выходят серо-зеленые глины наиболее молодой чеганской свиты морского палеогена, а все водоразделы в ее пределах заняты отложениями различных свит тургайской серии. На мелкомасштабной карте отдельные свиты этой серии не могут быть выделены. Тургайская серия залегает на глубоко размывтой древними эрозионными процессами поверхности глин чеганской свиты. В связи с этим контакт их на близких участках проходит на резко различных гипсометрических уровнях, и овраг Саранжилды, например, на своем протяжении несколько раз то входит в глины чеганской свиты, то пересекает площади развития тургайской серии.

Более молодые, чем тургайская серия, глинисто-мергельные отложения аральской свиты нижнего миоцена сохранились только небольшими полосками в опущенном крыле разлома, ограничивающего на востоке Джаксыбуташскую антиклиналь.

Как хорошо видно на рис. 21, рудные тела месторождения Кок-булак лежат не в осевой зоне Джиланской синклинали, а протягиваются полосой близкого к меридиональному направления вдоль ее восточного крыла. Своим южным концом эта полоса почти выходит на сводовую часть Тасаранской антиклинали, расположенной восточнее.

На детальной геологической карте месторождения Кок-булак (рис. 22) можно видеть, что в его строении принимают участие отложения чеганской свиты морского палеогена и всех четырех свит тургайской серии.

Отложения чеганской свиты представляют собой ложе железорудных слоев месторождения. Как будет видно ниже, конфигурация их поверхности влияет на распределение мощностей рудных линз, а размыв пород чеганской свиты дал материал для образования некоторых слоев рудоносной толщи. Отложения этой свиты выходят на поверхность в обрывах, ограничивающих южную часть месторождения, в понижении рельефа на западе Северного участка и в небольшой эрозионной промоине на крайнем севере месторождения.

Кроме того, они вскрыты большинством из 1100 пройденных на месторождении разведочных скважин. Повсеместно это зеленовато-серые довольно плотные сланцеватые монтмориллонитовые глины, гипсоносные на поверхности и пиритосные в керне скважин. Они содержат то одиночные, то расположенные рядами септариевые конкреции анкерита или

светлого мергеля, содержащего незначительное количество  $\text{FeCO}_3$ . Длинный плоский диаметр этих конкреций достигает 0,5 м. На склонах, сложенных глинами чеганской свиты, конкрециям соответствуют россыпи крупной угловатой щебенки ожелезненного мергеля и шестоватых кристаллов кальцита из септ. Минералогический и химический состав глин чеганской свиты описаны в главе IX.

В обрывах, ограничивающих южную часть месторождения Кок-булак, в нижних 25—30 м глин чеганской свиты встречена несколько необычная для этой свиты фауна мелких, хорошо сохранившихся раковин ладьногих и гастропод, среди которых, по сборам П. П. Сударева и нашим, Н. К. Овечкин определил: *Dentalium* cf. *trautscholdi* K o s n., *D.* aff. *striatum* S o w., *Ancilla morri* L u k., *Drillia aralica* L u k., *Pleurotoma selysii* K o n., *Dolichotoma* cf. *turbida* S o l., *Conomitra vincenti* C o s s m. var. *lukwitschi* A l e x., *Clavatula* cf. *semilaevis* P h i l l., *Fusus crassisculptus* В е у г. и *Drillia longa* L u k. var. n.

Подшоша чеганской свиты в пределах месторождения видна только в тех обрывах на юге, где из нее собиралась указанная фауна. В основании свиты здесь проходит слой редких песчанистых желваков фосфорита коричневатого-серого цвета, ниже которых залегают зеленовато-серые глинистые алевролиты саксаульской свиты. Полная мощность чеганской свиты достигает здесь 70 м. В соседних разрезах она резко сокращается за счет образования в ее поверхности глубоких эрозийных врезов, выполненных осадками нижних свит тургайской серии. Однако до подошвы чеганской свиты, т. е. до глинистых алевролитов и песков саксаульской свиты, эти врезы в пределах месторождения не доходят нигде. В подошве тургайской серии везде лежат глины чеганской свиты. Ни одна из выработок, пройденных на месторождении, не пересекла эту свиту до ее основания. Поэтому сведения о мощности чеганской свиты и глубине залегания ее подошвы в центральных и северных частях месторождения отсутствуют.

На глубоко размытой поверхности глин чеганской свиты залегает тургайская серия осадков среднего и верхнего олигоцена, слагающая почти всю площадь месторождения. До получения детальных топографических карт считалось, что здесь развита лишь самая нижняя, кутанбулакская свита этой серии, что и нашло свое отражение в ряде разведочных отчетов. Лишь детальное картирование позволило выяснить ошибочность этой точки зрения.

Уже при картировании Северного и Центрального участков месторождения оказалось, что существующие здесь невысокие столовые останцы и возвышенности сложены иными породами, чем расположенные между ними более пониженные участки. Вершины возвышенностей здесь неизменно покрыты разнозернистыми ожелезненными полимиктовыми песками, содержащими полуокатанную гальку и совсем угловатую щебенку различных мугоджарских пород. Эти пески часто цементируются в плиты грубых железистых песчаников, образующих бровку плоских вершин столовых останцов.

Под ними в склонах возвышенностей почти везде прослеживается небольшая по мощности пачка коричневатых или шоколадных плитчатых горизонтально-слоистых глин, с отдельными, также горизонтальными прослоями светлых мелкозернистых песков и алевролитов. Эта пачка плохо обнажена, но вскрыта многочисленными выработками. По резкой границе размыва она налегает на косо наложенные глинисто-алевритовые породы, которым подчинены железные руды.

Таким образом, уже в северной и центральной частях месторождения Кок-булак прослеживается трехчленное деление тургайской серии, причем две верхние ее пачки обнаруживают полное сходство с чаграй-

ской и чиликтинской свитами в соседних районах их наиболее ясного типичного развития. Наличие в разрезе Кок-булака нескольких свит тургайской серии не было обнаружено сразу из-за малой мощности и плохой обнаженности характерных полосчатых шоколадных глин чиликтинской свиты.

При подъеме по южному склону долины ручья Кок-булак можно наблюдать, как развитые в самой долине мощные линзы рыхлых оолитовых руд кутанбулакской свиты скрываются под безрудными светлыми алевритами и алевритовыми глинами той же свиты. Близ бровки склона эти безрудные породы перекрываются горизонтальной пачкой шоколадных глин чиликтинской свиты, а близ кровли последней появляются прослой песчанистой оолитовой руды нового, более высокого рудного горизонта, с размывом перекрытого грубыми железистыми песками и галечниками чаграйской свиты. Это хорошо видно, например, у высоты с отметкой 212 м в 500 м к востоку от дороги, идущей из Кок-булака в рыбацый поселок Сарбасат.

Таким образом, на юге месторождения появляется новый, стратиграфически более высокий рудоносный горизонт, неизвестный на севере, вклинивающийся между породами чиликтинской и чаграйской свит. В районе упомянутой высоты с отметкой 212 м и несколько южнее ее, судя по буровым скважинам, существуют оба рудоносных горизонта: и этот, и более низкий, кутанбулакский. Далее к югу кутанбулакские и чиликтинские слои выклиниваются, прислоняясь к склону подземной возвышенности из глин морского палеогена, а верхний рудоносный горизонт, увеличиваясь в мощности, переходит непосредственно на чеганскую свиту.

Его взаимоотношение с различными свитами тургайской серии можно хорошо изучить в западных обрывах плато Тогузкен. Об этом уже говорилось в IV главе. В этих обрывах видно, что рудоносный горизонт южного конца месторождения Кок-булак местами залегает прямо на выровненной поверхности глин чеганской свиты, а местами под ним наблюдаются глубоко врезанные в морской палеоген древние эрозийные впадины, выполненные отложениями то кутанбулакской свиты, то чиликтинской свиты (рис. 5). В северо-западной части обрывов можно видеть, как сам рудоносный горизонт по простиранию замещается глинами, неотличимыми от нижележащих глин чиликтинской свиты. На всем протяжении обрывов рудоносный горизонт кроется непосредственно грубыми железистыми песчаниками чаграйской свиты.

К тем же выводам относительно стратиграфического положения рудоносного горизонта юга месторождения Кок-булак приводит и изучение разрезов выработок, пройденных на плато Тогузкен. Этот горизонт залегает здесь либо прямо на поверхности, либо под железистыми песками чаграйской свиты. Шоколадные глины типа чиликтинских над ним не были встречены ни одной из выработок. Под рудоносным горизонтом выработки входят или в шоколадные глины чиликтинской свиты, или в белые алевритовые глины кутанбулакской свиты, или же прямо в серозеленые глины чеганской свиты морского палеогена.

Следовательно, рудоносный горизонт юга месторождения Кок-булак лежит с размывом на породах чиликтинской свиты и более древних, а сам с размывом кроется чаграйской свитой. Это определяет необходимость его отнесения к джаксыклычской свите. Такое заключение подтверждается и описанными ниже литологическими особенностями горизонта, позволяющими говорить о его отложении в прибрежной части какого-то обширного водного бассейна озерного типа. Наконец, переход рудоносного горизонта к северо-западу в глины чиликтинского типа также свидетельствует в пользу его джаксыклычского возраста, потому что

именно такими должны быть взаимоотношения между породами чилик-тинской и джаксыккычской свит.

Таким образом, месторождение Кок-булак представляет собой, собственно говоря, два месторождения, с рудами разного возраста, генезиса и качества. Территориально они обособлены и лишь в районе бровки левого склона ручья Кок-булак на очень незначительной площади перекрываются между собой.

В связи с этим можно было бы руды южной части территории Кок-булака выделить как месторождение с особым названием — Тогузкен. Однако в разведочных отчетах площадь распространения руд джаксыккычского возраста, на плато Тогузкен, называется Южным участком месторождения Кок-булак. Мы сохраняем это название, чтобы не было расхождений с разведочными отчетами, но северную границу участка проводим иначе, чем ее проводили геологи-разведчики. Они Южным участком называли всю обширную площадь, лежащую к югу от детально разведанного участка в долине ручья Кок-булак и пересеченную поисковыми линиями выработок через 2 км. Фактически в северном конце этой площади выработками вскрыты еще руды кутанбулакского возраста (вся линия 15 и скважины 132, 133, 134, 135 и 137 на линии 16). Лишь крайние западные скважины линии 16 (138 и 143), а также выработки следующей к югу линии 17 вскрыли рудоносный горизонт джаксыккычского возраста. Мы проводим северную границу Южного участка по контуру распространения этого горизонта, т. е. исключая из него перечисленные выработки линии 16 и выработки линии 15, вскрывшие кутанбулакские руды.

Рудоносная территория, лежащая к северу от Южного участка, довольно условно делится на Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак. Границу между ними можно проводить по широте  $47^{\circ}$ , которая совпадает с зоной некоторого поднятия слоев и слабой рудоносности. К северу и к югу от этой границы расположены синклинали впадины, к которым приурочены мощные линзы высококачественной руды. Эти площади были разведаны более детально и являются естественными центрами Северного и Центрального участков месторождения.

Геологическое строение обоих этих участков, а также условия образования и характерные особенности руды в их пределах одинаковы. Поэтому описывать их можно совместно, противопоставляя их резко отличному во всех отношениях Южному участку месторождения Кок-булак.

### **Палеорельеф кровли глин морского палеогена и структура месторождения**

На месторождении Кок-булак большинство выработок пересекало до подошвы отложения тургайской серии и входило в глины чеганской свиты морского палеогена. Абсолютные отметки кровли этих глин на коротких расстояниях резко менялись. Было очевидно, что поверхность их не горизонтальна, но имеет сложный, расчлененный рельеф. Встал вопрос о природе этого рельефа, которая должна была характеризовать палеогеографическую обстановку эпохи, непосредственно предшествовавшей началу отложения железорудных толщ, а также о влиянии этого рельефа на размещение, мощность и качество железорудных залежей и линз.

На месторождении Кок-булак, благодаря его большой площади, большому количеству выработок и их значительной глубине, оказалось возможным произвести такие работы по выяснению связи палеорельефа с железонакоплением, которые по разным причинам были невозможны для других месторождений Северного Приаралья.

Прежде всего мы составили карту существующего сейчас рельефа кровли глин чеганской свиты для всей площади месторождения. Для ее



составления мы нанесли на топографическую основу все пробуренные на месторождении скважины (шурфы, как выработки относительно мелкие, не наносились) и проставили около этих скважин абсолютные отметки пересечения ими кровли глин чеганской свиты. Кроме того, в тех местах, где чеганские глины выходят на поверхность, мы измерили высоту залегания их кровли по отношению к ближайшим высотам или бровкам обрывов и получившиеся цифры также нанесли на карту. Выработки, не дошедшие до чеганской свиты, также были нанесены на карту и использованы. Для них указывалась глубина забоя со знаком «меньше». Это значило, что отметка кровли морского палеогена здесь должна быть меньше величины, указанной при номере данной скважины.

Далее мы, пользуясь обычными в таких случаях методами, провели горизонтали подземного рельефа кровли глин чеганской свиты с сечением через 10 м. Более частое сечение для выбранного масштаба карты казалось чересчур мелким и к тому же недостаточно достоверным.

На получившейся карте виден на всех участках Кок-булака погребенный рельеф эрозионного типа, с превышением возвышенностей над соседними долинами до 190 м. Однако несомненно, что первоначальный рельеф кровли чеганских глин в какой-то мере искажен последующими тектоническими движениями. Это видно хотя бы по ясно выраженной в рельефе флекуре на Южном участке месторождения и вообще по тому, что Южный участок, ближайший к своду Тасаранской антиклинали, имеет гораздо более высокие отметки кровли морского палеогена, чем Центральный и Северный участки.

Для выяснения характера первоначального рельефа поверхности чеганской свиты мы стали искать возможность снять влияние послерудной тектоники и с этой целью попытались составить структурную карту для площади месторождения Кок-булак.

Идеальной для этой цели была бы первично горизонтальная граница чеганской и саксаульской свит морского палеогена, но она, как мы указывали выше, почти нигде на месторождении не вскрыта. Поиски подходящего опорного горизонта выяснили, что для данной территории в качестве такового вполне может быть принята нижняя граница чаграйской свиты верхнего олигоцена. Несмотря на континентальное происхождение, первичное залегание ее было очень близко к горизонтальному, что можно видеть во многих хороших разрезах соседних районов, в частности на северном берегу залива Перовского.

Чаграйские отложения в пределах Кок-булакского месторождения сохранились многочисленными пятнами на вершинах возвышенностей, а на Южном участке слагают даже значительные площади. Для проверки возможности составления по их подошве структурной карты, на топографическую основу были нанесены все пятна отложений чаграйской свиты и по их периферии были выписаны все более или менее точно установленные отметки их контакта с подстилающими породами.

Выработками в данном случае пользоваться не пришлось, так как в описаниях скважин все нерудные породы документированы одинаково и определить по ним точно нижнюю границу чаграйской свиты невозможно.

Когда на основании нанесенных на карту абсолютных отметок подошвы чаграйской свиты были проведены стратоизогипсы подошвы этой свиты с сечением через 5 м, то оказалось, что эти стратоизогипсы обрисовывают очень четкую, довольно сложную и несомненно тектоническую структуру (рис. 23). Северный и Центральный участки соответствуют двум небольшим открытым на юго-запад синклиналям, которые разделены широким носом, погружающимся также к юго-западу. Южный участок представляет собой плавно поднимающуюся к юго-юго-востоку моноклираль, осложненную четкой флекурой в районе 19-й поисковой линии. Общий

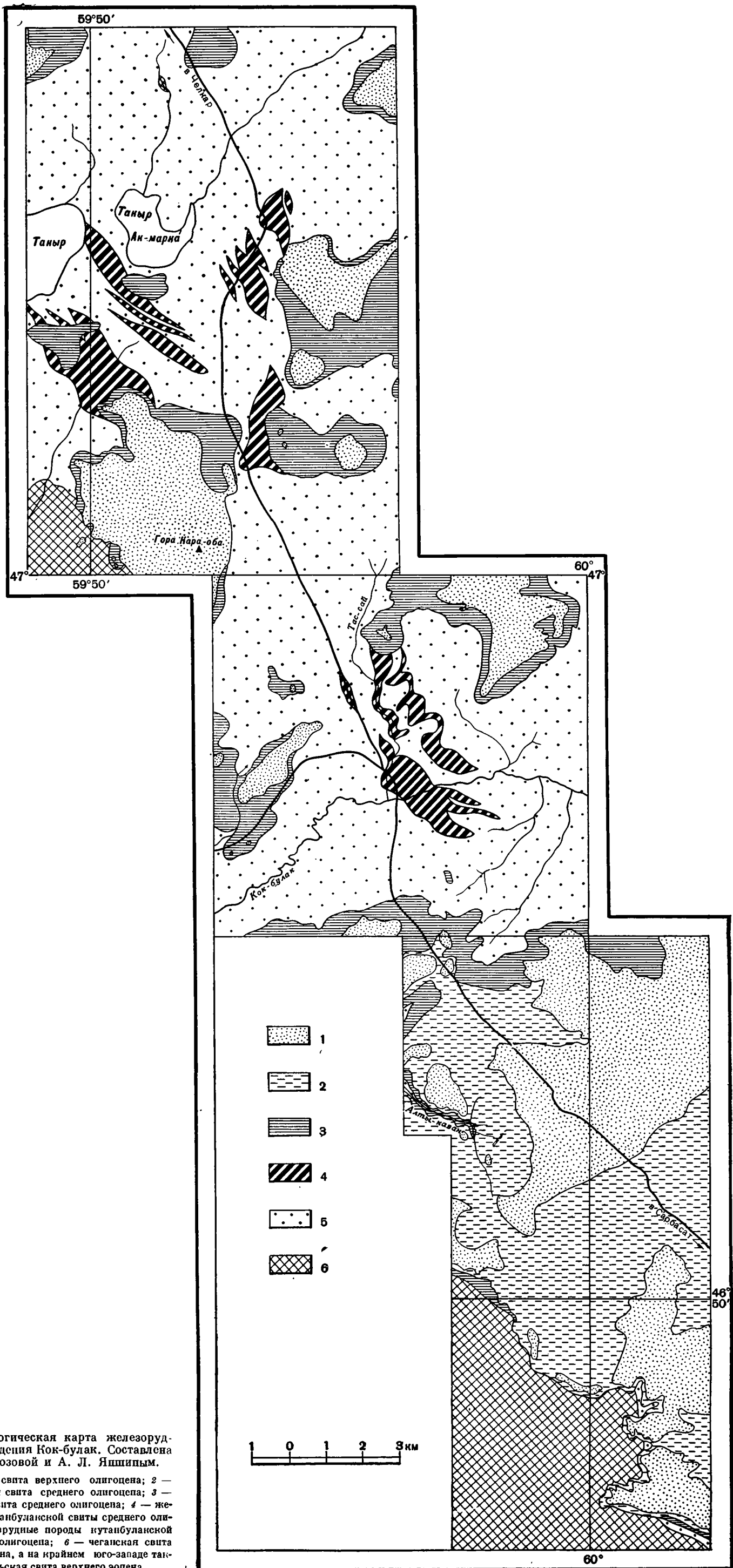


Рис. 22. Геологическая карта железорудного месторождения Кок-булак. Составлена Л. П. Формозовой и А. Л. Яншиным.

1 — чаграйская свита верхнего олигоцена; 2 — джансыклинская свита среднего олигоцена; 3 — чилинтинская свита среднего олигоцена; 4 — железная руда кутанбуланской свиты среднего олигоцена; 5 — безрудные породы кутанбуланской свиты среднего олигоцена; 6 — чеганская свита нижнего олигоцена, а на крайнем юго-западе также саксаульская свита верхнего эоцена

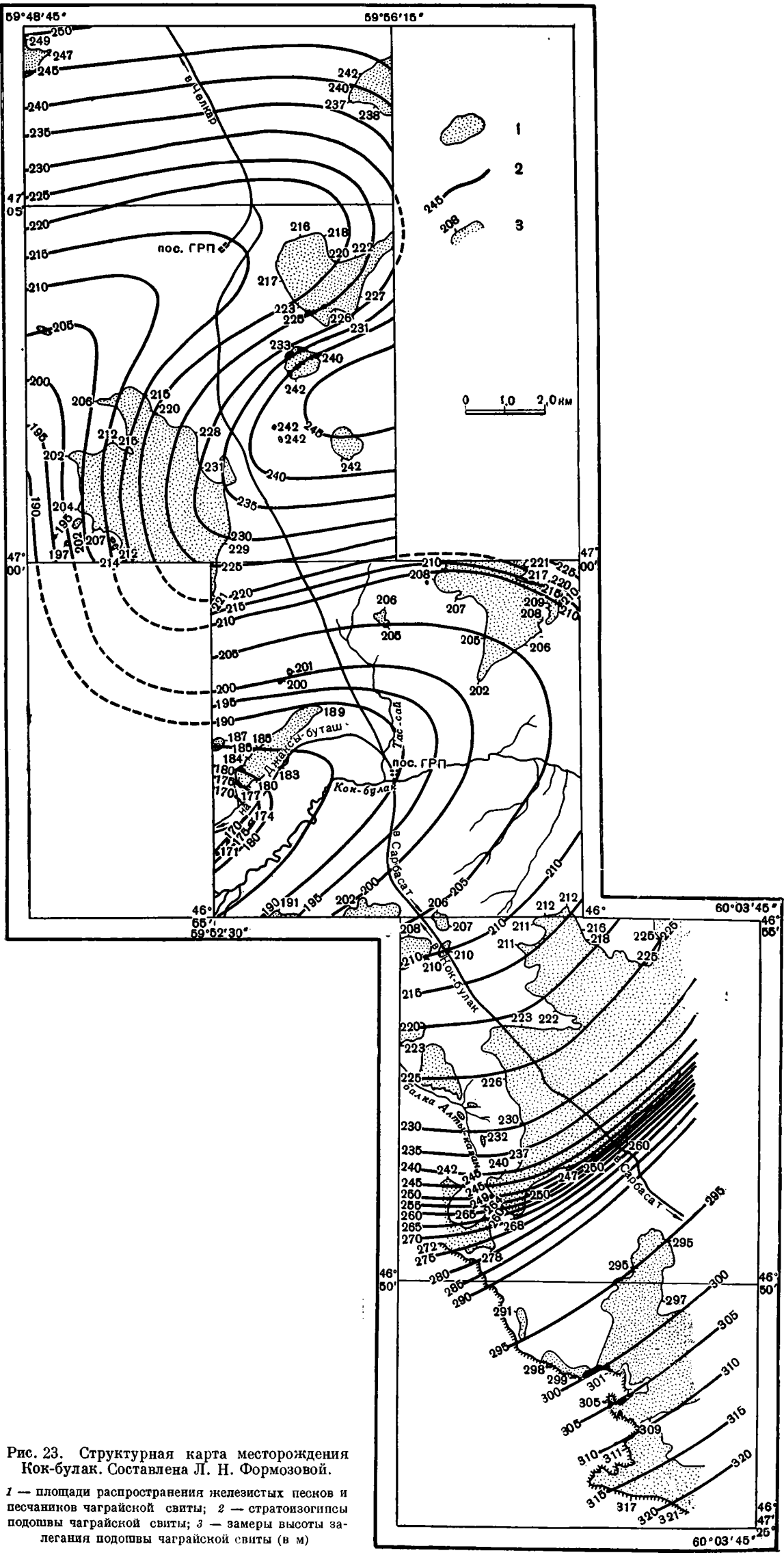


Рис. 23. Структурная карта месторождения Кок-булак. Составлена Л. Н. Формозовой.

1 — площади распространения железистых песков и песчаников чаграйской свиты; 2 — стратозонгипсы подошвы чаграйской свиты; 3 — замеры высоты залегания подошвы чаграйской свиты (в м)

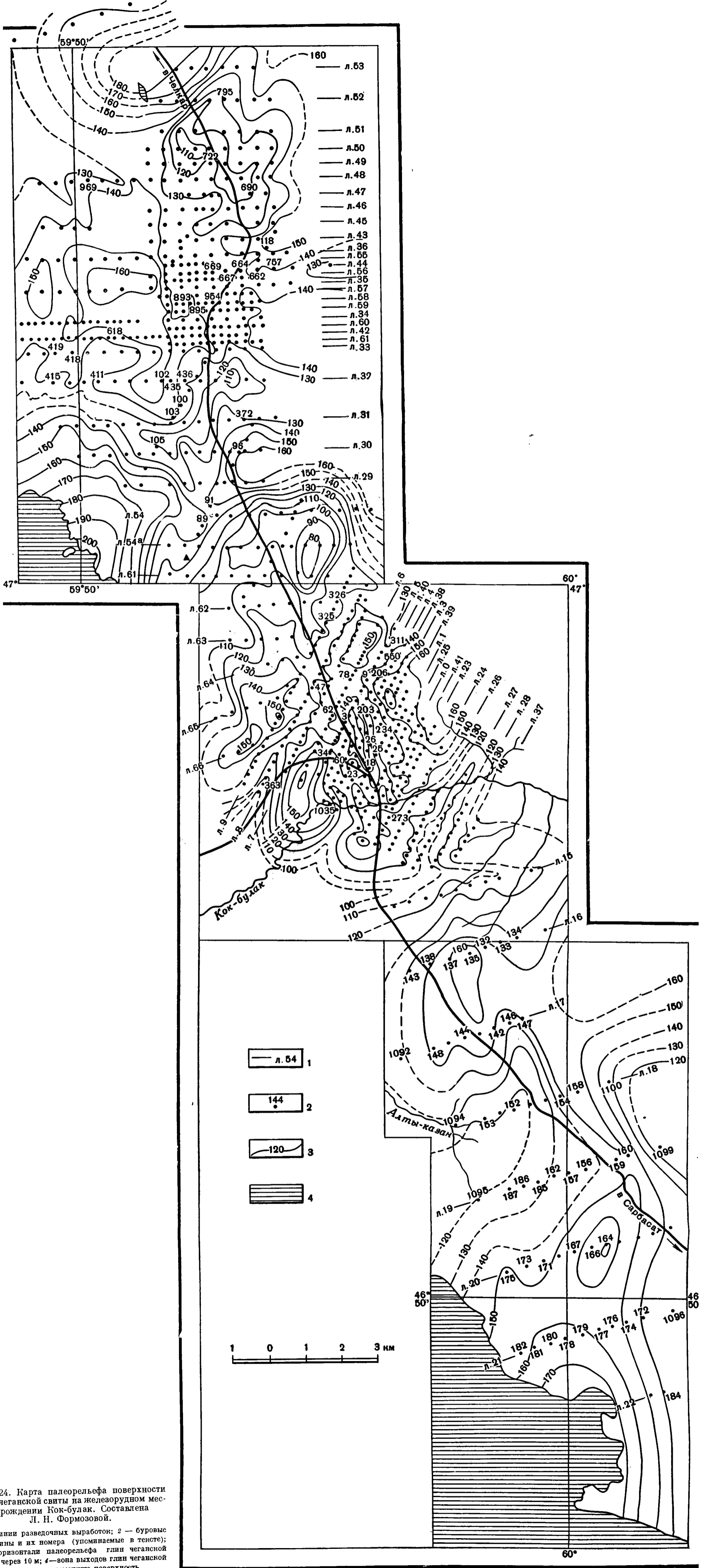


Рис. 24. Карта палеорельефа поверхности глин чеганской свиты на железорудном месторождении Кок-булак. Составлена Л. Н. Формозовой.

1 — линии разведочных выработок; 2 — буровые скважины и их номера (упоминаемые в тексте); 3 — горизонталы палеорельефа глин чеганской свиты через 10 м; 4 — зона выходов глин чеганской свиты на современную поверхность

размах тектонических смещений подошвы чаграйской свиты в пределах месторождения Кок-булак достигает 150 м (от абсолютной отметки +170 м до абсолютной отметки +320 м).

Получив таким образом структурную карту месторождения Кок-булак для стратиграфического горизонта, близкого по возрасту железорудным отложениям, мы использовали ее для превращения карты современного рельефа кровли глин чеганской свиты в карту палеорельефа. С этой целью карта выработок была наложена на структурную карту и отметки кровли чеганской свиты в каждой скважине были приведены к условно выбранной стратоизогипсе +200 м.

Если эти скважины лежали на структурной карте ниже стратоизогипсы +200 м, то к отметке в них кровли чеганской свиты добавлялось такое количество метров, которое отделяло их от этой стратоизогипсы. Если же они лежали в структурно приподнятых участках, то отметка кровли чеганской свиты в них снижалась на соответствующее количество метров.

Так же были пересчитаны отметки выходов кровли чеганской свиты в обнажениях и забоев скважин, не дошедших до чеганской свиты.

Таким образом были получены данные об относительных глубинах залегания чеганской свиты, которые должны были существовать, если залегание подошвы чаграйской свиты принять за горизонтальное. По этим данным была построена новая гипсометрическая карта (рис. 24). Со значительным основанием она может быть названа картой палеорельефа кровли морского палеогена, существовавшего к началу отложения железорудных слоев кутанбулакской свиты. Конечно, предположение о строго горизонтальном залегании подошвы чаграйской свиты — это тоже условность. В действительности таким оно быть не могло. Однако оно было сравнительно близким к горизонтальному и потому полученную карту можно рассматривать как максимальное приближение к карте действительно существовавшего древнего рельефа кровли чеганской свиты. На ней исключено влияние последующих тектонических движений и поэтому многие черты древнего рельефа выглядят несколько иначе, чем на карте современного ископаемого рельефа кровли морского палеогена. В частности, Южный участок не приподнят по отношению к Центральному и Северному. На Южном участке исчез флексуобразный перегиб слоев в районе 19-й поисковой линии. Общая амплитуда колебания отметок рельефа кровли морского палеогена в пределах месторождения сократилась с 190 до 120 м. Вершины древних возвышенностей, так же как и днища древних долин, в пределах всего месторождения оказались лежащими примерно на одинаковых уровнях. Последнее обстоятельство косвенно свидетельствует о правильности составленной карты палеорельефа.

Изображенный на карте древний рельеф, несомненно, носит эрозионный характер. Древние долинки, рассекающие площадь месторождения, направлены с востока на запад или с северо-востока на юго-запад. О влиянии древних форм рельефа на мощности железорудных линз и качество в них руды сказано ниже.

#### Условия залегания руд и строение рудной серии на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак

Уже при самом беглом осмотре обнажений по оврагу Тас-сай и его отвершкам бросается в глаза главная отличительная особенность кутанбулакской свиты в пределах Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак — наклонное залегание всех слоев. Контакты между рудой и палево-желтыми безрудными алевроитовыми глинами,

вскрытые в обнажениях, быстро погружаются в юго-западном направлении. Параллельно этим контактам наклонены все слои внутри безрудных пачек и границы между рудами различного типа. На склонах по обе стороны нижнего течения оврага Тас-сай хорошо прослеживаются гребешки, соответствующие головам наклонных прослоек железистого песчаника в алевритах и алевритовых глинах.

Поднимаясь по оврагу Тас-сай, мы, вследствие наклона слоев, пересекаем сначала одну железорудную пачку, потом выходящую из-под нее пачку безрудных пород, потом вторую рудную пачку, а по левобережным отвершкам этого оврага можно видеть еще одну безрудную и одну рудную пачку. Словом, после осмотра оврага Тас-сай и его окрестностей, создается впечатление, что породы кутанбулакской свиты здесь интенсивно дислоцированы и слагают северо-восточное крыло довольно крутой синклинали.

Однако геологическое картирование и бурение показали, что тектоника здесь ни при чем, что слои, более древние и более молодые, чем кутанбулакская свита, залегают почти горизонтально и что наклоны, наблюдаемые в рудных пачках и безрудных слоях оврага Тас-сай, являются первичными, седиментационными.

Разведочные работы, проведенные на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак, показали, что для всей территории этих участков характерна наклонная наслоенность всех пород кутанбулакской свиты, образующих здесь как бы серию гигантских чешуй, нижние концы которых упираются в размытую поверхность глин чеганской свиты, а верхние уходят в воздух или (на возвышенностях) срезаются горизонтальной подошвой глин чиликтинской свиты.

Железные руды слагают некоторые из этих «чешуй», т. е., в противоположность всем остальным месторождениям Северного Приаралья, залегают здесь не вытянутыми лентами, а мощными наклонными линзами в толще безрудных алевритов и алевритовых глин.

Это хорошо видно на геологической карте месторождения (рис. 22). Выходы на поверхность железных руд представляют собой полосы меридионального или северо-западного простирания, резко секущие горизонтали рельефа. Иногда эти полосы расклиниваются безрудными породами и, постепенно сужаясь, исчезают внутри таких пород.

Еще более ясное представление о строении месторождения дают разрезы, проведенные вкрест простирания рудных линз, т. е. в направлении их падения. Такие разрезы, составленные на основании сопоставления kernового материала большого количества выработок, приведены на рис. 25, 26, 27 и 40. На них видно, что рудные линзы Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак наклонены в направлении от юго-запада до запада под углом, который в некоторых случаях достигает  $8^{\circ}20'$  (поверхность рудной линзы между скв. 18 и 19 на рис. 40). В большинстве случаев этот наклон меньше. Чаще всего он равен  $2-4^{\circ}$ . В обнажениях оврага Тас-сай видны верхние части рудных линз, наклоненные сравнительно круто. Скважины показывают, что с приближением к поверхности глин чеганской свиты наклон таких рудных линз обычно становится более пологим. Нередко их уменьшенные по мощности нижние окончания вытягиваются более или менее горизонтально, параллельно поверхности чеганских глин. В некоторых разрезах наблюдается также, что юго-западнее и выше по разрезу линзы руды наклонены более полого, чем северо-восточнее и ниже по разрезу. Некоторые линзы руды в верхних частях разрезов залегают почти горизонтально, однако подобные линзы являются исключением.

Между собой отдельные линзы руды хорошо разграничиваются, если рассматривать их в каком-нибудь одном разрезе. При попытке же просле-

дать границы рудных линз на всей площади месторождения встречаются значительные трудности, вследствие того, что линзы, обособленные в одном разрезе, сливаются между собой в другом разрезе и расклиниваются безрудными породами на ряд удаленных одна от другой мелких линзочек в третьем разрезе. Кроме того, как видно на рис. 40, руда нередко на коротком расстоянии по простиранию замещается железистыми песками и песчаниками.

На Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак есть значительные площади, на которых выработки сгущены до сетки  $200 \times 200$  м. В пределах этих площадей сопоставление разрезов отдельных выработок и проведение границ рудных линз не вызывает сомнений. Однако на периферии этих участков и в зонах между сгущениями выработок, где расстояния между их линиями равны 400 м, сопоставление разрезов и проведение границ рудных линз становится менее точным и до некоторой степени условным.

Если отвлечься от мелких, второстепенных линзочек руды и включить в состав рудных линз небольшие расклинивающие их прослои и языки безрудных пород, а также железистые песчаники с оолитами, часто замещающие руду, то контуры рудных линз Центрального и Северного участков месторождения Кок-булак можно показать так, как это сделано на рис. 28. На нем видно, что всего на разведанной площади можно насчитать 15 линз: 9 на Северном участке и 6 на Центральном. Контуры этих линз на карте, да и самое число линз, несколько отличаются от контуров и числа линз на планах, приложенных к отчетам о разведке месторождения Кок-булак. Это связано с различием методики проведения контуров линз. В разведочных отчетах они проводились только по выработкам, давшим руду кондиционного качества и кондиционной мощности. Я же стремилась картировать определенные, выявленные выработками геологические тела, независимо от данных их опробования в разных точках. Кроме того, в некоторых случаях соединение рудных тел соседних разрезов сделано мною несколько иначе (и, на мой взгляд, более правильно), чем геологами-разведчиками.

Наклонные рудные линзы месторождения Кок-булак имеют самые разнообразные размеры, что видно из табл. 15.

Из этой таблицы, как и из рис. 28, видно, что наклонные рудные линзы месторождения Кок-булак имеют не только весьма различные размеры, но и различную форму. Отношение длины линз к их ширине зависит главным образом от величины их наклона. Линзы, наклоненные более круто, имеют сравнительно небольшую ширину. Линзы, лежащие сравнительно полого, нередко вытягиваются в ширину на значительное расстояние и отношение длины к ширине у таких линз может падать до 1,42.

Нужно еще отметить, что наиболее крупные рудные линзы несомненно образовались не одновременно, но представляют собой агрегаты нескольких линз, наложенных друг на друга. Это хорошо видно на детально разведанных участках, где внутри рудных линз прослеживаются ясно различные поверхности размыва. Нередко под такими поверхностями происходит срезание руды одного типа рудой другого типа. В соседних линиях выработок между этими типами руд могут вклиниваться безрудные породы.

Если всякие верхние поверхности рудных линз обычно четко отделены от безрудных пород, то их лежащие (нижние) поверхности не всегда бывают четкими. Часто ниже сплошной руды залегают пачки зеленых монтмориллонитовых глин с многочисленными тонкими прослоями руды или просто оолитами на плоскостях слоистости. При большом количестве таких рудных прослоек иногда трудно бывает решить, изучая керн, где кончается сплошная руда и где начинается переслаивание руды с глиной.

Размеры наклонных рудных линз Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак

Номер линзы	Длина по простиранию в км	Ширина по наклону в км	Отношение длины к ширине	Максимальная мощность линз, включая прослой пустой породы внутри руды, в м
Северный участок				
1	10,250	2,500	4,1	40 (скв. 873)
2	2,125	0,750	2,83	25 (скв. 690)
3	1,625	0,700	2,32	11 (скв. 757)
4	2,750	1,125	2,44	26 (скв. 662)
5	5,250	1,750	3,00	28 (скв. 618)
6	4,000	1,875	2,13	56 (скв. 415)
7	2,125	1,500	1,42	41 (скв. 632)
8	2,875	1,750	1,64	35 (скв. 96)
9	2,875	0,625	4,60	9 (скв. 89)
Центральный участок				
10	6,000	1,750	3,43	40 (скв. 62)
11	8,125	2,380	3,42	53 (скв. 203)
12	2,750	0,650	4,23	27,5 (скв. 550)
13	2,375	0,350	6,80	6 (скв. 34)
14	1,250	0,450	2,80	10,5 (скв. 60)
15	7,750	2,375	3,26	32 (скв. 18)

Наиболее чистая и сплошная руда обычно наблюдается в центральных частях линз, где мощность ее, как видно из приведенной выше таблицы (табл. 15), может достигать 56 м. К нижним концам линз часто наблюдается расклинивание руды глиной с оолитами или без оолитов (это видно, например, на левой линзе рис. 26). На крыльях линз обычно наблюдается опесчанивание руды и тонкое переслаивание ее железистым алевролитом.

Залегание руды в виде серии наклонных, частично заходящих одна на другую линз приводит к тому, что на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак нет сплошного контура рудоносности. Некоторые выработки проходят по две и даже по три рудные линзы, давая громадную продуктивность руды на единицу площади, а рядом расположены совершенно безрудные выработки, попавшие в «щели» или «окна» между рудными линзами. Это обстоятельство, а также наклон рудных линз делают месторождение Кок-булак в горно-техническом отношении гораздо более сложным, чем месторождения Кутан-булак и Талды-эспе, где залегание рудных тел гораздо более простое. Достоинством Кок-булака является, однако, большая площадь некоторых рудных линз и очень большие мощности руды, обеспечивающие изменчивую, но в среднем очень высокую продуктивность ее на единицу площади.

Общее протяжение полосы наклонных рудных линз месторождения Кок-булак, от северного конца самой северной линзы до юго-восточного конца самой южной линзы, равно 24 км. Многочисленные поисковые профили выработок показали, что в обе стороны по простиранию этой полосы наблюдается значительный подъем поверхности глиен чеганской свиты морского палеогена, который и ограничивает в этих направлениях



распространение рудных линз, а затем и вообще распространение кутанбулакской свиты.

Максимальная ширина полосы рудных линз наблюдается на Северном участке, где она достигает 7,5 км. Максимальная вертикальная мощность кутанбулакской свиты в зоне развития наклонных рудных линз несколько превышает 102 м (скв. 979).

Характер кутанбулакских отложений к северо-востоку от полосы рудных линз остался слабо освещенным выработками. Можно только сказать, что по составу здесь преобладают мелкозернистые пески и алевроиты, нередко с железистым цементом и редкими оолитами. Характер кутанбулакских отложений по другую, юго-западную сторону полосы рудных линз освещен лучше, так как в этом направлении далеко ушли некоторые линии поисковых выработок и на Северном, и на Центральном участках. Здесь развиты мощные (в скв. 363 более 96 м) однородные светлые алевроитовые глины с горизонтальной слоистостью, обычные для озерных фаций кутанбулакской свиты (см. гл. III).

Характер наслоненности пород, наблюдаемый на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак, свойственен отложениям подводного склона дельт и больше ни в одном генетическом типе осадков не зафиксирован. Поэтому я считаю руды этих участков по своему генезису дельтовыми. Более подробное обоснование такого мнения будет дано в главах VI и VII.

### Рудовмещающие породы Северного и Центрального участков

Поскольку на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак все породы кутанбулакской свиты наслонены косо и на размытую поверхность глин чеганской свиты в разных местах ложатся разные их пласты, трудно говорить о каких-то закономерностях строения вертикального разреза рудоносных пород месторождения. Однако все же намечаются некоторые часто повторяющиеся особенности этих вертикальных разрезов, которые заслуживают быть отмеченными.

В основании разрезов кутанбулакской свиты на глубоко размытой поверхности морского палеогена очень часто плащеобразно залегают породы, которые не были встречены больше ни на одном железорудном месторождении Северного Приаралья. Это зеленовато-серые горизонтально-слоистые глины, которые очень похожи на морские глины чеганской свиты нижнего олигоцена. Отличаются они от последних только несколько большей сухостью (глины чеганской свиты жирные) и многочисленными, очень тонкими прослоями кварцево-слюдистого алевроита, в связи с чем в них появляется ясно выраженная плитчатость. Химический, термический и рентгеновский анализы, а также применение методов окрашивания показали, что эти глины являются в основном монтмориллонитовыми и в этом отношении также не отличаются от глин чеганской свиты<sup>1</sup>.

Возникал вопрос: не относятся ли описываемые глины уже к чеганской свите? Однако в керне некоторых скважин между ними и породами названной свиты наблюдаются ясные следы размыва и тонкие прослойки полуокатанного щебня мергелей, в которых попадались обломки палеогеновых плоччатых устриц. В некоторых скважинах на контакте этих глин с чеганской свитой были встречены даже полуокатанные обломки кварца и других мугуджарских пород (например, в скв. 795 линии 52

<sup>1</sup> Коллекторы разведочных партий керн безрудных прород описывали очень схематично и не сохраняли его. Это обстоятельство не позволило нам выделить описываемые глины на разрезах особым обозначением. Такие глины мы отмечали на Северном участке в скважинах 795, 893, 895, 954, 956, 957, 969 и др., а на Центральном участке — в скважинах 206, 311, 372, 1039, 1035, 1050 и др.

на Северном участке). Следовательно, это глины более молодые, чем чеганская свита.

Очевидно, они представляют собой результат перемива глин морского палеогена, к материалу которых примешано небольшое количество мелкого кварцевого алеврита и чешуек различных слюд (мусковит, биотит, серицит).

Судя по горизонтальной или очень пологой наклонной слоистости и отсутствию псефитового и даже псаммитового материала, можно предположить, что эти глины отлагались в спокойных гидродинамических условиях. Можно думать, что они представляют собою донные осадки аванделты, соответствующие по времени отложения наклонным линзам железных руд в разрезах, расположенных дальше к северо-востоку.

Выше по разрезу, но иногда непосредственно на чеганской свите, в очень многих выработках Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак наблюдаются также характерные только для этого месторождения породы, получившие в полевой практике не совсем правильное название «горизонта переслаивания». В действительности это не «горизонт», а фация железорудной толщи, свойственная преимущественно глубоким ее частям и потому наблюдаемая не в поверхностных обнажениях, а в керновом материале, чаще всего со значительных глубин. Распространена она не повсеместно и никакого выдержанного «горизонта» не образует, но встречается в гипсометрически низких слоях кутанбулакской свиты рассматриваемой площади довольно часто. На разрезах (рис. 25, 26, 27 и 40) она соответствует условным обозначениям: «переслаивание глины с хлоритовой рудой» и «переслаивание глины с гидрогетитовой рудой».

В общем случае фация переслаивания сложена более или менее частым чередованием слоев зеленовато-серой хлоритовой, в разной степени сидеритизированной глины, плотного сидерита или анкерита, нередко содержащего значительную примесь кварцевого алеврита и рудных оолитов, обычно сцементированных хлоритовым или хлоритово-сидеритовым цементом.

Детали строения фации или «горизонта» переслаивания в разных выработках различны.

Чаще всего это зеленовато-серая, более или менее алевритовая глина, на плоскостях слоистости которой лежат тонкие, миллиметровые прослойки гидрогетитовых оолитов. Иногда оолиты выполняют небольшие карманы в лежащем ниже слое глины. В других случаях в глинах наблюдаются более крупные прослой гидрогетитовых или гидрогетит-хлоритовых оолитов в хлоритовом или хлоритово-сидеритовом (табл. 1V, фиг. 1 и 2) цементе, мощностью по несколько сантиметров или десятков сантиметров. Наконец, в редких случаях оолиты бывают как бы рассыпаны поодиночке в некоторых прослоях глин.

Минералогическое изучение глин фации переслаивания дало очень интересные результаты. Монтмориллонитовые глины чеганской свиты и описанные выше глины самых нижних слоев кутанбулакской свиты в шлифах бесцветны или имеют светло-серый цвет и беспорядочно-волокнистую структуру. Во многих прослоях фации переслаивания можно наблюдать переход от таких глин к хлоритово-монтмориллонитовым глинам. В шлифах видно, как они постепенно меняют свою окраску на зеленую и приобретают пластинчатую или мелколистоватую структуру, связанную с присутствием хлорита. Последнее подтверждается также данными окрашивания, термограммами, рентгенограммами и химическими анализами, о чем подробнее сказано в главе о минералогии.

Во многих случаях в шлифах можно наблюдать дальнейшее диагенетическое изменение хлоритовых глин. По хлориту развиваются мелкие

кристаллики карбоната, в основном сидеритового, реже анкеритового состава (табл. XV, фиг. 1 и 2). Глины некоторых прослоев фации переслаивания отличаются плотностью, каменистостью и значительным удельным весом (от 2,9 до 3,4). Изучение их в шлифах показало, что в таких глинах большая часть хлорита замещена сидеритом. Сидерит в этих случаях образует не только отдельные кристаллики в глинистом веществе, но и многочисленные агрегаты мозаичной структуры.

От таких сидеритизированных глин имеются постепенные переходы к плотным массивным сидеритово-анкеритовым породам, лишенным оолитовой структуры. Эти породы имеют удельный вес от 3,4 до 3,76. Они залегают тонкими прослоями (максимально до 1 м) среди пород фации переслаивания, но нередко встречаются и выше — внутри оолитовых руд, особенно на крыльях рудных залежей. Внутри руд они также образовались, по-видимому, за счет сидеритизации глинистых прослоев.

Восстановительная обстановка в иловых водах осадков фации переслаивания местами приводила к образованию пирита. Он образует мелкие рассеянные кристаллы, агрегаты кристаллов или сферолиты (табл. XV, фиг. 2) в глинах, а также разъедает и замещает по краям встречающиеся в них алевритовые зерна кварца и других обломочных минералов. В некоторых случаях наблюдаются микропрослой пирита толщиной до 1 мм.

На плоскостях слоистости глин фации переслаивания лежат оолиты, целиком сложенные гидрогетитом, которого в окружающей породе нет. Среди оолитов много обломков (половинок и четвертинок), не облеченных новыми концентрирами гидрогетита. Оолиты всегда сопровождаются равновеликими угловатыми зернами кварца и других обломочных минералов (табл. XV, фиг. 3 и 4). Эти факты говорят о том, что они находятся в переотложенном состоянии.

В более мощных прослоях оолитовых руд фации переслаивания имеются не только гидрогетитовые оолиты, но также гидрогетитово-хлоритовые оолиты и хлоритовые псевдооолиты (округлые стяжения, лишенные концентрической структуры). Они цементированы чаще всего рыхлым хлоритом, который лишь местами уплотняется и твердеет, если в нем развивается значительное количество диагенетического сидерита. Часть оолитов этих прослоев не обнаруживает явных признаков перемыва, но наряду с ними в каждом шлифе встречаются разбитые оолиты и равновеликие оолитам зерна обломочных минералов. Кроме того, в каждом шлифе наблюдается смешение оолитов разного состава: чисто гидрогетитовых, гидрогетитово-хлоритовых и хлоритовых. Это говорит о том, что и в более мощных прослоях руды фации переслаивания оолитовый материал в главной своей части является переотложенным.

Следовательно, несмотря на богатство глин фации переслаивания железом в виде хлорита и сидерита (содержание в них Fe иногда превышает 20%), обстановка для образования в них оолитов по каким-то причинам была неблагоприятной.

Большинство наблюдавшихся в фации переслаивания оолитов аллотигенны. Они образовались не в осадке, а в какой-то соседней зоне седиментации, откуда приносились в зону фации переслаивания в моменты усиления движения воды. Однако небольшая часть хлоритовых оолитов не носит явных следов перемыва и могла образоваться в осадке в процессе диагенеза.

Фация переслаивания иногда наблюдается и сравнительно далеко от подошвы кутанбулакской свиты, выше уровня грунтовых вод (скв. 91, 105, 118, 411, 418, 419, 870, 874, 785, 876, 877 на Северном участке, скв. 3, 23, 62, 78 на Центральном участке). В этом случае цемент ее рудных прослоев становится сплошь или почти сплошь гидрогетитовым (сохраняя, однако, участки недоокисленного пигментированного гидрогетитом

хлорита). Сами глины описываемой фации пропитываются гидроокислами железа, становятся ржаво-бурыми сухими, каменистыми и содержат многочисленные вторичные выделения гидрогетита в виде налетов на плоскостях слоистости, секущих тонких прожилков и мелких охристых стяжений. При бурении такие глины неоднократно принимались за руду, в особенности если они содержали тонкие прослой оолитовых железняков.

Пространственное отношение пород фации переслаивания к другим породам рудоносной толщи бывает различным. Чаще всего они подстилают мощные линзы железных руд, но иногда встречаются между линзами руды, а в редких случаях даже над ними. В некоторых разрезах фация переслаивания образует выдержанные по мощности наклонные пачки, которые прослеживаются от глубоких до поверхностных частей рудоносной толщи (скв. 664, 667 и 669 на линии 44 Северного участка — см. рис. 26). Иногда она вверх по наклону слоев переходит в светлые алевритовые глины и глинистые алевриты, не содержащие оолитовой руды и лишь в отдельных прослоях слегка ожелезненные. Однако чаще всего породы фации переслаивания вверх по наклону слоев путем увеличения количества и мощности рудных прослоев постепенно замещаются сплошной оолитовой рудой или мелкозернистым железистым песчаником с оолитами, который представляет собой фацию руды, отлагавшуюся в тех же, что и руда, гидродинамических условиях, но при более значительном приносе обломочного материала.

Мощность пород фации переслаивания в некоторых случаях может быть очень значительной. Так, в скв. 872 на линии 56 (Северный участок) эти породы пройдены между двумя слоями руды с глубины 17, 60 м до глубины 49, 60 м. Следовательно, здесь их мощность достигает 32 м.

Другим типом рудовмещающих пород Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак являются грязно-белые, слегка желтоватые глинистые алевриты и алевритовые глины, лишенные прослоев оолитового материала. Хорошие обнажения этих пород можно видеть в овраге Тас-сай. Они обладают правильной параллельной слоистостью, которая обусловлена существованием в более глинистой массе очень тонких прослоев менее глинистого алеврита. Отчетливые границы слоев наблюдаются через 5—8—10 см, менее отчетливые, выступающие только на выветрелых поверхностях — через несколько миллиметров. Светлые глинистые алевриты и алевритовые глины, с одной стороны, разделяют рудные линзы, залегающие между ними такими же, как они, наклонными пачками, а с другой стороны, слагают на значительное расстояние пространство к юго-западу от зоны распространения рудных линз. В первом случае их слоистость наклонна, а во втором горизонтальна, что хорошо видно по керну скважин и в обнажениях оврагов, расположенных западнее Тас-сая. Переход от наклонного залегания описываемых пород на юго-западе к горизонтальному хорошо виден и на некоторых из составленных нами разрезов (рис. 27 и 40).

В светлых алевропелитовых породах иногда наблюдается ожелезнение, но не в виде оолитового материала. Это чаще всего тонкие (2—3 мм) корочки плотного железистого алевролита с глянцевитой натечной поверхностью, залегающие на плоскостях слоистости алевритовых глин. Реже встречаются более мощные (до 10—15 см) прослой довольно рыхлого ржаво-желтого ожелезненного алевролита. Еще реже наблюдаются тонкие прослой более или менее окисленного сидерита.

Описываемые светлые алевропелиты по своему литологическому характеру чрезвычайно близки к породам озерной фации кутанбулакской свиты, которые обнажены на северных берегах заливов Тше-бас, Паскевича и Перовского и которые описаны в главе III.

Вниз по падению наклонных пачек светлые алевропелиты иногда замещаются серо-зелеными хлоритово-монтмориллонитовыми и хлоритовыми глинами с оолитами на плоскостях слоистости. В других случаях сравнение разрезов соседних выработок приводит к выводу, что светлые алевропелиты замещаются по простиранию железистыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, содержащими оолиты или не содержащими их. Однако в руду эти породы, по-видимому, не переходят ни по простиранию наклонных пачек, ни по их падению. Линзы руды залегают иногда внутри светлых алевритовых глин и глинистых алевритов, но в этом случае они не переходят друг в друга постепенно, а разделены отчетливыми границами внутриформационного размыва. На продолжении рудной линзы следы размыва внутри сплошного разреза алевритовых глин обычно можно уловить по прослойке менее глинистого, ожелезненного алевритового материала с резкой нижней границей.

Очень скромную роль среди рудовмещающих пород Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак играют пески. Они всегда мелкозернисты, содержат много алевритового и глинистого материала и потому довольно плотны. Цвет их обычно от желтого до серого. Нередко они содержат тонкие прослойки серых или коричневатых песчаных глин. Минералогический состав песков таков же, какой свойственен почти всем терригенным породам кутанбулакской свиты. Они состоят преимущественно из кварца со значительной примесью полевых шпатов и высоким выходом (2—3%) тяжелой фракции, в которой из рудных минералов преобладает ильменит, а из нерудных — эпидот и цоизит. Изредка встречаются прослойки песков, в которых вместе с зернами обломочных минералов имеются равновеликие им, т. е. очень мелкие гидрогетитовые оолиты.

Мелкозернистые пески иногда образуют выдержанные по мощности косые пачки среди других наклонно наслоенных рудоносных пород (скв. 664, 667, 669 на линии 44 Северного участка — см. рис. 26), чаще же образуют выклинивающиеся вниз по наклону линзы (скв. 25, 26 и шурф 62 на линии 3 Центрального участка — см. рис. 40), а местами залегают с некоторым размывом на подстилающих породах в виде почти горизонтальных пачек в верхней части рудоносной толщи (рис. 25 и 26).

Мощность сплошных песчаных пачек может достигать 10—12 м, но все же их значение в строении рудоносной толщи на большей части площади Северного и Центрального участков является резко подчиненным.

Встречающиеся в разрезах тех же участков железистые мелкозернистые песчаники и алевролиты представляют собой, по-видимому, продукт не эпигенетической, а диагенетической цементации. Об этом, свидетельствует тот факт, что ниже уровня грунтовых вод они имеют серый в расколе цвет и их цементом является сидерит. Лишь в зоне современного выветривания они становятся ржаво-бурыми гидрогетитовыми. Кроме того, песчаники гораздо богаче оолитами, чем пески, что, несомненно, также является первичным отличием. Очень редко встречаются прослойки железистых песчаников, совершенно лишенные оолитов, причем наблюдаются они обычно в периферийных частях месторождения, за контуром рудоносности. В переслаивании же с рудой обычно встречаются песчаники с большим количеством оолитов, нередко постепенно переходящие по простиранию, по падению или по восстанию наклонных линз в песчаные, а затем в чистые разности руды.

Мощность пачек сплошного песчаника с оолитами иногда достигает 10 м (скв. 100 на линии 12 Северного участка), но чаще они залегают сравнительно маломощными, а иногда и очень тонкими прослоями среди пород другого состава.

В самых нижних частях разреза кутанбулакской свиты, близ кровли глин морского палеогена, железистые песчаники встречаются редко. Они

определенно тяготеют к гипсометрически более высоким частям железорудной серии.

Судя по механическим анализам, среди рудовмещающих пород Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак преобладают глины (15 образцов из 25 подвергавшихся анализу), причем обычно они содержат большую или меньшую примесь алеврита. Остальная часть подвергавшихся изучению образцов представляет собой глинистые алевриты и, в одном случае, глинистый песок. Примесь пелитового материала характерна для всех образцов. Минимальные содержания фракции менее 0,01 мм обнаруживают песчанистый алеврит из обнажения в Тас-сае (5,49%), алеврит с глубины 40,30—48,40 м из скв. 669 (15,76%) и алеврит с глубины 29,90—32,60 м из скв. 722 (22,89%). Во всех остальных образцах пелитовая фракция присутствует в количестве более 30%. Это обуславливает большую плотность всех рудовмещающих пород Кок-булака, отсутствие среди них рыхлых сыпучих разновидностей.

Грубый обломочный материал в рудовмещающих породах Кок-булака отсутствует совершенно. Даже зерна размером 0,5—0,25 мм появляются в количестве целых процентов веса лишь в единичных образцах этих пород.

Отсортированность межрудных пород Северного и Центрального участков Кок-булака невысокая. Среди них нет чистых мелкозернистых песков и чистых алевритов, а сравнительно чистые глины встречаются довольно редко. Преимущественно это образцы зеленых монтмориллонитовых глин основания рудоносной толщи.

Данные механического анализа, так же как и приведенное выше описание, говорят о том, что породы, вмещающие косые линзы руды на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак, резко отличаются от рудовмещающих пород месторождений Кутан-булак и Талдыэспе.

Некоторое сходство они имеют только с рудовмещающими породами месторождения Кара-сандык.

### Типы руд Северного и Центрального участков

По характеру руд Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак так же резко отличаются от месторождений Чокусинской синклинали, как по условиям их залегания и по характеру рудовмещающих пород. Руды этих участков очень разнообразны и по внешнему виду и по минералогическому составу. Здесь встречаются рыхлые, сыпучие руды без цемента, состоящие из черных, бурых или зеленых оолитов, оолитовые руды с хлоритовым, хлоритово-сидеритовым, сидеритовым, гидрогетитовым и кальцитовым цементом, наконец, плотные, массивные, лишённые оолитовой структуры сидериты и анкериты. Среди оолитовых руд в текстурном отношении можно различать руды мелко- и среднезернистые, лишённые заметной примеси более грубого материала, и руды конгломератовой текстуры, содержащие многочисленные рудные обломочки диаметром до 10—15 мм. Подробнее литологическое описание всех этих типов руд будет дано ниже, в главе VIII. Здесь же будет рассмотрено их распространение и выяснено их участие в строении рудных залежей.

Хотя типы руд, развитых на Северном и Центральном участках Кок-булака, разнообразны, но некоторые из них имеют явно подчиненное значение и встречаются сравнительно редко. Главная масса руд описываемых участков принадлежит трем типам:

1. Рыхлые, сыпучие руды из черных оолитов без цемента.
2. Зеленовато-черные плотные руды с сидеритово-хлоритовым цементом.
3. Бурые плотные руды с гидрогетитовым цементом.

Эти три основные типа руд Кок-булака в последние годы разведки выделялись в описаниях, на колонках и в разрезах. Их технологические пробы раздельно посылались для опытов по обогащению. При подсчете запасов учитывался процент руд, относящихся к каждому из этих трех типов.

Кроме них характерны для Кок-булака и местами имеют в его пределах заметное распространение еще два типа:

4. Руды из черных гидрогетитовых оолитов в кальцитовом цементе.
5. Массивные неоолитовые сидериты и анкериты.

Прочие типы руд встречаются в разрезах Кок-булака в ничтожном количестве, и подробно останавливаться на них мы не будем.

При осмотре обнажений в овраге Тас-сай и при изучении керна скважин бросается в глаза одна из главных особенностей месторождения Кок-булак — широкое развитие рыхлых, сыпучих руд из черных гидрогетитовых оолитов или, как принято было говорить в разведочной практике, — «черной сыпучки». Руды этого типа в виде небольших прослоев встречались уже на месторождениях Чокусинской синклинали, однако там их роль всегда была резко подчиненной. В разрезах же наклонных рудных линз Кок-булака главная часть руды принадлежит именно этому типу. По подсчетам П. П. Сударева, на долю черной сыпучки приходится 63,8% запасов Северного участка и 44,3% Центрального участка месторождения Кок-булак. В некоторых выработках мощность сплошной чистой сыпучки, не переслоенной другими типами руд, достигает 20 м (скв. 234 и 26 на линии 3) и даже 30—31 м (скв. 1046 в овраге Тас-сай).

Черные сыпучие руды не меняют своего внешнего вида и минералогического характера в разных частях наклонных рудных залежей. Они одинаковы выше и ниже уровня грунтовых вод. Если они переходят по простиранию или по падению линз в какие-нибудь разновидности цементированных руд, то это совершается не путем постепенного появления цемента между оолитами сыпучки, а путем расклинивания ее прослоями руды резко отличного характера, постепенного увеличения мощности и слияния этих прослоев.

Контакты черной сыпучки с цементированными типами руд в разрезах выработок всегда резкие. Никаких промежуточных разностей, в которых черные сыпучие руды сохраняли бы остатки какого-то цемента, никогда не наблюдается<sup>1</sup>. Все это говорит о том, что черные сыпучие руды состоят из оолитов не децементированных, а первично лишенных цемента.

Существуют линзы, целиком или почти целиком сложенные черными сыпучими рудами. Их можно видеть в средней части оврага Тас-сай, склоны которого на большом протяжении представляют собой откосы черной сыпучки. Скважины показывают, что такая сыпучка идет здесь до основания рудных линз. В других случаях черная сыпучая руда залегает более или менее мощными прослоями среди руд иного типа. Однако наиболее часто она слагает верхние, ближайшие к поверхности части рудных залежей и вниз по их наклону замещается рудами с сидеритово-хлоритовым цементом. Это можно видеть в разрезах по линии 44 (рис. 26), по линии 12 (рис. 27) и по многим другим линиям выработок Северного и Центрального участков.

В зоне перехода к сидеритово-хлоритовым рудам черная сыпучка нередко содержит многочисленные прослои таких руд, а вдоль контактов с ними — также прослои массивных неоолитовых сидеритов и сидеритовых алевролитов, мощностью по 5—10 см.

<sup>1</sup> Исключение представляет переход в руды с кальцитовым цементом, о чем будет сказано ниже.

Таким образом, при всем разнообразии ее положения в отдельных разрезах, черная сыпучая руда занимает определенное место в строении наклонных рудных залежей Кок-булака. Она отлагалась в гидродинамических и гидрохимических условиях, которые были свойственны преимущественно верхним концам рудных линз, хотя иногда эти условия распространялись на всю зону отложения рудного материала, а иногда чередовались во времени с условиями, приводившими к образованию руд других типов.

Вторым типом оолитовых руд, широко распространенным на месторождении Кок-булак, являются руды с сидеритово-хлоритовым цементом. Это очень плотные и твердые породы различных оттенков зеленовато-серого и зеленовато-черного цвета. Они нигде не выходят на поверхность, но встречены многими сотнями скважин в нижних частях рудных линз, лежащих под уровнем грунтовых вод. На месторождении Кок-булак этот уровень во многих местах проходит сравнительно высоко, и значительная часть пород кутанбулакской свиты везде лежит под ним. Этим объясняется широкое распространение здесь неокисленных руд, сохранивших свой первоначальный облик. По подсчетам П. П. Сударева, этому типу руд соответствует 26,8% запасов Северного участка и 18,5% запасов Центрального участка.

Руды с сидеритово-хлоритовым цементом вверх по наклону рудных линз часто переходят в черные сыпучие руды, причем этот переход может совершаться на любой глубине, часто значительно ниже уровня грунтовых вод. Однако, если сидеритово-хлоритовые руды не замещаются черной сыпучей и доходят вверх по наклону линз до уровня грунтовых вод, то в зоне его сезонных колебаний они быстро замещаются такими же плотно сцементированными, но бурными рудами с гидрогетитовым цементом. При этом цементный сидерит окисляется гораздо быстрее хлорита. Поэтому руды с преобладанием в цементе сидерита очень резко сменяются по горизонтальной плоскости гидрогетитовыми рудами, а руды с преобладанием в цементе хлорита дают более постепенный переход к окисленным гидрогетитовым разностям. По текстуре среди руд с сидеритово-хлоритовым цементом различаются оолитовые и мелкогалечные конгломератовые.

Третьим широко распространенным типом руд Кок-булака являются бурые плотные руды из гидрогетитовых оолитов в гидрогетитовом цементе (табл. III, фиг. 2).

Из пространственных соотношений разных типов руд можно сделать вывод, что если черные сыпучие руды представляют собой один из первичных типов руды, существовавших еще в олигоцене, то бурые руды с гидрогетитовым цементом несомненно представляют собою образование вторичное, возникающее над уровнем грунтовых вод, т. е. в зоне современного выветривания, за счет окисления руд с сидеритово-хлоритовым цементом. Процесс окисления сидеритовых и образования гидрогетитовых руд продолжается на уровне грунтовых вод и сейчас. Об этом свидетельствует насыщенность рудных и надрудных пород месторождения Кок-булак углекислым газом, которая давала о себе знать при проходке и описании всех глубоких шурфов.

Поскольку в очень многих выработках установлено довольно точное соответствие границы сидеритово-хлоритовых и гидрогетитовых руд уровню грунтовых вод, мы на разрезах показываем эту границу в виде горизонтальной линии, не параллельной наклонным границам между слоями.

Бурые гидрогетитовые руды, распространенные в верхних частях рудных залежей, наблюдаются во многих обнажениях по Тас-саю и вскрыты не только скважинами, но и большим количеством шурфов. По подсчетам П. П. Сударева, на долю этих руд приходится 9,4% запасов Северного участка и 37,2% запасов Центрального участка. Эта разница в цифрах



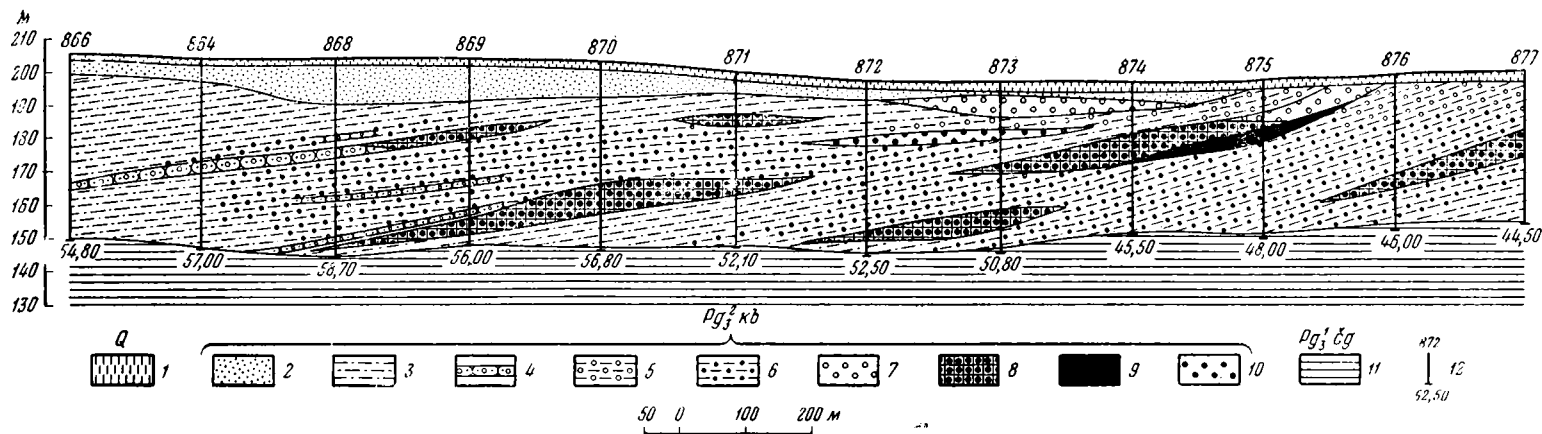


Рис. 25. Широтный разрез через Северный участок месторождения Кок-булак (линия 56).

1 — суглинок; 2 — песок; 3 — алеуритовые глины и глинистые алеуриты; 4 — песчаники с оолитами; 5 — переслаивание глин с гидрогетитовой рудой; 6 — переслаивание глин с хлоритовой рудой; 7 — окисленная гидрогетитовая руда; 8 — плотная руда с сидеритовым цементом; 9 — черная сыпучая руда; 10 — зеленая хлоритовая руда; 11 — глина чеганской свиты морского палеогена; 12 — скважина, ее номер и глубина до забоя

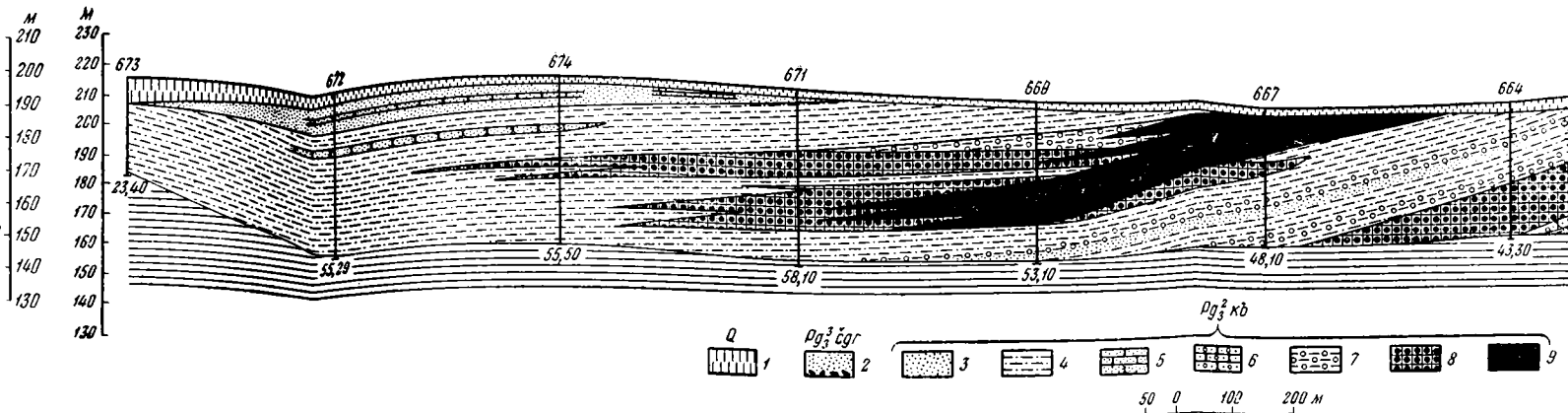


Рис. 26. Широтный разрез через Северный участок месторождения Кок-булак

1 — суглинок; 2 — пески железистые с галькой в основании; 3 — пески; 4 — алеуритовые глины и глинистые алеуриты; 5 — песчаники с оолитами; 6 — переслаивание глин с оолитовой рудой; 7 — плотная руда с сидеритовым цементом; 8 — черная сыпучая руда; 9 — глины чеганской свиты морского палеогена; 11 — сивакина, ее номер и глубина до забоя

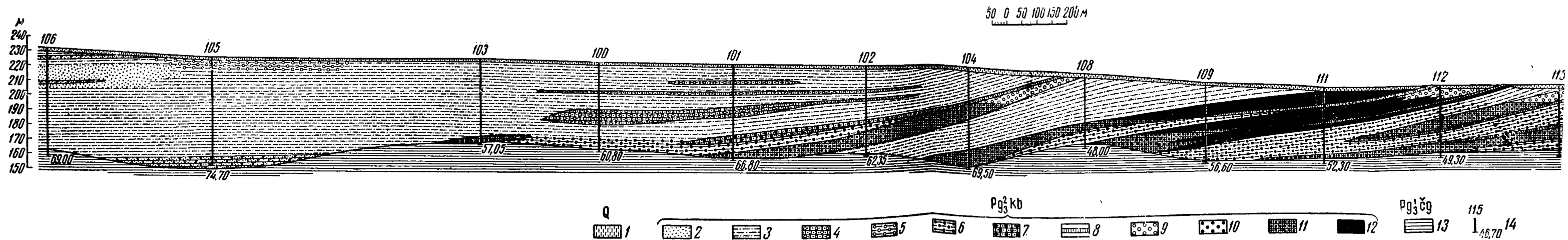


Рис. 27. Строение рудных залежей на юге Северного участка месторождения Кок-булак (дельтовая фация).

1 — суглинок; 2 — пески; 3 — алеуритовые глины и глинистые алеуриты; 4 — песчаники с гидрогетитовыми оолитами; 5 — переслаивание глин с гидрогетитовой рудой; 6 — переслаивание глин с хлоритовой рудой; 7 — песчаники сидеритовые с хлоритово-гидрогетитовыми оолитами; 8 — сидерит; 9 — окисленная гидрогетитовая руда; 10 — зеленая хлоритовая руда; 11 — плотная руда с сидеритовым цементом; 12 — черная сыпучая руда; 13 — глины чеганской свиты морского палеогена; 14 — скважина, ее номер и глубина до забоя

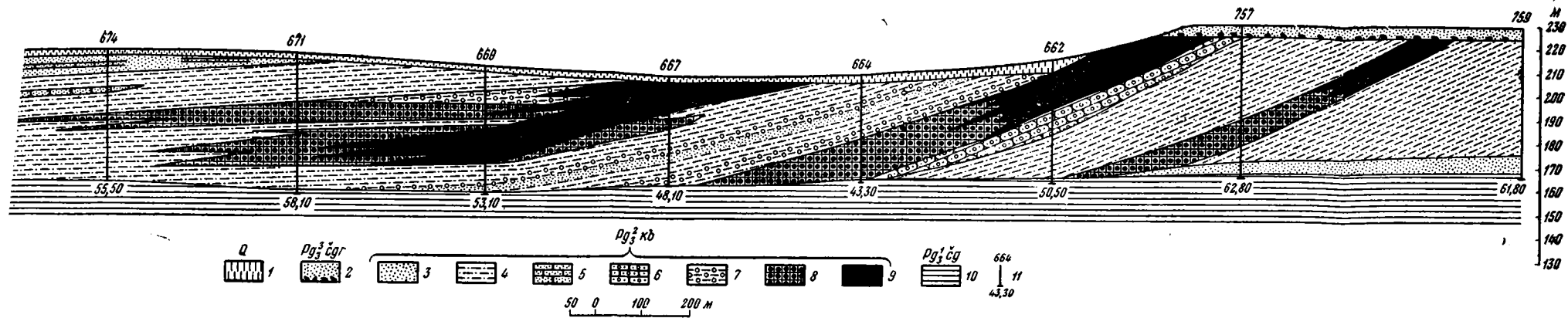
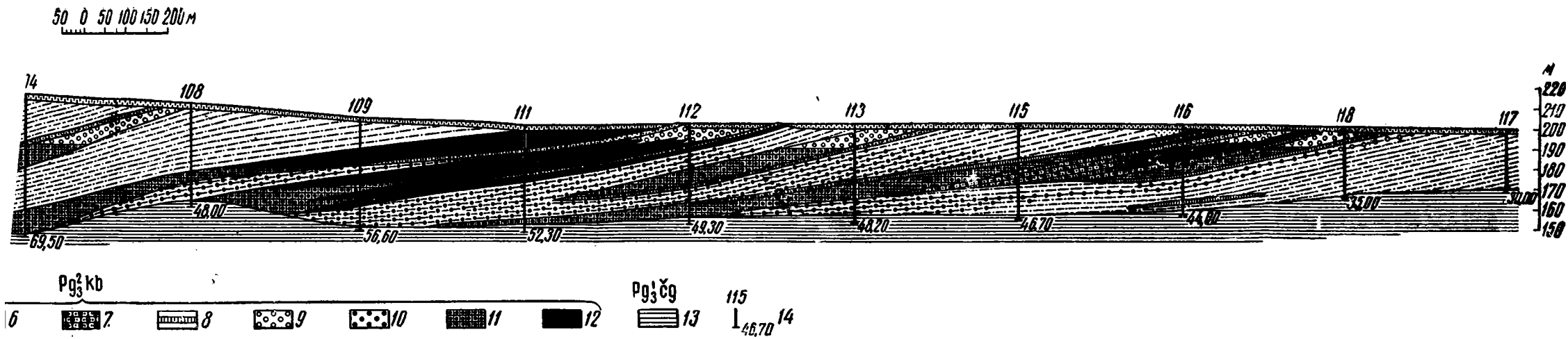


Рис. 26. Широтный разрез через Северный участок месторождения Кок-булак (глиня 44).

1 — суглинок; 2 — пески железистые с гальной в основании; 3 — пески; 4 — алевритовые глины и глинистые алевриты; 5 — песчаники; 6 — песчаники с оолитами; 7 — переслаивание глин с оолитовой рудой; 8 — плотная руда с сидеритовым цементом; 9 — черная сыпучая руда; 10 — глины чеганской свиты морского палеогена; 11 — скважина, ее номер и глубина до кровли глин чеганской свиты



юге Северного участка месторождения Кок-булак (дельтовая фация).  
 6 — алевритовые глины и глинистые алевриты; 7 — песчаники с гидрогетитовыми оолитами; 8 — переслаивание глин с хлоритовой рудой; 9 — окисленная гидрогетитовая руда; 10 — зеленая хлоритовая руда; 11 — плотная сыпучая руда; 12 — сыпучая руда; 13 — глины чеганской свиты морского палеогена; 14 — скважина, ее номер и глубина до забоя

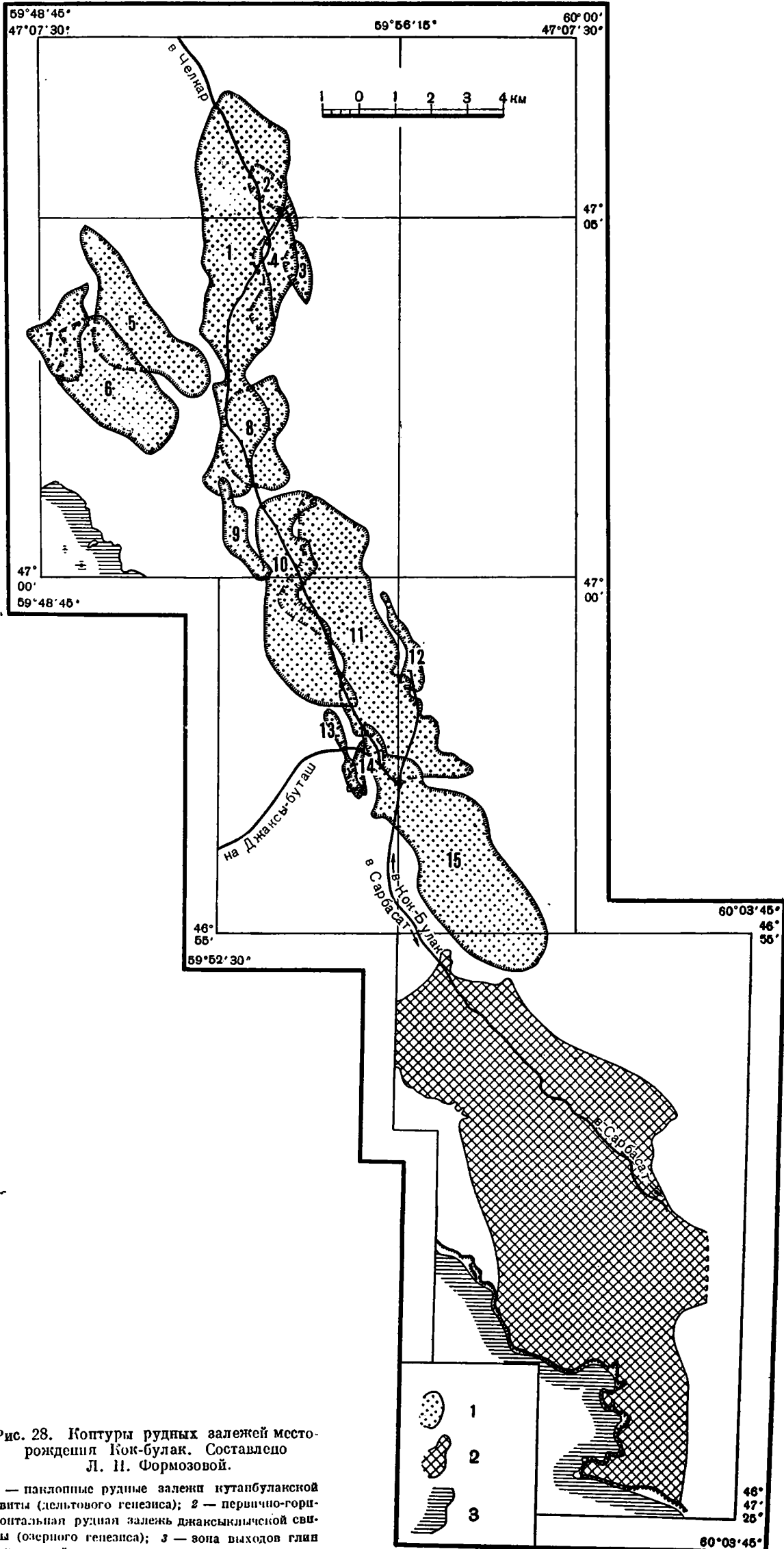


Рис. 28. Контуры рудных залежей месторождения Кок-булак. Составлено Л. И. Формозовой.

1 — наклонные рудные залежи кутабуланской свиты (дельтового генезиса); 2 — первично-горизонтальная рудная залежь джансыклячской свиты (озерного генезиса); 3 — зона выходов глинистого чегашской свиты на современную поверхность

связана с тем, что, во-первых, на Северном участке значительно шире распространены нецементированные сыпучие руды, а во-вторых, Центральный участок глубже прорезан системой Кок-булака и Тас-сая, уровень грунтовых вод здесь ниже и более мощная зона подверглась окислению. Северный участок имеет более равнинный рельеф, уровень грунтовых вод здесь выше, бурые руды иногда уже на глубине 5—6 м сменяются зелеными и потому относительная роль их здесь меньше.

Бурые руды Кок-булака с гидрогетитовым цементом наиболее близки по составу рудам вышеописанных месторождений Чокусинской синклинали. Как и в зеленых рудах с сидеритово-хлоритовым цементом, в них можно выделить две текстурные разности, связанные постепенными переходами: оолитовую и мелкогалечную конгломератовую. Две другие текстурные разности гидрогетитовых руд, известные на месторождениях Чокусинской синклинали, а именно руды грубые конгломератовые и руды бовово-оолитовые, на Кок-булаке не встречаются.

Кроме описанных выше основных типов руд, на Центральном и Северном участках месторождения Кок-булак можно выделить еще две разности руд, сравнительно мало распространенных, но представляющих определенный интерес в практическом отношении. Это оолитовые руды с вторичным кальцитовым цементом и плотные сидерит-анкериты, всегда содержащие значительное количество оснований.

Руды из гидрогетитовых оолитов с белым или светло-желтым кальцитовым цементом встречались на месторождениях Чокусинской синклинали лишь в виде тонких прослоек в очень немногих местах.

На Кок-булаке они распространены значительно шире, причем всегда встречаются только выше уровня грунтовых вод, в окисленных и обнаженных частях рудных залежей, где имелись условия для просачивания через их толщу богатых известью растворов.

Одним из мест, где типично развиты руды с кальцитовым цементом, является овраг Тас-сай на Центральном участке месторождения. В обнажениях по этому оврагу можно видеть прослой и отдельные караваи руд с кальцитовым цементом среди рыхлой черной сыпучки, а местами целые пачки таких руд мощностью по несколько метров (над шурфом 2 и в других пунктах). В некоторых обрывах крутого правого склона долины Тас-сая хорошо видно, что руды, в различной степени обогащенные кальцитовым цементом и в результате этого различающиеся по цвету и плотности, располагаются горизонтальными линзами, секущими истинную косую слоистость. Очень часто границы таких линз сопровождаются жеодистыми натечными образованиями гидрогетита, явно связанными с циркуляцией в рудной толще грунтовых вод.

Шурф 12, пройденный в долине Тас-сая между разведочными линиями 4 и 38, дает другую картину залегания руд с кальцитовым цементом, также очень для них характерную. В южной стенке этого шурфа среди черной сыпучей руды наблюдается вертикально вытянутое пальцеобразное тело руды с кальцитовым цементом, которое уходит вглубь от поверхности на 2 м и имеет ширину в верхней части около 70 см. Книзу оно сужается и потом тупо закругляется. Руда с кальцитовым цементом очень плотна, имеет гладкую поверхность и резко отделена от вмещающей черной сыпучки. Близ поверхности в сыпучке многочисленны мелкие рудные гальки и на этом уровне в таком же количестве они встречаются в руде с кальцитовым цементом. Ниже гальки исчезают как в сыпучке, так и в этой руде, что явно говорит о несоответствии первичной слоистости и границ кальцитовой цементации.

Это тело руды с кальцитовым цементом видно и в восточной стенке шурфа, причем здесь оно имеет грибообразную форму, не выходит на поверхность и уходит своей нижней суженной частью глубже забоя шурфа.

Приведенные факты, характеризующие условия залегания руд с кальцитовым цементом, наводят на мысль о том, что отложение кальцита в цементе оолитов представляет собой явление эпигенетическое и геологически недавнее, связанное главным образом с различными уровнями зеркала грунтовых вод в эпоху эрозионного вскрытия месторождения.

Такое заключение становится еще более вероятным после изучения выработок на соседних с оврагом Тас-сай нерасчлененных участках плато. Оказывается, что с удалением от оврага руды тех же самых линз, которые обнажены в нем, лишаются своего кальцитового цемента. Они переходят по простиранию в черные сыпучие руды. Такой переход совершается сейчас же, как только над рудами появляется вскрыша из коренных водупорных глин или глинистых алевролитов. Ширина зоны руд с кальцитовым цементом в разных местах различна, но, по-видимому, нигде не превышает 100—200 м в сторону от русла оврага Тас-сай и его главных отвершков.

Выработки, пройденные на бортах оврага Тас-сай и в нем самом, показали также, что руды с кальцитовым цементом не распространяются в разрезах ниже современного уровня грунтовых вод. Повышенные содержания  $\text{CaO}$ , которые иногда, в виде очень редких исключений, наблюдаются в пометровых пробах оолитовых руд из глубоких горизонтов месторождения, всегда сопровождаются высоким содержанием  $\text{FeO}$  и связаны с присутствием небольшого количества анкерита в цементе оолитов.

В других местах месторождения Кок-булак руды с кальцитовым цементом характеризуются такими же условиями залегания, как и в овраге Тас-сай. Так, в разрезах скважин 325 и 326 на севере Центрального участка (9-я линия) отмечены сыпучие руды, которые содержат мощные прослойки плотной руды с карбонатным цементом. При осмотре места заложения этих скважин оказалось, что они расположены в ложбине, соответствующей древнему, оставленному сейчас руслу довольно крупного оврага. В пределах этой ложбины коренная вскрыша над рудами, состоящая в данном месте из плотных сланцеватых лилово-серых глин, оказалась смытой.

На западе Северного участка выделяются высоким содержанием кальцита в цементе (до 7,78%  $\text{CaO}$ ) руды скважин 402, 435 и 436 на линии 32. Осмотр местности показал, что все они расположены на северном склоне большого, очень пологого древнечетвертичного цирка, в пределах которого коренная вскрыша над рудами также уничтожена и руды подверглись воздействию просачивавшихся грунтовых вод.

Таким образом, наблюдения в различных местах месторождения Кок-булак подтверждают вывод об эпигенетическом происхождении кальцитового цемента руд.

Руды с таким цементом образовались за счет рыхлых черных сыпучих руд. Об этом говорят их переходы друг в друга, отсутствие в рудах с кальцитовым цементом участков с цементом какого-нибудь другого состава, а также опыты с растворением таких руд. Остаток от растворения их в слабой соляной кислоте по механическому и химическому составу тождествен сыпучим рудам (см. главу VIII).

Следует отметить, что руды с кальцитовым цементом развиты далеко не во всех местах, где отсутствует коренная вскрыша руд, далеко не в каждом понижении рельефа или овраге. Они тяготеют к более древним депрессиям рельефа и отсутствуют во многих местах, где наблюдается свежий эрозионный рельеф, глубоко врезанные молодые овраги и ложбины. Это говорит о том, что в настоящее время руды с кальцитовым цементом не образуются, что образование их было связано с какими-то особыми условиями, сейчас уже отсутствующими. В последнем убеждают и анализы современных грунтовых вод рудной толщи месторождения Кок-булак, в которых содержится очень мало  $\text{CaO}$ .

Последним типом руд, который распространен на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак в заметных количествах, являются плотные массивные сидериты и анкериты, лишенные оолитовой структуры. Руды этого типа встречаются на месторождении Кара-сандык, но там они образуют редкие, тонкие прослои в разрезе одного лишь Рудного мыса. На Кок-булаке же они были обнаружены в очень большом количестве выработок. Прослои их обычно имеют здесь мощность от 5 до 30 см, но часто доходят до 50 см, а в редких случаях даже до 1 м. Изучение шлифов и химические анализы показывают, что эти породы представляют собой сидерит или анкерит то почти чистый, то более или менее загрязненный примесью глинистого и алевроитового терригенного материала. Ниже уровня грунтовых вод сидеритово-анкеритовые породы окрашены в различные оттенки серого цвета. Выше уровня грунтовых вод их закисное углекислое железо переходит в окисное, давая гидрогетит и свободный  $\text{CO}_2$ . Вследствие этого в зоне выветривания вместо сидеритово-анкеритовых пород появляются прослои желтого и бурого гидрогетита, более или менее богатого остаточным  $\text{CaCO}_3$  и лишенного оолитовой структуры. Количество железа в этих породах доходит до 38%. Загрязненные сидериты и анкериты превращаются в бурый гидрогетитовый алевролит, в котором содержание железа соответственно меньше.

Несмотря на то, что прослои сидеритово-анкеритовых пород содержат в среднем всего 23—33% железа, они представляют практический интерес благодаря высокому содержанию в них оснований и  $\text{CO}_2$ , улетучивание которого при плавке обогащает руду. Поэтому чистые разновидности массивных сидеритовых руд включались в опробование. Опробовались даже такие анкеритовые породы, которые содержат еще меньшее количество железа (12,5—20%), но большое количество  $\text{CaCO}_3$  (21—35%). Они являются естественными флюсами, входящими в состав рудной толщи.

Сидеритово-анкеритовые породы с более низким содержанием железа и  $\text{CaCO}_3$  не могут рассматриваться как руды и не включались в опробование, так как они имеют большое количество нерастворимого остатка. Такие сидеритово-анкеритовые песчаники и алевролиты хорошо определяемы простым глазом по блескам кварца и слюды в расколе.

Сидеритово-анкеритовые руды встречаются преимущественно в средних и нижних частях рудных линз, причем часто переходят в самых нижних по наклону частях линз в слабо сидеритизированные хлоритово-монтмориллонитовые глины.

Обычно они залегают прослоями внутри зеленых руд с сидеритово-хлоритовым цементом, а также вдоль контактов этих руд с нерудными породами. Местами сидеритовые и анкеритовые прослои многочисленны среди пород описанной выше фации переслаивания. Увеличение числа сидеритово-анкеритовых прослоев наблюдается на крыльях наклонных рудных линз, а их выклинивание — к центральным частям линз. Так, например, в скв. 47 на линии 7, пересекающей северо-западный конец одной из линз Центрального участка, сидеритово-анкеритовые породы и образовавшиеся за счет их окисления известковистые гидрогетиты были встречены в виде многочисленных прослоев в следующих интервалах:

	Fe	FeO	CaO
От 6,00 м до 10,00 м — массивные гидрогетиты .	31,41	0,04	4,37
» 12,00 » » 14,35 » — » » .	39,44	0,08	8,84
» 20,60 » » 21,40 » — » » .	41,47	0,04	6,89
» 51,70 » » 58,35 » — сидериты . . . . .	28,48	32,34	9,31

Между третьим и четвертым из этих интервалов на глубине около 30 м в этой скважине проходит летний уровень грунтовых вод.

В скважинах, пересекающих ту же линзу юго-восточнее, эти прослои сидеритов и массивных гидрогетитов исчезают.

### Химический состав руд Северного и Центрального участков

По качеству руды Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак занимают первое место среди месторождений Северного Приаралья.

Содержание железа в пометровых пробах руды из разных выработок колеблется в очень широких пределах, но средние его величины выше, чем на других месторождениях. Интересно, что качество руд обнаруживает некоторую связь с тектоникой района месторождения, о чем подробнее будет сказано в главе IX.

На Северном участке среднее содержание железа в рудах зоны сгущения выработок равно 42,05%<sup>1</sup>, а в рудах за пределами этой зоны — 37,94%, в среднем же по всему участку — 41,70%.

На Центральном участке среднее содержание железа в рудах зоны сгущения выработок равно 41,30%, в рудах за ее пределами — 37,80%, а в среднем по участку — 39,38%.

На Центральном участке сделана попытка подсчитать среднее содержание железа в основных типах руд. Оказалось, что черные сыпучие руды содержат в среднем 40,97%, зеленые с сидеритово-хлоритовым цементом — 36,31% и бурые с гидрогетитовым цементом — 39,28% железа.

Прямых определений кремнезема при разведке Кок-булака делалось очень мало. В громадном большинстве проб определялся только нерастворимый остаток. Среднее содержание его в рудах Северного участка равно 25,16% и в рудах Центрального участка — 22,9%.

Глинозем определялся в недостаточном количестве проб для выведения надежных средних цифр. По данным отчетов разведочной партии, его содержание в рудах Кок-булака колеблется от 3,2 до 6,3%. По данным наших анализов, которые приведены ниже (в главе VIII), количество  $Al_2O_3$  в зеленых рудах с сидеритово-хлоритовым цементом может достигать 9,83%, а в черных сыпучих рудах также составляет иногда несколько больше 9%.

Содержание фосфора в рудах Кок-булака несколько выше, чем в рудах месторождений Чокусинской синклинали. В рудах Северного участка количество  $P_2O_5$  равно в среднем 1,39%, а в рудах Центрального участка — 1,56%.

Содержание серы в анализах разведочных проб колеблется от 0,02 до 0,2%, составляя в среднем для Северного участка 0,06% и для Центрального — 0,08%. Несколько повышенными количествами ее отличаются обычно пробы, взятые в верхних метрах рудных линз, выходящих на поверхность.

Марганцем руды Кок-булака бедны. Он определялся в небольшом количестве проб. Судя по этим определениям, содержание  $MnO$  колеблется от 0,02 до 0,5% и составляет в среднем для месторождения 0,22%. Наши анализы, приведенные в главе VIII, заставляют предполагать, что эта цифра несколько занижена.

Окись кальция и окись магния определялись при разведке в небольшом количестве проб, недостаточном для выведения средних цифр. По данным наших анализов, их содержание резко меняется в зависимости от типа руд, что можно видеть из табл. 16.

<sup>1</sup> Все приводимые в этой главе средние цифры химического состава руд вычислены П. П. Сударевым и взяты из его отчетов.

Содержание CaO и MgO в различных типах руд месторождения Кок-булак (в %)

Типы руд	CaO		MgO	
	от	до	от	до
Черные сыпучие руды . . . . .	0,31	—0,71	0,19	—0,76
Зеленые руды с сидеритово-хлоритовым цементом . . . . .	0,72	—4,75	0,38	—1,90
Бурые руды с гидрогетитовым цементом . . . . .	0,91	—4,78	0,30	—1,24
Руды с кальцитовым цементом	10,32	—14,01	0,15	—0,36
Неоолитовые сидериты . . . . .	2,94	—10,25	0,81	—4,46
Неоолитовые анкериты . . . . .	11,00	—28,72	0,50	—3,26

Наиболее бедны основаниями черные сыпучие руды. В рудах с кальцитовым цементом, образовавшихся в результате эпигенетической цементации черной сыпучки, сохраняются ничтожные количества MgO, но резко увеличивается содержание CaO. Руды с сидеритово-хлоритовым цементом и получившиеся в результате их окисления руды с гидрогетитовым цементом характеризуются примерно одинаковыми количествами CaO и MgO. Содержание первой не превышает 5%, а второй — 2%. Наконец, руды сидеритово-анкеритового ряда содержат резко повышенное количество CaO и MgO. В крайних образцах они наполовину состоят из CaCO<sub>3</sub>.

Величины потери при прокаливании определяются типом руды и потому изменяются в очень широких пределах. Вычисленные в разведочных отчетах средние их цифры (11,99% для Северного участка и 12,72% для Центрального) лишены реального значения. Имеющиеся у нас данные о содержании в рудах Кок-булака CO<sub>2</sub> и связанной воды приведены в главе о типах руд.

В 32-х пробах руд Кок-булака аналитически определялся ванадий. Количество V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в этих пробах колеблется от 0,01 до 0,04%. Следует отметить, что «Ленмеханобр» и «Уралмеханобр» для посланных им технологических проб указывают несколько более высокие количества V<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, равные 0,04—0,08%. При спектральном анализе ванадий обнаруживается всегда, но только в сотых и тысячных долях процента.

Небольшое количество определений кобальта в рудах Кок-булака дало цифры от 0,02 до 0,08%. При спектральном анализе кобальт обнаруживается не всегда.

По данным отчетов о разведке месторождения, мышьяк в рудах Кок-булака аналитически улавливается в количествах, не превышающих 0,005—0,006%, но при спектральном анализе отобранных мною образцов он ни разу не был обнаружен.

Спектроскопически устанавливается почти постоянное присутствие в рудах Кок-булака никеля в сотых и тысячных долях процента и меди — в количестве от сотых до десятитысячных долей процента. В некоторых образцах в очень малых количествах улавливаются бериллий и хром.

### Условия залегания руд и строение рудной серии на Южном участке

На Южном участке пробурены только редкие линии скважин, через 2 км одна от другой, с расстоянием между выработками по этим линиям в 800 м. Низкое содержание железа в рудах Южного участка было причиной того, что он не был подвергнут детальной разведке. В 1954 г. было



разрешено пробурить на нем несколько скважин для более точного оконтуривания рудного тела, но без сгущения существующей здесь редкой сетки выработок. Это не позволяет руды Южного участка описывать с такой же детальностью, как руды Северного и Центрального участков, и делать уверенные выводы о распространении и взаимоотношениях различных их типов.

Слабая разведанность участка во многих отношениях искупается наличием хороших обнажений в юго-западных обрывах плато Тогузкен, на котором он расположен. Многие особенности строения рудной серии выясняются именно при изучении этих обнажений.

Данные поисковых работ, детального геологического картирования и осмотра естественных обнажений говорят о том, что Южный участок месторождения Кок-булак по условиям образования и современного залегания руды резко отличается от Северного и Центрального участков того же месторождения.

Несомненно, что здесь существует обширная по площади, вытянутая с северо-северо-востока на юго-юго-запад более чем на 16 км, сложно построенная, но единая рудная залежь. Она имеет плавно изменяющуюся мощность и обладает ясно выраженной, сравнительно тонкой горизонтальной слоистостью рудного материала. Эта слоистость отмечается в немногих шурфах, пройденных на Южном участке, и хорошо видна в обнажениях западных обрывов плато Тогузкен (табл. I, фиг. 3). Слоистость рудной серии обусловлена чередованием прослоек черной сыпучей руды, бурой сыпучей руды, зеленоватой слабо сцементированной руды, бурой руды с плотным гидрогетитовым цементом, рыхлых мелкозернистых песков и алевролитов, содержащих большее или меньшее количество гидрогетитовых оолитов, плотных железистых песчаников и алевролитов, то содержащих примесь оолитового материала, то лишенных его, наконец, зеленоватых и серых алевролитовых глин, так же то с оолитами гидрогетита, то без них. Мощность горизонтальных прослоев разного состава изменяется от 1—2 до 15—20 см. Иногда внутри отдельных прослоев наблюдается косая слоистость оолитового материала или алевролита, более всего приближающаяся к волновому типу (Жемчужников, 1926, 1940). Однако верхняя и нижняя поверхности таких прослоев при этом остаются горизонтальными.

На Южном участке совершенно отсутствуют мощные пласты чистой руды. В любом разрезе этого участка можно видеть переслаивание рудных пород разного состава с песками, алевролитами, песчаниками и алевролитами. Это объясняет сравнительно низкое содержание железа в бороздковых пробах руд Южного участка, хотя штучные образцы из отдельных тонких прослоек дают здесь такие же высокие содержания железа, как руды Северного и Центрального участков. Это же объясняет большую изменчивость качества руд Южного участка по простиранию рудной залежи (при сравнении разрезов соседних выработок). Увеличение числа и мощности прослоев безрудных пород резко изменяет химический состав пометровых проб.

Слои, выделяемые в описаниях скважин Южного участка, никогда не бывают однородными по составу. Обычно они получали название по преобладающему характеру пород данного интервала глубин, осмотр же сохранившегося керна скважин показывает, что в их разрезах основная порода всегда содержит большее или меньшее количество тонких прослоев иного состава.

В этом заключается одно из коренных отличий рудной залежи Южного участка Кок-булака от рудных залежей других месторождений Северного Приаралья. Несколько сходную картину можно наблюдать только в разрезах месторождения Джангиз-тюбе.

В главе IV приводилось доказательство того, что рудная залежь Южного участка моложе наклонных рудных залежей Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак и принадлежит джаксыккычской свите тургайской серии, т. е. самым верхам среднего олигоцена. Не повторяя этих доказательств, заметим, что такой вывод может казаться недостаточно убедительным при анализе скудных данных бурения на Южном участке, но со всей очевидностью вытекает из осмотра обнажений его юго-западной окраины. В этих обнажениях хорошо видно, что руды Южного участка приурочены к определенной горизонтально-слоистой пачке пород, которая со следами размыва залегает то на чиликтинской свите, то на кутанбулакской, то непосредственно на чеганской и, следовательно, моложе самой молодой из них. Лишь в крайних северо-западных обнажениях породы этой трансгрессивной пачки изменяются, становятся похожими на породы нижележащей чиликтинской свиты и постепенно сливаются с ними в единую толщу, с большим трудом поддающуюся расчленению.

Во многих местах в юго-западных обрывах плато Тогузкен сохранились и породы, лежащие над рудоносной пачкой. Это разнозернистые железистые песчаники с мелкими гальками Мугоджарских пород, весьма типичные для чаграйской свиты верхнего олигоцена.

Присутствие в одних и тех же обнажениях пород кровли и подошвы рудоносной джаксыккычской свиты позволяет во многих местах точно измерить ее мощность. Минимальной она является на крайнем юго-востоке закартированной территории, в обнажении под триангуляционной пирамидой с отметкой 321,5 м. Здесь она равна всего 13,6 м. В обнажениях западных обрывов плато Тогузкен она колеблется от 18 до 23,5 м. В скважинах 177, 174 и 172 на линии 20 она последовательно увеличивается до 30, 34 и 37,5 м, а в некоторых более северных выработках, по-видимому, достигает 39—40 м. Так как эти последние выработки заданы несколько ниже кровли джаксыккычской свиты, то максимальную ее мощность на Южном участке месторождения Кок-булак приходится оценивать цифрой порядка 41—42 м.

К сожалению, отсутствие в разрезах большинства скважин Южного участка пород коренной кровли джаксыккычской свиты и неясность в некоторых случаях положения ее подошвы не позволяют составить карту ее изопахит. Можно только сказать, что в пределах разбуренной площади ее мощности увеличиваются в направлении с юго-запада на северо-восток. В крайних северо-восточных выработках намечается как будто новое ее сокращение.

Выработки, так же как и обнажения, показывают, что рудоносная джаксыккычская свита Южного участка в разных местах лежит на различных более древних отложениях. На карте палеорельефа этого участка (рис. 24) прослеживается меридионально вытянутая возвышенность, к востоку и к западу от которой вырисовываются участки значительного погружения поверхности морского палеогена. В пределах южной части указанной возвышенности древнего рельефа джаксыккычская свита лежит прямо на чеганских глинах (скв. 175, 173, 171, 167, 166 и 164 на линии 20; 181, 180 и 178 на линии 21). Местами она лежит прямо на чегане и в более северных частях этой возвышенности (скв. 154 и 158 на линии 18). К востоку и к западу от нее между чеганскими глинами и джаксыккычской свитой появляются отложения чиликтинской и кутанбулакской свит, суммарная измеренная мощность которых местами достигает 42 м, а действительная мощность, вероятно, много больше.

На севере Южного участка даже центральная возвышенность древнего рельефа была, по-видимому, перекрыта осадками нижних свит тургайской серии до начала отложения рудоносного горизонта. Во всяком

случае, во всех выработках линии 17 между ним и чеганскими глинами прослеживается выдержанная пачка серых и коричневатых, совершенно безрудных глин мощностью от 11 до 20 м. Эта пачка, скорее всего, относится к чиликтинской свите. Скв. 146, которая попала на депрессию рельефа морского палеогена, под серыми глинами пересекла еще около 8 м светлых мелкозернистых песков и алевроитов, относящихся, вероятно, к кутанбулакской свите.

Следовательно, до начала отложения тургайской серии современный Южный участок месторождения Кок-булак имел ясно выраженный эрозионный рельеф, амплитуда расчленения которого достигала не менее чем 50 м. Кутанбулакская и чиликтинская свиты выполнили неровности этого рельефа и значительно выровняли его, однако не перекрыли целиком. В пределах Южного участка оставалась пологая меридиональная возвышенность, сложенная глинами чеганской свиты морского палеогена. Озерные же осадки джаксыккычской свиты перекрыли всю площадь Южного участка. Примерно так же эта свита залегает на северном берегу залива Перовского (см. рис. 2).

Поверхность чеганских глин под джаксыккычскими осадками очень выровнена, как это хорошо видно в обнажениях. В подошве джаксыккычских слоев, когда они залегают на морском палеогене (а иногда и в случае их залегания на нижних свитах тургайской серии), наблюдаются окатанные гальки ожелезненных глин и окисленного анкерита, вымытых из чеганской свиты. Эти факты позволяют думать, что трансгрессия джаксыккычского озерного бассейна сопровождалась некоторой абразией.

В разных местах Южного участка различные по мощности интервалы джаксыккычской свиты являются рудоносными.

В обнажениях, расположенных прямо на запад от крайних южных выработок (линия 22), полная мощность этой свиты равна 23,4 м. В верхней ее части под грубым железистым песчаником чаграйской свиты залегает слой светло-желтого мелкозернистого алевроитового песка мощностью 1,90 м. Внизу свиты на плотных белых кутанбулакских алевроитах лежит, с редкими мелкими гальками кварца в подошве, слой плотных каменистых серых и желтоватых глин с корочками бурого железняка на плоскостях слоистости. Мощность этого слоя около 1 м. Весь интервал между слоем желтого песка вверху и слоем серой глины внизу, имеющий мощность 19,5 м, является здесь рудоносным. Он состоит из частого прерывания песчанистой черной оолитовой сыпучей руды и в различной мере ожелезненных серых, лиловатых или желтых алевроитовых глин, нередко несущих на поверхности корочки бурого железняка. Мощность отдельных слоев той и другой породы не превышает 20 см. В самом низу более мощны прослой глины, а прослой руды очень тонки. Выше более мощными являются прослой руды. В верхней трети рудоносной пачки появляются тонкие прослой ожелезненного рыхлого алевроита с редкими оолитами и такие же тонкие прослой очень твердых сидеритизированных глин, близ поверхности обнажения превращенных в ярко-рыжие ожелезненные каменистые глины. Нетрудно подсчитать, что на долю руды здесь приходится 83% полной мощности джаксыккычской свиты.

Однако, если проследить разрезы этой свиты на северо-запад, вдоль обрывов плато Тогузкен, то видно, что интервал ее рудоносности постепенно уменьшается. Отдельные тонкие слои руды нижней половины свиты в указанном направлении начинают исчезать, причем происходит это не путем их выклинивания между двумя сближающимися прослоями алевроитовой глины, а путем постепенного изменения их состава. В прослоях руды становится все меньше оолитов и все больше мелких зерен обломочных минералов, пока они не переходят постепенно в прослой серого глинистого мелкозернистого песка или глинистого алевроита, кото-

рые отличаются от промежуточных прослоев такой же серой алевритовой глины только своей гранулометрией.

В 3 км западнее, в обнажении, расположенном прямо на юго-запад от скв. 182 (линия 21), мощность джаксыккычской свиты равна 18,5 м. Верхний слой желтого песка к этому месту постепенно срезается подошвой железистых песчаников чаграйской свиты, прямо под которыми здесь лежит рудная пачка. Однако мощность этой пачки всего лишь около 5 м. Она окрашена в бурый цвет и состоит из переслаивания рыхлых железистых мелкозернистых песчаников и алевролитов с оолитами, еще более рыхлой зеленовато-бурой песчанистой оолитовой руды и ржаво-желтых ожелезненных (в глубине, вероятно, сидеритизированных) алевритовых глин. Прослой оолитовой черной сыпучки здесь очень тонки и редки.

Ниже лежит светлая пачка, мощностью около 6 м, сложенная тонким переслаиванием преимущественно белого глинистого алеврита и желтоватой или светло-серой алевритовой глины. Однако она заключает еще отдельные тонкие прослой рыхлого бурого железистого алевролита, бурой и зеленовато-сыпучей сильно песчанистой руды.

Наконец, внизу свиты выделяется пачка, мощностью 7,30 м, сложенная белыми алевритовыми глинами и глинистыми алевритами без признаков оруденения.

Таким образом, рудоносный интервал свиты здесь сокращается примерно до 27% ее мощности.

Следующие на северо-запад хорошие обнажения начинаются в 2 км от описанного и тянутся на несколько километров. В их юго-восточной части разрез джаксыккычской свиты еще похож на предыдущий, но во второй сверху пачке исчезают все рудные прослой и она сливается по характеру своих пород с третьей пачкой. Рудные прослой сохраняются только в верхних пяти метрах свиты. Однако дальше к северо-западу они, один за другим, начинают выклиниваться. В каждом из них оолитов становится все меньше, руда постепенно переходит в рыхлый железистый алевролит с оолитами, затем в железистый алевролит без оолитов, затем в слегка ожелезненный желтый алеврит, а далее желтоватая полоса в обрывах все бледнеет и наконец исчезает. Это выклинивание схематично показано на рис. 5. Следует заметить, что оно сопровождается не погрубением, а наоборот, уточнением обломочно-

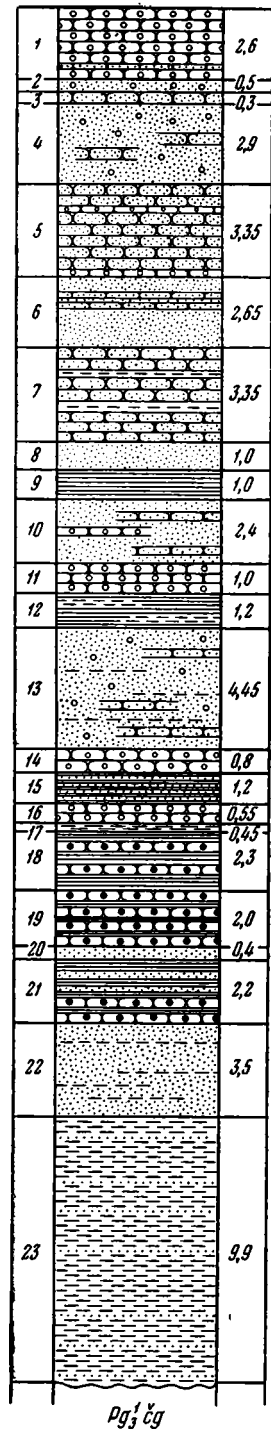


Рис. 29. Разрез рудоносных отложений тургайской серии, вскрытый скв. 142 в северной части Южного участка месторождения Кок-булак (описание см. в тексте)

го материала рудовмещающих пород. Если на юго-востоке описываемых обнажений руда переслоена светлыми глинистыми алевролитами, то на северо-западе они переходят в алевроитовые глины, а затем в переслаивание светлых алевроитовых глин с более темными лиловатыми, довольно чистыми глинами, содержащими углистый детрит. В этих породах на некотором расстоянии на продолжении рудных прослоев прослеживаются прослой алевроитов, но постепенно и они становятся все более глинистыми и исчезают.

Анализ разрезов скважин показывает такую же неравномерную насыщенность джаксыккычской свиты рудными прослоями при относительно медленных и плавных изменениях ее общей мощности.

Наибольшую мощность рудопроявления имеют в скв. 142 на линии 17, где она равна 36,6 м. Самые верхние слои свиты в этой скважине отсутствуют, но вскрытая под суглинками ее часть вся содержит руду.

Разрез этой скважины ниже четвертичных суглинков таков (рис. 29).

#### С кв. 142

1. 2,5—5,1 м.	Руда оолитовая, желто-бурая, сильно песчанистая, слабо цементированная, с прослоями железистого песчаника в интервале 4,8—5,0 м. Мощность . . . . .	2,60 м
2. 5,10—5,60 м.	Песок бурый, глинистый, с оолитами бурого железняка. Мощность . . . . .	0,50 м
3. 5,60—5,90 м.	Песчаник железистый, бурый, крепкий. Мощность . . . . .	0,30 м
4. 5,90—8,80 м.	Песок бурый, глинистый, местами уплотненный до песчаника, с редкими вкраплениями оолитов. Мощность . . . . .	2,90 м
5. 8,80—12,15 м.	Песчаник железистый, желто-бурый, крепкий, с прослоями слабо цементированного песчаника с оолитами бурого железняка и тонкими прослойками бурой руды до 15 см мощностью. Мощность . . . . .	3,35 м
6. 12,15—14,80 м.	Песок желто-бурый, мелкозернистый, кварцево-слюдистый, ожелезненный, плотный, с прослоями железистого песчаника в интервалах 12,15 — 12,35 м, 12,75 — 12,95 м, 13,0—13,10 м и 13,25—13,30 м. Мощность . . . . .	2,65 м
7. 14,80—18,15 м.	Песчаник железистый, буро-черный, слабо цементированный, с редкими оолитами и прослоями песчанистой глины. Местами песчаник крепкий. Мощность . . . . .	3,35 м
8. 18,15—19,15 м.	Песок желтый, мелкозернистый, кварцево-слюдистый, ожелезненный, плотный. Мощность . . . . .	1,0 м
9. 19,15—20,15 м.	Глина желтая, песчанистая, плотная, переслоенная тонкими прослоями крепкого железистого песчаника. Мощность . . . . .	1,0 м
10. 20,15—22,55 м.	Переслаивание серого и бурого мелкозернистого песка с бурой рудой и тонкими прослойками песчаника. Мощность . . . . .	2,40 м
11. 22,55—23,55 м.	Руда оолитовая, желто-бурая, песчанистая, с прослоями желтой глины. Мощность . . . . .	1,0 м
12. 23,55—24,75 м.	Глина желтая, местами сильно песчанистая, с кристаллами гипса. Мощность . . . . .	1,20 м
13. 24,75—29,20 м.	Песок желто-бурый, с бурыми рудными оолитами и редкими прослойками песчаника и глины. К подошве слоя эти прослойки становятся более частыми. Мощность . . . . .	4,45 м
14. 29,20—30,0 м.	Руда бурая, сильно песчанистая, с прослоями глины и, реже, песка. Мощность . . . . .	0,80 м
15. 30,0—31,20 м.	Переслаивание глины и песка. Мощность . . . . .	1,20 м
16. 31,20—31,75 м.	Руда желто-бурая, песчанистая, слабо цементированная, почти сыпучая. Мощность . . . . .	0,55 м
17. 31,75—32,20 м.	Глина сильно песчанистая, с очень тонкими прослойками песка. Мощность . . . . .	0,45 м
18. 32,20—34,50 м.	Глина серая, местами зеленовато-серая, слабо песчанистая, с прослойками мощностью от 1 до 10 см. зеленовато-серой, до черной, оолитовой руды. Мощность . . . . .	2,30 м
19. 34,50—36,50 м.	Такое же переслаивание, но с преобладанием руды над глиной; прослой последней не превышают по мощности 5 см; изредка встречаются прослой серого сидеритового песчаника. Мощность . . . . .	2,0 м
20. 36,50—36,90 м.	Песок серый, мелкозернистый, кварцево-слюдистый. Мощность . . . . .	0,40 м
21. 36,90—39,10 м.	Глина серая, песчанистая, с тонкими прослойками серого кварцево-слюдистого песка. В конце интервала появляются прослойки зеленовато-серой оолитовой руды. Мощность . . . . .	2,20 м

22. 39,10—42,60 м. Песок серый, мелкозернистый, кварцево-слюдистый, с прослоями серой песчанистой глины. Мощность . . . . . 3,50 м  
 23. 42,60—52,50 м. Глина серая, песчанистая, с тонкими прослоями кварцево-слюдистого алевролита. Мощность . . . . . 9,90 м  
 24. 52,50—52,60 м. Глина зеленовато-серая жирная, листоватая.

Последний слой относится к чеганской свите, а два предпоследних к чиликтинской. Чистая мощность рудных прослоев в этой скважине равна приблизительно 9 м.

К западу от описанной скважины 142 руда прослеживается довольно далеко, но к востоку исчезает очень быстро. Уже в 800 м далее в скв. 146, при той же мощности свиты интервал с рудопроявлениями сокращается до 25,5 м, а еще в 800 м восточнее, в скв. 147, они вообще исчезают. Руда здесь замещается мелкозернистыми песками, алевролитами и алевроитовыми глинами, в которых сохраняются лишь отдельные прослои, окрашенные окислами железа в желтый цвет.

Подобные же, хотя, может быть, и менее быстрые изменения мощности рудоносного интервала и чистой мощности рудных прослоев можно установить и при сравнении разрезов скважин по другим линиям, например по линии 21, разрез вдоль которой изображен на рис. 41 (табл. 17).

Таблица 17

Мощности (в м) джаксыклычской свиты, ее рудоносного интервала и прослоев руды в скважинах линии 21 Южного участка месторождения Кок-булак

Номер скважины	Мощность пройденного интервала джаксыклычской свиты	Мощность интервала рудопроявлений	Суммарная мощность прослоев кондиционной руды по данным опробования
181	27	13,95	9
180	28	14,5	11,2
178	27	18	10,5
179	22	18	14,5
177	30	18	13,35
176	32	17	6,25
174	34	22	6,00
172	37,5	21	6,35

При этом, однако, надо заметить, что как в обнажениях, так и в разрезах, составленных по скважинам, мы никогда не можем констатировать на Южном участке Кок-булака срезания одних слоев рудоносной пачки другими, физического выклинивания отдельных слоев этой пачки, которое так часто наблюдалось на вышеописанных месторождениях. Изменение строения рудоносной пачки, в частности — уменьшение мощности и исчезновение рудных прослоев, здесь происходит исключительно путем постепенного фациального замещения, одних пород другими по простиранию.

Один из наиболее типичных для Южного участка разрезов, проведенный вдоль поисковой линии 21, показан на рис. 41. На этом разрезе видны две характерные черты строения рудной залежи этого участка.

Первое — это выдержанность по простиранию слоев рудной серии. Некоторые из этих слоев прослеживаются на протяжении всего разреза, длина которого равна 5,6 км. Состав других постепенно изменяется, но их также легко узнать в соседних выработках, в особенности, если сравнивать не их описание, а керн. Напомним, что на месторождении Кутан-

булак трудно было сопоставить послойные разрезы выработок, пройденных в 100 м одна от другой. Здесь же легко сопоставляются разрезы выработок, пройденных в 800 м одна от другой.

Второе — это горизонтальность залегания слоев. Разрез составлен с четырехкратным искажением масштабов — и то слои выглядят на нем залегающими почти горизонтально. При отношении же масштабов 1 : 1 вообще нельзя было бы заметить в их залегании никаких отклонений от горизонтального.

Те же особенности видны и на других разрезах. Они же выступают и при осмотре обнажений. Горизонтально залегающий надрудный пласт светло-желтого мелкозернистого алевритового песка прослеживается, например, в юго-западных обрывах плато Тогузкен от крайнего юго-восточного обнажения под триангуляционной пирамидой с отметкой 321,5 м до обнажения под высотой с отметкой 301,7 м, т. е. по прямой линии на расстоянии 5 км. У последней высоты он срезается подошвой грубых железистых песчаников чаграйской свиты, а первоначальное его распространение было еще более значительным.

Плавные изменения мощностей рудоносной джаксыккычской свиты, выдержанность отдельных ее прослоев, в том числе рудных, и горизонтальный характер слоистости говорят о том, что руды Южного участка месторождения Кок-булак отлагались на ровной поверхности дна какого-то обширного бассейна. Сейчас они обнаруживают определенный и местами довольно значительный наклон на северо-северо-запад, в связи с чем на юге участка залегают гораздо выше, чем на севере. Однако различие в их современном гипсометрическом положении объясняется исключительно послерудной тектоникой. Южный участок своим юго-восточным концом подходит на близкое расстояние к своду Тасаранской антиклинали. В связи с этим кровля рудного горизонта оказалась здесь приподнятой до отметки 320 м. На севере участка рудный горизонт удаляется от оси антиклинали и кровля его опускается до 210 м. Это опускание не на всем участке идет равномерно. Между поисковыми линиями 19 и 20 (пересекая восточный конец линии 19) проходит флексура с углом наклона слоев в смыкающем крыле около 3°. Вдоль линии этой флексуры рудный горизонт погружается приблизительно на 50 м. К северу и к югу от флексуры наклон рудного горизонта не превышает 20 минут. Положение флексуры хорошо видно на структурной карте Южного участка, составленной по подошве чаграйской свиты (рис. 23).

Доказательством вторичного — тектонического, а не первичного — седиментационного происхождения наклона слоев рудной серии Южного участка является повторение этого наклона всеми выше и нижележащими отложениями. Если на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак почти горизонтальные слои чиликтинской и чаграйской свит резко несогласно срезают головы наклонных рудных линз, то на Южном участке надрудные чаграйские и подрудные чиликтинские слои погружаются к северо-северо-западу с такой же скоростью, как и сами руды, а залегание всех этих слоев везде остается совершенно согласным.

Контуром рудной залежи Южного участка на юге, юго-западе, севере и отчасти на востоке (против поисковых линий 19 и 20) являются границы ее современного эрозионного размыва. Контурные же залежи на западе (к северу от обрывов плато Тогузкен) и кое-где на востоке (против поисковых линий 18, 21 и 22) являются до некоторой степени условными. Они определяются химическими анализами и соответствуют линиям, за пределами которых руды опесчаниваются и разубоживаются безрудными прослоями до такой степени, что утрачивают промышленное значение. Как стратиграфический же горизонт рудная залежь Южного участка простирается на запад и на восток далеко за пределы ее контуров. поиско-

вые участки Кумбуке и Алты-казан, положение которых показано на рис. 21, несомненно принадлежат тому же стратиграфическому горизонту и представляют собой места, где в его разрезе несколько увеличивается содержание рудных пород.

Чтобы доказать правильность этого заключения, приведем некоторые примеры.

По линии 17 законтурными на западе в разведочных отчетах считаются скв. 148 и 1092. Однако в первой многочисленны прослойки песчанистой руды наблюдались в большом интервале глубин — от 11 до 31 м, а во второй — почти от поверхности до глубины 21,6 м.

По линии 18 законтурными на западе считаются скв. 153 и 1094. В первой из них на стратиграфическом уровне рудоносного горизонта действительно отмечены только железистые песчаники с оолитами, но во второй на интервале глубин от 4,7 до 9,3 м эти песчаники переслаиваются с песчанистой оолитовой рудой.

По линии 19 законтурной на западе считается скв. 1095. Однако на большом интервале от 14 до 27,3 м она пересекла переслаивание песчанистой бурой руды с плотным сидеритом и ожелезненной глиной, содержащей оолиты.

То же наблюдается и на востоке Южного участка, например по линии 21. Законтурной здесь считается скв. 1097, однако от подошвы четвертичных суглинков до глубины 14 м она пересекла глины, содержащие многочисленные тонкие прослойки черной и бурой сыпучей оолитовой руды. Слабое рудопроявление есть и в скв. 1100, которая считается законтурной на востоке по линии 18.

Таким образом, границы Южного участка, показанные на разных планах в разведочных отчетах и в иллюстрациях к нашей работе, там, где они не определяются современной эрозией, надо считать условными. Они отражают уменьшение содержания железа в пометровых пробах ниже известного предела, но не выклинивание рудоносного горизонта, который на этом участке остался неоконтуренным.

Больше того. В разведочных отчетах считаются безрудными и некоторые выработки, пройденные в осевой зоне Южного участка, например скв. 144 на линии 17 и скв. 159 на линии 19. В связи с этим в разведочных отчетах говорится о существовании на Южном участке Кок-булака нескольких самостоятельных линз руды.

Между тем проверка описаний указанных «безрудных» скважин по керну показала, что руда в них имеется, причем она залегает на том же стратиграфическом уровне и имеет ту же мощность, что в соседних к востоку и к западу выработках. Только содержание железа в пометровых пробах, которое в соседних скважинах держится немного выше кондиционного минимума (30%), здесь падает несколько ниже этого минимума, причем остается неясным, за счет чего происходит это падение: за счет ли действительного ухудшения качества руды, или за счет вымывания материала тонких прослоев оолитовой сыпучки при проходке скважин и обогащения керна глинами (процент выхода керна при бурении скважин на Южном участке был далек от 100)?

Таким образом, на Южном участке Кок-булака, может быть, и следует выделять блоки кондиционных и некондиционных руд, но применительно к нему нельзя говорить о линзах руды, которые так отчетливо выделяются на Северном и Центральном участках того же месторождения. Никаких линз руды, в геологическом смысле этого слова, здесь нет, а есть единая, хотя и многослойная рудная залежь очень большого размера, мощность которой и качество руды меняются очень постепенно.

На основании этих наблюдений мы не выделили внутри рудной залежи Южного участка никаких безрудных «окон» и границы ее проводим



несколько иначе, чем на планах в разведочных отчетах. При этом такие границы на западе и на большом протяжении на востоке остаются условными.

Поскольку границы рудной залежи Южного участка являются частью эрозионными, частью условными и действительные ее первоначальные контуры неизвестны, постольку остается не вполне ясным интересный вопрос о том, где проходила береговая линия джаксыккычского бассейна и в каком положении по отношению к ней находится рудоносная площадь.

На Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак не только отсутствуют слои, соответствующие джаксыккычской свите Южного участка, но и чиликтинская свита имеет очень малую мощность, а местами вовсе выпадает из разрезов. Отсюда можно сделать вывод, что джаксыккычский бассейн на территорию этих участков далеко не проникал. Его северная граница проходила, вероятно, в районе современной долины ручья Кок-булак. Можно высказать предположение, что восточнее она отклонялась к югу вдоль сводовой части Тасаранской антиклинали. Это как будто подтверждается тем, что по поисковой линии 17 руда замещается на востоке песками прибрежного типа (в скв. 147). В южных обрывах плато Тогузкен также можно видеть опесчанивание и погрубение рудного материала в восточном направлении, происходящее одновременно с уменьшением мощности свиты.

Остается неясным вопрос о том, как понимать описанное выше выклинивание руды в юго-западных обрывах плато Тогузкен. Сходство глин, в которые переходит рудоносный горизонт, с нижележащими чиликтинскими позволяет думать, что и это выклинивание руды связано с приближением к берегу бассейна. Тогда джаксыккычский бассейн Южного участка должен рисоваться в виде вдававшегося с юга залива, окруженного сушей на северо-западе, севере и северо-востоке.

Однако не исключена возможность, что горизонтально-слоистые глины, замещающие руду на северо-западе, в обрывах плато Тогузкен, являются не прибрежной, а наоборот, несколько более глубоководной, чем руда, фацией джаксыккычских осадков. Тогда бассейн Южного участка надо рисовать открытым на юг и на запад, а рудную залежь — протягивающейся параллельно берегу, расположенному на севере и востоке.

При любых вариантах этих построений следует обратить внимание на тот факт, что контуры залежи кондиционных руд на Южном участке довольно близко совпадают с контурами поднятия поверхности глин морского палеогена, которое хорошо выявлено на карте палеорельефа (рис. 24). В зоне этого поднятия (геоморфологического, а не тектонического) мощности джаксыккычской свиты на каждой поисковой линии несколько меньше, чем восточнее и западнее, но рудонасыщенность ее максимальная, а качество руды сравнительно более высокое. В обе стороны от поднятия мощность свиты увеличивается, но рудные прослои постепенно опесчаниваются и уменьшаются в числе, замещаясь железистыми песками, песчаниками и алевролитами, а иногда и глинами с тонкими прослоями оолитов.

Видимо, указанная возвышенность в палеорельефе морского палеогена играла какую-то роль в гидрологии и седиментогенезе джаксыккычского бассейна. Возможно, что она представляла собой отмель, в пределах которой условия для накопления оолитовых руд были более благоприятны, чем в прилегающих на востоке и западе более глубоких зонах дна залива джаксыккычского бассейна.

В заключение следует заметить, что в одном месте на Южном участке были обнаружены следы оруденения в отложениях, более древних, чем основной джаксыккычский рудный горизонт этого участка. Их вскрыла скв. 1098, пройденная на крайнем востоке поисковой линии 20. Эта сква-

жина задана в понижении рельефа, судя по сравнению с соседними скважинами той же линии, — ниже подошвы джаксыккычской свиты. До глубины 31 м она пересекла безрудные серые глины с частыми прослоями алеурита, видимо, принадлежащие чиликтинской свите, а ниже — до глубины 53,9 м — желто-серые и темно-серые мелокозернистые пески и алеуриты с многочисленными прослоями, мощностью до 20 см, сидеритизированной алеуритовой глины, сидеритового алеуролита и довольно чистого серого сидерита. Изредка на этом интервале встречались тонкие прослойки бурой песчанистой оолитовой руды. На глубине 53,9 м скважина вошла в зеленые глины чеганской свиты.

Пересеченная ею рудоносная пачка, мощностью 22,9 м, по-видимому, принадлежит кутанбулакской свите. Она осталась совершенно неразведанной и прослеживание ее может привести к открытию новых залежей руды.

### Типы и качество руд Южного участка

В текстурном отношении для руд Южного участка характерно отсутствие грубых конгломератовых разностей. В описаниях скважин этого участка можно встретить упоминания о рудах конгломератовых, но просмотр керн показал, что под этим названием здесь выделялись руды жеодистые, грубые компоненты которых имеют вторичное происхождение и связаны с циркуляцией железа в зоне выветривания. Осмотр отвалов шурфов и обнажений также подтверждает отсутствие на Южном участке конгломератовых руд. Обломочки руды более древней генерации в некоторых прослоях оолитовых руд здесь имеются, но они всегда очень мелкие (до нескольких миллиметров) и редко рассеяны.

Из оолитовых руд на Южном участке приблизительно одинаково распространены сыпучие и цементированные разности.

Вопрос о первоначальном минералогическом составе руд этого участка не так ясен, как на Северном и Центральном участках. В современном рельефе Южный участок представляет собой хорошо дренированное плато. Поэтому руды его почти везде лежат выше уровня грунтовых вод и из рудных минералов содержат почти исключительно гидроокислы железа. Однако на линии 19 в скв. 185, 162, 156 и 157 низы рудной залежи оказались лежащими ниже уровня грунтовых вод (опущенное крыло флексуры) и здесь руды, судя по описанию (керн не сохранился), были черно-зелеными, т. е. с хлоритово-сидеритовым цементом. Прослой рыхлых оолитовых руд из зеленых и зеленовато-бурых оолитов встречались в нижней части рудоносных интервалов и в других скважинах, а также в некоторых свежих обнажениях на юго-западе участка. Наконец, в обнажениях и шурфах, пройденных на Южном участке, в рудной залежи видны многочисленные следы эпигенетических миграций железа в виде жеод, конкреций, корочек, оторочек и прожилок его гидроокислов.

Все эти наблюдения говорят о том, что цементированные разности руд Южного участка первоначально имели сидеритово-хлоритовый цемент и что современный их минералогический состав связан с окислением такого цемента.

Руды с кальцитовым цементом на Южном участке не были встречены ни разу.

Из сыпучих разностей руд на Южном участке широко распространены не только черные, но и бурые охристые руды. Как доказывается в главе VIII, эти последние произошли за счет окисления зеленых сыпучих руд, состоящих из оолитов с хлоритовыми наружными оболочками. Сами зеленые сыпучие руды на Южном участке тоже сохранились, но лишь в виде редких прослоев в нижних частях рудной залежи.

Черная сыпучая руда на этом участке наблюдалась лишь в зоне выше уровня грунтовых вод. Однако и здесь это первично окисный тип руды, как было установлено при изучении более северных участков месторождения Кок-булак. Такое мнение подтверждается закономерностями распространения черной сыпучей руды на Южном участке. Она слагает большую часть рудной залежи на его крайнем юге, т. е. на структурно наиболее приподнятой площади (см. рис. 23), где наблюдаются минимальные мощности джаксыккычской свиты. По мере удаления на север, в структурно пониженную часть участка, черная сыпучая руда начинает переслаиваться с рудами других типов и в выработках наиболее северных на участке поисковых линий почти исчезает из разрезов, замещаясь бурой сыпучей рудой и цементированными разностями руд.

Следует заметить, что и на юге участка черная сыпучая руда никогда не слагает крупных сплошных тел, которые наблюдались на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак. В любых разрезах Южного участка она тонко переслоена безрудными породами, а иногда и рудами других типов.

Помимо перечисленных разностей оолитовых руд, на Южном участке довольно широко распространены тонкие прослой серых неоолитовых сидеритов и сидеритовых алевролитов, а также образовавшихся за счет их окисления плотных гидрогетитов и гидрогетитовых алевролитов. Первые наблюдались в керне скв. 142, 152, 157, 159, 160, 185, 1092, 1095, 1097, 1099 и 1100, вторые в керне скв. 177, 184, 186, 187, 1094 и 1096, в отвалах шурфов и во многих обнажениях. Можно сделать вывод, что тонкие прослой сидеритов и сидеритовых алевролитов были почти постоянным компонентом первоначального разреза рудной залежи Южного участка. Закономерности их распространения недостаточно ясны. Прослой сидеритов во многих местах выходят в стороны, за контуры распространения оолитовых разностей руды. Поэтому они особенно бросаются в глаза в периферийных скважинах участка. Однако они имеются и в скважинах, пройденных в центральной части рудной залежи (например, в скв. 142, 152 и 159).

При поисковых работах на Южном участке выделялись из всех перечисленных только три наиболее широко распространенных типа руд: зеленые цементированные, бурые цементированные и сыпучие. В последний тип объединялись черные, бурые и зеленые разности сыпучих руд.

По подсчетам П. П. Сударева, зеленые цементированные руды составляют 21,4%, бурые цементированные — 32,0% и сыпучие 46,6% запасов Южного участка. Однако мы уже отмечали, что П. П. Сударев иначе проводит северную границу Южного участка, включая в него южную часть поля наклонных линз Центрального участка. Эти наклонные линзы сложены преимущественно черной сыпучей и зеленой цементированной рудой. Следовательно, в пределах Южного участка, в нашем понимании его границ, роль этих двух типов руд будет меньше, а роль бурых цементированных руд значительно больше, чем следует из подсчетов П. П. Сударева.

По качеству руды Южного участка, если их изучать в пометровых пробах, значительно хуже, чем руды более северных участков Кок-булака и большинства других месторождений Северного Приаралья. Это объясняется главным образом присутствием в руде тонких прослоев безрудных пород (железистых песчаников, песков и алевритов, иногда ожелезненных глин).

По подсчетам П. П. Сударева, руды Южного участка содержат в среднем 35,16% железа, 1,38%  $P_2O_5$ , 0,09% серы, 0,98% окиси кальция и 0,53% окиси магния; средняя величина потери от прокаливания равна 4,71%. Эти средние цифры не характеризуют какой-либо определенный

тип руды и потому до некоторой степени являются абстрактными, однако они подчеркивают некоторые особенности руд Южного участка, а именно — их относительную бедность железом и карбонатными соединениями. Последнее является следствием окисленности большей части рудной залежи,

Если выкинуть из подсчета средних цифр северную часть Южного участка, в понимании разведчиков, т. е. наклонные, глубоко залегающие линзы руды, геологически относящиеся еще к Центральному участку, то содержание железа в рудах Южного участка будет еще ниже. Это видно из того, что в план подсчета запасов по Южному участку включен блок 14 между линиями 27 и 15, со средним содержанием железа 38,37%, и блок 15 между линиями 15 и 16, со средним содержанием железа 36,47%. Оба эти блока в геологическом отношении относятся еще к Центральному участку. Более же южные блоки, действительно относящиеся к Южному участку, имеют следующие средние цифры содержания железа (в %): 35,61, 33,64, 34,20, 35,15, 34,59 и 35,59. Средневзвешенное из этих цифр будет близко к 34,8%.

Снижение качества руды на Южном участке видно и при сравнении содержания железа в разных типах руд. По подсчетам П. П. Сударева, бурые цементированные руды на Центральном участке содержат в среднем 39,28% железа, а на Южном — 34,96%, сыпучие же руды, соответственно, 40,97 и 35,57% железа.

#### **Алты-казан, Кумбуке и другие поисковые участки по периферии месторождения Кок-булак**

В некоторых отчетах о поисковых работах на железные руды в Северном Приаралье можно прочесть краткие описания железорудных «месторождений» Алты-казан и Кумбуке. В действительности это не самостоятельные месторождения, а части рудной залежи Южного участка месторождения Кок-булак, лежащие за условными контурами его основной площади. Они обладают лишь бедными по качеству рудами и потому не разведаны.

Мы уже отмечали, что на западе против поисковой линии 17, а на востоке против поисковой линии 21 контуры Южного участка являются совершенно условными. Крайними в этих направлениях выработками установлено не исчезновение руды, а лишь потеря ею промышленного качества. Рудное же тело здесь продолжается и на продолжении его как раз и лежат упоминавшиеся поисковые участки Алты-казан и Кумбуке, обнаруженные благодаря выходам руды в естественных обнажениях. Отношение их к основной рудной залежи Южного участка показано на рис. 21.

Поисковый участок Алты-казан расположен на западном продолжении линии 17 Южного участка, на правом берегу одноименного глубокого оврага. В нижней части склонов оврага выходят глины чеганской свиты морского палеогена, верхние части склонов задернованы или покрыты осыпями, а в бровке склона выходят плотные железистые породы джаксыклычской свиты. Судя по естественным выходам и пройденным мелким шурфам, они представлены здесь довольно частым переслаиванием железистых песчаников, ожелезненных песков и бурых оолитовых руд, цементированных и рыхлых. Содержание железа в отобранных образцах колеблется от 30 до 45%, но мощных прослоев чистой руды нет. Рудная залежь продолжается и на левый (южный) берег оврага Алты-казан, но здесь в ее строении преобладают пески и песчаники, а прослой руды редки и сильно песчанисты. Контуры распространения рудопоявлений не установлены, но несомненно, что их прослеживание при-

вело бы к соединению участка Алты-казан с основной залежью Южного участка.

Полной аналогией Алты-казану является находящийся на противоположной стороне Южного участка поисковый участок Кумбуке. Он расположен на восточном продолжении линии 21 и представляет собой выход рудного горизонта джаксыккычской свиты в бровку южного склона горы Шаршаган. Последняя является восточным выступом того же плато Тогузкен, на котором расположен Южный участок. Название участка происходит от колодца Кумбуке, находящегося в глубине одного из оврагов у подножья горы Шаршаган.

Нижняя часть склонов горы Шаршаган сложена песчанистыми светло-серыми глинами сакасульской свиты и зеленовато-серыми глинами чеганской свиты морского палеогена. Выровненная поверхность последней имеет отметку около 220 м. Выше лежат светлые пески и алевроиты джаксыккычской свиты, заканчивающиеся темно-бурым рудным горизонтом. Последний слагает бровку крутого южного склона горы Шаршаган и прослежен вдоль нее на 700 м. В разрезе рудного горизонта главную роль играют красновато-бурые, довольно рыхлые железистые песчаники и бурые ожелезненные пески с рассеянными оолитами, но среди них встречаются линзы песчанистой, мелкозернистой, довольно рыхлой желтовато-бурой руды. Мелкие шурфы и скважины, пройденные на прилегающей к обрыву части плато, обнаружили, что мощность пород, которые могут быть названы рудой, в разных пунктах колеблется от 0,15 до 2,15 м, при содержании железа в бороздковых пробах от 26 до 43%. Наилучшее качество дала руда в поисковом шурфе 33. Она залегает здесь на глубине от 1,10 до 1,95 м, имеет мощность 0,85 м и содержит 42,83% железа. Максимальную мощность, равную 2,15 м, руда имеет в поисковом шурфе 43. Однако здесь она содержит всего 26,08% железа. В некоторых выработках руда настолько опесчанивается, что бороздковые пробы рудного слоя дают всего 20,31 (шурф 32) и даже 12,96% железа (скв. 13).

Почти все железо представлено в окисной форме. Закась железа обнаруживается лишь в виде следов, в одном анализе отсутствует и в двух анализах равна 0,14 и 0,17%. Количество в руде  $P_2O_5$  колеблется от 0,45 до 1,73%, количество серы от нуля до 0,22%.

На север и северо-запад от бровки южного склона горы Шаршаган величина вскрыши над рудным горизонтом быстро увеличивается и в этих направлениях он не прослежен. Нет сомнений в том, что такое прослеживание привело бы к соединению его с рудным горизонтом Южного участка в районе скв. 1097 (крайний восток поисковой линии 21).

Описанные поисковые участки Алты-казан и Кумбуке имеют рудный горизонт джаксыккычского возраста, тесно связанный с рудным горизонтом Южного участка месторождения Кок-булак. Однако на периферии Северного и Центрального участков этого месторождения также имеются оставшиеся неразведанными рудные выходы, имеющие уже кутанбулакский возраст, т. е. более древние, чем руды Южного участка. Эти выходы были обнаружены Д. Н. Архангельским в 1950 г. восточнее и северо-восточнее месторождения Кок-булак. По его данным, они группируются в два участка.

Первый из этих участков расположен в юго-восточном углу листа L-41-25. Он ограничен координатами:  $47^{\circ}02'48''$  —  $47^{\circ}03'20''$  с. ш. и  $60^{\circ}03'00''$  —  $60^{\circ}05'00''$  в. д. Отложения кутанбулакской свиты здесь представлены преимущественно алевроитами с прослоями глин, песков и железистых песчаников и с невыдержанным слоем конгломерата в основании. Среди них имеется три выхода руд. В одном из них разрозненные линзы сцементированной бурой оолитовой руды, мощностью до 0,5 м, наклоненные на западо-северо-запад под углом  $3-5^{\circ}$ , прослеживаются при-

близительно на 1500 м. Другой выход представляет собой небольшую линзу руды на вершине столового останца с отметкой 239,9 м. Наконец, в третьем месте руда плохо обнажена, но мелкими шурфами прослежена в виде полого наклонного пласта, мощностью от 0,5 до 0,8 м, на протяжении около 1500 м. В этом пласте наблюдается косяя слоистость оолитов, падающая на запад-северо-запад под углом 22°. Д. Н. Архангельский высказывает предположение, что эта руда представляет собой продолжение руды первого выхода.

Анализ одной из бороздковых проб через рудный пласт дал 35,05% железа, 2,21%  $P_2O_5$ , 0,15% серы и 29,58% нерастворимого остатка.

Второй поисковый участок расположен в северо-западной четверти листа L-41-25, на северном окончании горы Конульген, в пределах координат: 47°13'00" — 47°14'54" с. ш. и 60°05'10" — 60°10'00" в. д.

Руда выходит в обрывах горы Конульген, прослеживается на протяжении почти 2 км и достигает максимальной мощности 4,8 м. Она представлена крепко цементированной бурой оолитовой косослоистой рудностью, причем везде содержит тонкие прослои плотного железистого песчаника. Руда приурочена к средней части отложений кутанбулакской свиты. Под нею лежит около 10 м песков и алевроитов, над нею — около 20—25 м таких же пород. Бровка обрывов горы Конульген сложена грубыми железистыми песчаниками основания чаграйской свиты.

Д. Н. Архангельский отмечает, что руды этого последнего участка очень сходны с рудами месторождения Кутан-булак в Чокусинской синклинали.

#### 10. ВЫХОДЫ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД НА СЕВЕРНОМ БЕРЕГУ ЗАЛИВА ТЩЕ-БАС И В ОСЕВОЙ ЗОНЕ КУЛАНДИНСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ

К юго-западу от большого рудного района месторождения Кок-булак мелкие выходы железных руд имеются в обрывах северного берега залива Тще-бас и на вершинах некоторых столовых останцов осевой части Куландинской антиклинальной зоны, которая протягивается от этого залива на север вдоль восточного края песков Большие Барсуки.

На северном берегу упомянутого залива наиболее интересные рудопроявления отмечены в 2 км восточнее колодца Тамчма-булак (46°20'05" с. ш. и 59°42'40" в. д.). Нижняя часть береговых обрывов здесь сложена серозелеными глинами чеганской свиты, в этом месте очень богатыми ископаемой фауной, а верхняя часть обрывов — белыми горизонтально-слоистыми алевроитовыми глинами озерной фации кутанбулакской свиты. Бровку береговых обрывов слагают грубые железистые конгломераты основания чиликтинской свиты, а немного отступя от берега, над ними возвышается новый уступ, сложенный лиловато-серыми полосчатыми глинами этой свиты.

В белые кутанбулакские алевроитовые глины врезана руслообразная впадина, заполненная железорудными породами. Береговые обрывы дают поперечное сечение этой впадины. Ее вертикальный диаметр 12 м, ширина около 300 м. Выполняющие ее породы перекрываются верхними горизонтами белых алевроитовых глин, которые восточнее и западнее лежат на более низких горизонтах тех же глин без видимых следов перерыва.

Более внимательное изучение разрезов показывает, что впадина выполнена не одной, а двумя последовательно отложенными линзами железорудных пород, разделенными поверхностью размыва. Разрез именно этого места схематично изображен на рис. 3.

Создается впечатление, что уровень озерного бассейна, в котором отлагались белые алевроитовые глины, дважды понижался и в прибрежной части он дважды осушался. Во время этих регрессий в белые глины врезана

лось русло стока вод с расположенной севернее суши. При начале трансгрессий оно заполнялось железорудными речными осадками, а потом перекрывалось новыми слоями озерных белых алевроитовых глин. Оба раза русло врезалось в одном и том же направлении, что было, вероятно, predetermined существованием здесь некоторого первичного понижения в рельефе глин морского палеогена, не выровненного отложением алевроитовых глин.

Упомянутая древняя эрозионная впадина выполнена ярко-рыжими ожелезненными породами, которые издали хорошо выделяются на фоне белых озерных осадков. Это преимущественно железистые песчаники и железистые пески разной крупности зерна, то содержащие примесь рудных оолитов, то лишенные их. Однако среди них имеются невыдержанные линзы песчанистой оолитовой руды, содержащей 35,79%  $Fe_2O_3$ , 45,97%  $SiO_2$ , 5,26%  $Al_2O_3 + TiO_2$  и 0,67%  $P_2O_5$ . Мощность таких прослоев до 50 см. Все железистые породы, выполняющие руслообразную впадину, обладают кривой слоистостью, наклоненной на юг, в сторону моря. Во многих местах наблюдаются срезания одних слоев другими. Плоскости, разделяющие слои разного состава, также наклонены к югу, но значительно более полого, чем кривая слоистость. В железистых песчаниках наблюдаются отпечатки раздробленных растительных остатков (листьев, коры, веток).

В сторону от береговых обрывов вскрыша над рудоносными породами быстро возрастает до нескольких десятков метров. В связи с этим работы по прослеживанию рудоносной полосы не производились.

Линзы песчанистой железной руды в основании белых алевроитовых глин озерной фации кутанбулакской свиты появляются еще в одном пункте обрывов северного берега залива Тще-бас, приблизительно в 5 км западнее предыдущего. Координаты этой точки:  $46^{\circ}20'25''$  с. ш. и  $59^{\circ}38'20''$  в. д. Мощность руды здесь достигает 3 м, но хорошо обнажена она только по одной промоине и условия ее залегания здесь остались не вполне выясненными.

Западнее описанных выше пунктов проходит большой меридиональный разлом, а за ним начинается Куландинская антиклинальная зона (см. рис. 1). Здесь в 3 км к северу от берега залива Тще-бас возвышается небольшой столовый останец Уш-чоку. Краткое его описание и фотография даны еще Л. С. Бергом (1908). Вершина этого останца сложена песчанистой оолитовой мелкозернистой железной рудой. Состав ее: 34,38%  $Fe_2O_3$ , 32,21%  $SiO_2$ , 4,60%  $Al_2O_3 + TiO_2$  и 1,07%  $P_2O_5$ . Огромные глыбы руды лежат и на его склонах. Мощность руды достигает 5 м. В ней намечается слабо выраженная горизонтальная слоистость. Руда лежит на выровненной поверхности глинистых песков саксаульской свиты. Самой интересной особенностью этого выхода является то, что в основании руды залегает тонкий слой ожелезненного песка с мелкой (до 1 см в диаметре), очень хорошо окатанной галькой кварца, кремнистых сланцев и других мугоджарских пород. Эта галька имеет полированную поверхность и несомненно испытала волновую обработку в зоне прибоя. Ни в одном другом пункте Северного Приаралья такая галька в железорудных месторождениях не встречена.

В 50 км севернее подобный же слой песчанистой железной руды, но без гальки в основании, сохранился на вершине высшей точки Северного Приаралья — горы Джаксы-бутах (отметка +347 м). Координаты ее  $46^{\circ}50'56''$  с. ш. и  $59^{\circ}33'28''$  в. д. Эта гора сложена рыхлыми желтыми песками саксаульской свиты, которые близ вершины цементируются в железистые песчаники. Горизонтально лежащий слой плотного железистого песчаника на вершине горы также считался принадлежащим саксаульской свите (Яншин, 1953). Однако сотрудник моего отряда

Л. А. Игнатьева, обследовавшая эту гору в 1954 г., выяснила, что железистый песчаник вершины горы содержит в большом количестве рудные оолиты и книзу местами переходит в песчанистую оолитовую руду, которая отделена от лежащих ниже саксаульских песчаников ясной границей размыва. Таким образом, слои вершины горы Джаксы-буташ нельзя относить к саксаульской свите.

Возраст железных руд, залегающих на вершинах столовых гор Джаксы-буташ и Уш-чоку, не может быть установлен точно. Однако скорее всего они принадлежат не кутанбулакской свите, а озерным отложениям джаксыклычской свиты. Об этом говорит залегание их в виде горизонтальных слоев на выровненной поверхности нижележащих пород, следы горизонтальной слоистости в самой руде, присутствие хорошо окатанного галечника в основании руды на горе Уш-чоку, и, наконец, тектоническое положение рассматриваемых рудных залежей в пределах антиклинальной зоны.

Достоверные отложения кутанбулакской свиты нигде в Северном Приаралье не развиты в сводовых частях антиклинальных зон. Они выполняют эрозионные депрессии только в пределах синклиналей. Это, по видимому, связано с тем, что расположение эрозионной сети среднеолигоценового времени определялось структурным планом территории.

## 11. МЕЛКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧАГРАЙСКОГО ПЛАТО

К западу от описанных выше мелких выходов железных руд лежит широкая меридиональная полоса четвертичных эоловых песков, обычно объединяемых под названием Большие Барсуки. В своей южной части они, несомненно, частично образовались за счет развевания песков чаграйской свиты верхнего олигоцена и подстилаются породами более древних свит тургайской серии, среди которых могут быть залежи железных руд. Однако в настоящее время геология коренных отложений под песками Большие Барсуки еще совершенно не изучена.

Западнее Больших Барсуков, между ними и р. Чеган, как это видно на мелкомасштабных геологических картах и на рис. 1, лежат две большие площади распространения осадков тургайской серии. В пределах северной из них пока обнаружены лишь осадки чаграйской и чиликгинской свит этой серии, в связи с чем железные руды здесь неизвестны. В пределах же южной площади развит полный разрез тургайской серии и снова являются железные руды. В геоморфологическом отношении эта южная площадь соответствует Чаграйскому плато, которое на западе и на севере ограничено сплошной линией высоких обрывов, на востоке постепенно опускается к пескам Большие Барсуки, а на юге уходит под еще более высокое плато Устюрта, сарматские известняки которого поднимаются в виде ясно выраженного в рельефе уступа. В восточной, пониженной части Чаграйского плато находится большое соленое озеро Кашкар-ата, в которое с севера и с запада впадают большие сухие саи (овраги) Ашу-тасты и Киндерли, протяжением по несколько десятков километров каждый.

В структурном отношении пониженная восточная часть Чаграйского плато соответствует южной части Челкарской синклинали, ось которой проходит через соленое озеро Кашкар-ата. Западная, структурно и гипсометрически приподнятая часть плато соответствует району периклинального погружения и затухания расположенной севернее Чущкакульской антиклинали.

Железные руды на Чаграйском плато впервые были обнаружены в 1946 г. В. А. Вахрамеевым и А. Л. Яншиным при работах по составлению геологической карты листа L-40 в масштабе 1 : 1 000 000. Они описали выходы руд в западных обрывах плато к югу от мыса Чаграй.



В 1950 г. во время маршрута через Чаграйское плато новые рудопроявления в уроч. Кенкоус и по саю Киндерли были отмечены геологом Академии наук Казахской ССР В. В. Лавровым.

В 1952 и 1953 гг., как упоминалось в главе I, на Чаграйском плато поисковые работы проводил Е. И. Дмитриев. Работы заключались в разбуривании двух больших, приблизительно широтных профилей: одного от уроч. Кенкоус до южного подножья горы Аррадунг-тау и другого — на широте немного севернее оз. Кашкар-ата. Одновременно составлялась геологическая карта южной половины листа L-40-XI и производились необходимые для этого мелкие буровые и шурфовочные работы.

Наконец, в 1953 г. новые выходы железных руд близ западного конца оз. Кашкар-ата были обнаружены Р. Г. Гарецким и А. Л. Яншиным.

Ниже дается описание известных в настоящее время на Чаграйском плато рудопроявлений, причем три первых описываются по отчетам Е. И. Дмитриева, а следующие три — по геологическим дневникам А. Л. Яншина.

**А. К е н к о у с.** Северные обрывы Чаграйского плато в уроч. Кенкоус. Координаты:  $46^{\circ}50'30''$  с. ш. и  $57^{\circ}55'30''$  в. д. Руда выходит в основании правого склона оврага, глубоко врезанного в Чаграйское плато. Она залегает прямо на песчаных глинах саксаульской свиты и кроется оже-лезненными песками с линзовидными прослоями железистых песчаников. Мощность руды до 1,5 м. Она имеет конгломератовую текстуру и состоит из оолитов диаметром до 0,5 мм, среди которых лежат угловатые обломки железистого песчаника диаметром до 2 см. В восточном направлении линза руды расщепляется на более тонкие прослои вклинивающиеся в нее бурими железистыми песчаниками. Анализ штучного образца дал 34,39% железа (48,84%  $Fe_2O_3$  и 0,31% FeO) и 13,11%  $SiO_2$ .

**Б. Ш о л а к - к а з г а н.** Выходы руды недалеко от западных обрывов Чаграйского плато, в левом берегу прорезающего эти обрывы неглубокого овражка, северо-западнее колодца Шолак-казган. Координаты:  $46^{\circ}56'20''$  с. ш. и  $58^{\circ}04'45''$  в. д. Видимая мощность руды до дна оврага 1,2 м. Подошва ее не вскрыта. Руда представляет собой среднезернистый песчаник с большим количеством оолитов и базальным гидрогетитовым цементом. Анализ штучного образца дал 30,44% железа (43,2%  $Fe_2O_3$  и 0,3% FeO) и 35,87%  $SiO_2$ .

Рудопроявления Кенкоус и Шолак-казган Е. И. Дмитриев относит к кутанбулакской свите, что, по-видимому, справедливо.

Несомненно к этой свите относится руда, пересеченная, по данным Е. И. Дмитриева, на глубине 72—74 м в поисковой скважине 821. Эта скважина была задана на поверхности Чаграйского плато, как раз в створе между рудным выходом Шолак-казган и описываемым ниже рудным выходом Киндерли I, в 12 км от первого и в 21 км от второго. Ее координаты:  $46^{\circ}50'40''$  с. ш. и  $48^{\circ}8'50''$  в. д. Руда была встречена в основании песчаной толщи. Верхние 60 см ее сложены плотным неоолитовым серым анкеритом. Ниже лежит около 1 м оолитовой зеленовато-бурой руды с хлоритовым цементом. Руда подстилается слоем грубого песка мощностью около 55 см, ниже которого лежат породы саксаульской свиты морского палеогена.

**В. К и н д е р л и I.** Выход руды в основании правого склона верховьев оврага Киндерли. Координаты:  $46^{\circ}41'с.ш.$  и  $58^{\circ}16'25''$  в. д. Руда бурая, оолитовая, слабо песчанистая, с редкими обломочками железистого песчаника. Она переслоена массивными гидрогетитами (видимо, продукт окисления сидерита) и железистыми песчаниками. Общая видимая мощность руды 2,2 м. Над нею лежат желтовато-серые мелкозернистые пески. Анализ штучной пробы дал 38,33% железа (54,64%  $Fe_2O_3$  и 0,15% FeO) и 16,4%  $SiO_2$ .

**Г. К и н д е р л и II.** Выходы руды в обнажениях левого берега и в русле оврага Киндерли, в его нижнем течении, немного выше пересечения этого оврага автомобильной дорогой из Челкара в Кунград. Расположены примерно в 3—3,5 км к юго-востоку от предыдущих. Координаты:  $46^{\circ}38'05''$  с. ш. и  $58^{\circ}18'40''$  в. д. Впервые отмечены В. В. Лавровым. Здесь наблюдаются два слоя сильно песчанистой железной руды, переходящей по простиранию в железистые песчаники. Один из них, мощностью около 0,8 м, слагает бровку высоких обнажений на левом берегу оврага, другой, расположенный в 10—12 м ниже, выходит на его дне. Подошва последнего слоя не вскрыта. Промежуточные породы представлены светлыми алевритами и серыми углистыми алевритовыми глинами с горизонтальной слоистостью.

**Д. К а ш к а р - а т а.** Выходы руды в нижней части небольшого овражка, впадающего с севера в западную часть оз. Кашкар-ата, немного восточнее стоящих на берегу озера могил. Координаты:  $46^{\circ}39'30''$  с. ш. и  $58^{\circ}22'36''$  в. д. Руда выходит на протяжении около 500 м. Она лучше всего обнажена в левом склоне оврага, но выходит также на дне и на правом берегу. Суммарная видимая мощность рудной пачки около 5 м, причем ни кроющие, ни подстилающие руду породы не обнажены. Руда не очень плотная, охристая, марающая, очень мелкозернистая, песчанистая, желтовато-бурого цвета. Судя по шлифам, она состоит главным образом из зерен кварца, облеченных пленкой гидрогетита и заключенных в охристом гидрогетитовом базальном цементе. В обнажениях руда имеет горизонтальную слоистость и переслоена более плотными железистыми песчаниками.

Возраст этого и двух предыдущих выходов руды не вполне ясен. Пробуренные поблизости скважины южной поисковой линии Е. И. Дмитриева показывают, что руда этих выходов лежит выше выдержанного на большой площади горизонта углистых глин с линзами и прослоями бурого угля и в 60—70 м выше кровли глин чеганской свиты. Судя по этим данным, можно думать, что руда выходов Кашкар-ата, Киндерли I и Киндерли II принадлежит джаксыккычской свите, если только это не какой-нибудь новый для Северного Приаралья рудный горизонт в отложениях чиликтинской свиты.

**Е. Ч а г р а й.** Выходы железной руды в западных обрывах Чаграйского плато, в 3 км к юго-востоку от мыса Чаграй. Координаты:  $46^{\circ}40'20''$  с. ш. и  $57^{\circ}7'50''$  в. д. Рудная пачка лежит непосредственно на глинах чеганской свиты морского палеогена. В месте максимальной мощности (6,3 м) она состоит из трех пластов мелкозернистой охристой не очень плотной желто-бурой руды, разделенных слоями светлого, почти белого слюдистого глинистого алеврита, местами переходящего в мелкозернистый песок. В кровле руды лежит слой коричневатой слоистой глины мощностью около 1 м, а над ним грубый железистый конгломерат и железистые песчаники основания чаграйской свиты. Выходы руды прослеживаются примерно на 300 м, причем в обе стороны подошва рудной пачки постепенно поднимается. Руда и переслаивающие ее алевриты выполняют очень плоское углубление в поверхности глин чеганской свиты. Это позволяет приписывать руде данного выхода кутанбулакский возраст, хотя отсутствие в разрезе достоверных отложений чиликтинской и джаксыккычской свит не дает возможности считать такое определение возраста руды несомненным.

Выходы мелких линз песчанистой оолитовой руды или железистых песков с оолитами имеются и в других местах чинков западного окончания Чаграйского плато, например, в разрезе мыса Сандал (в 6 км к северу от мыса Чаграй), а также в обрывах, ограничивающих это плато с юго-западной стороны.

Присутствие на Чаграйском плато довольно многочисленных выходов железных руд, принадлежащих, по-видимому, разным горизонтам, а также широкое развитие и большая мощность здесь отложений тургайской серии позволяют считать этот район перспективным для открытия новых железорудных залежей. Однако двумя линиями поисковых скважин, которые были пройдены Е. И. Дмитриевым, железные руды, имеющие практическое значение, не были встречены. Поэтому дальнейшие поисковые работы здесь пока прекращены.

---

## VI. НАБЛЮДЕНИЯ НАД ХАРАКТЕРОМ СЛОИСТОСТИ ПОРОД В РАЗЛИЧНЫХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

При описании месторождений для большинства из них вкратце отмечался характер слоистости руд и рудовмещающих пород. Эта слоистость на разных месторождениях далеко не одинакова. Поскольку она является важным признаком того или иного генезиса осадочных образований, везде, где по характеру обнаженности это было возможно, производилось специальное ее изучение. Результаты изучения слоистости излагаются в отдельной главе работы, чтобы яснее показать особенности ее на разных месторождениях.

В пределах Чокусинской синклинали руды всех месторождений, кроме Джангиз-тубе, имеют ясно выраженную косую слоистость. Тип этой слоистости изменяется по мере движения от более северных месторождений к более южным.

На севере Чокусинской синклинали, в овраге, пересекающем северо-восточное крыло главной рудной залежи месторождения Кутан-булак, можно видеть поперечный разрез небольшой эрозионной депрессии в поверхности глин морского палеогена, сплошь заполненной железными рудами. Это преимущественно грубые конгломератовые разности бурых железняков, которым подчинены мелкооолитовые руды, небольшие прослой алевритовых песков, железистых песчаников и алевролитов. Слоистость всех этих пород очень неправильная. При осмотре основного разреза видно только, что все их слои беспорядочно наклонены под разными углами в южном направлении. Изучение боковых отвершков оврага позволяет понять несколько ближе характер косой слоистости пород, развитых в этом пункте. Оказывается, что они образуют ряд косых линз, наклоненных к югу и частью параллельных друг другу, частью срезающих одна другую. Протяжение линз в продольном разрезе измеряется десятками метров, а мощность их меняется от 20—30 см до 2,0—2,1 м. Внутри линз оолитовый и обломочный материал иногда наслоен параллельно их поверхностям, а иногда косо, т. е. с падением к югу еще более крутым, чем падение самих линз. Если наклон поверхностей линз колеблется от 3 до 12°, то наклон косых прослоек внутри линз достигает 20—25°.

Мощность косых прослоек внутри линз изменяется от 2—3 мм в песках и мелкооолитовых железняках до 10—12 см в грубых конгломератовых разностях железняков. Косая слоистость обусловлена различием в величине оолитов или обломков руды (в конгломератовых разностях), а также большей или меньшей примесью песчано-алевритового материала, что отражается на цвете и плотности цементации прослойки. Между собой косые прослойки обычно параллельны. По форме они прямолинейны, но

в нижней части иногда обнаруживают некоторое выполаживание. Средний размер оолитов или зерен песка в нижней части косых прослоев обычно несколько больше, чем в верхней части. В конгломератных разностях железняков эта особенность незаметна. Схема кривой слоистости описанного типа изображена на рис. 30.

В 4 км южнее, в хорошо обнаженном амфитеатре возле родника Болбулак, можно наблюдать уже некоторое изменение характера слоистости железных руд. Они образуют здесь серию слоев, наклоненных на юг под углом менее  $1^\circ$ , т. е. практически почти горизонтальных, и хорошо выдерживающих мощность по простиранию. Слои различаются между собой

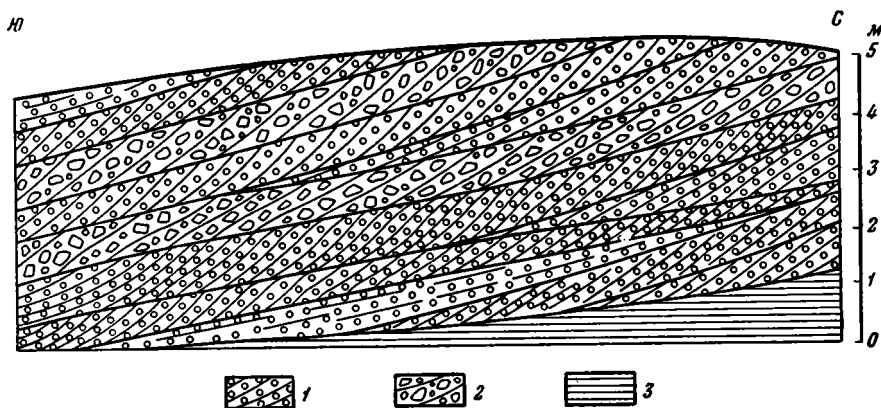


Рис. 30. Характер кривой слоистости железных руд на месторождении Кутан-булак

1 — оолитовые руды; 2 — конгломератные руды; 3 — глины чеганской свиты

главным образом по текстуре пород и по цвету оолитового материала, отчасти также по наличию или отсутствию обломков окаменелой древесины, которые здесь местами многочисленны. В пределах амфитеатра наблюдается выклинивание некоторых слоев, но происходит оно медленно и постепенно. Прослоев с горизонтально-слоистой текстурой нет. Некоторые прослой, сложенные наиболее мелким оолитовым материалом, вообще не обнаруживают ясной внутренней текстуры, но в большинстве слоев руды наблюдается отчетливо выраженная кривая слоистость оолитового и обломочного материала. Падение кривой слоистости направлено преимущественно на юг, в сторону общего уклона слоев. Величина ее наклона изменяется от 5 до  $30^\circ$ , а в среднем из 210 замеров равна  $17,2^\circ$ ; в верхней части косых прослоев их наклон обычно несколько больше. Внутри некоторых слоев наблюдается срезание одной кривой серии другой, более крутой, чем первая, или, наоборот, более пологой. В остальном кривая слоистость здесь носит такой же характер, как и в выше описанном случае. Общая схема ее изображена на рис. 31.

Ранее отмечалось, что в рудах Кутан-булака многочисленны обломки окаменелой древесины, вернее — целые куски стволов и сучьев, длиной до 1,5—2 м и диаметром до 10—15 см. Эти куски стволов и сучьев в рудах мелкооолитового состава располагаются горизонтально, преимущественно близ основания слоев, и ориентируются в направлении простирания кривой слоистости. В конгломератных рудах они расположены более беспорядочно и нередко имеют наклон в направлении падения кривой слоистости.

Южнее Болбулака, у самого южного конца главной залежи месторождения Кутан-булак, среди оолитовых пород с таким же характером кривой слоистости, какой описан выше, появляются тонкие (8—10 см), поч-

ти горизонтальные прослой железистого алевролита, прослеживающиеся на протяжении нескольких сотен метров. Однако внутри этих прослоев намечается пологая косая слоистость алевритового материала.

Породы, кроющие руду на северо-западном крыле главной залежи месторождения Кутан-булак, имеют значительно более тонкий гранулометрический состав, чем сама руда. Это преимущественно алевриты, которые местами становятся сильно глинистыми и переходят в алевритовые глины. Эти породы, как правило, уже не обладают косой слоистостью. Ее можно наблюдать в стенках шурфов только в отдельных прослоях наиболее

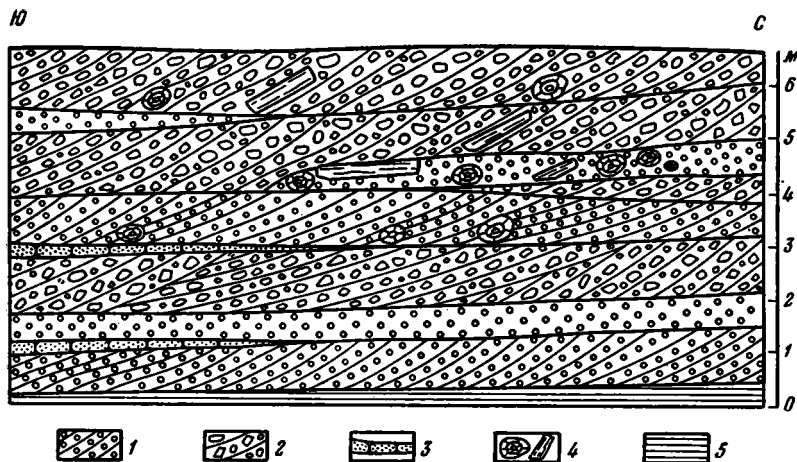


Рис. 31. Характер косой слоистости железных руд возле родника Бол-булак на месторождении Кутан-булак

1 — оолитовые руды; 2 — конгломератовые руды; 3 — железистые алевриты; 4 — окаменелая древесина; 5 — глины чеганской свиты

песчанистых алевритов и мелкозернистых песков, Прослой более тонких пород обладают горизонтальной слоистостью, нередко несколько волнистой. В одном из шурфов выше руды наблюдалась оригинальная порода, состоящая из тонких, слегка изогнутых и нередко ветвящихся, но в общем горизонтальных линзочек серой глины в светлом алеврите.

На Западном участке месторождения Кутан-булак развиты руды с таким же характером косой слоистости, как на южном конце главной залежи месторождения.

Интересно, что в мергельных гравелитах, которые выходят в балке между Северным и Западным участками месторождения Кутан-булак и по гранулометрическому составу очень близки оолитовым рудам, наблюдается точно такой же тип косой слоистости, что и в рудах. Гравелиты залегают слоями по 5—20 см мощностью, внутри которых зернышки мергеля наслоены косо, причем угол падения этих косых прослоев колеблется почти в тех же пределах, что и у железных руд (от 6 до 28°). Разделы между слоями резки, прямолинейны и в пределах обнажения или более или менее горизонтальны, или полого наклонны. Светлые слюдястые алевриты и алевритовые глины, переслаивающие гравелиты, либо лишены ясно выраженной слоистости, либо обладают слоистостью, которая близка к горизонтальной.

На месторождении Талды-эспе в единственном имеющемся здесь обнажении по образку Тасты-сай, пересекающему южную часть рудной залежи, в ее породах наблюдается такой же тип косой слоистости, как

в амфитеатре близ Бол-булака, но углы ее наклона здесь несколько положе, изменяются от 5 до 19° и в среднем равны всего 12°.

Вообще для пород железорудных месторождений Кутан-булак и

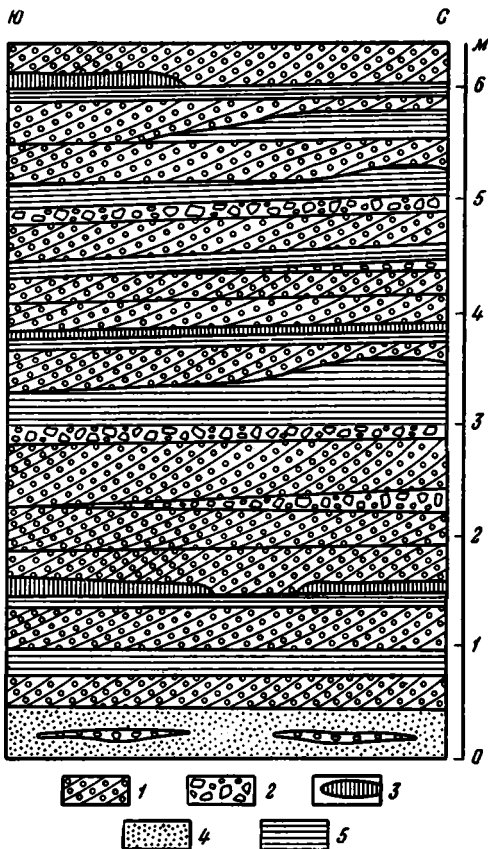


Рис. 32. Характер косоj слоистости железных руд на месторождении Кара-сандык

1 — оолитовые руды; 2 — конгломеративные руды; 3 — сидерит; 4 — глинистые алевроиты; 5 — алевроитовые глины

вклиниваться прослой светлых алевроитовых глин с отчетливо выраженной горизонтально-слоистой текстурой. По направлению к югу количество и мощность таких прослоев возрастает, причем это лишь отчасти компенсируется утончением прослоев оолитовых руд и потому приводит к значительному увеличению общей мощности рудной серии.

В зоне переслаивания руды алевроитовой глиной в меридионально ориентированных обнажениях мы наблюдаем такую картину слоистости, которая показана на рис. 32. Главным компонентом разреза здесь являются оолитовые железняки, среди которых большое развитие имеют ярко-зеленые разновидности с хлоритовой наружной оболочкой оолитов. Все прослои этих железняков имеют ясную косою слоистость, вызванную чередованием слойков с разной крупностью оолитов, а также тончайшими (меньше 1 мм) косыми прослойками кварцевого алевроита (табл. I, фиг. 1 и 2). Косые слойки прямолинейны и резко срезаются как верхней, так и нижней границей слоя. Величина их наклона колеблется от 10 до 33°, а в среднем равна 24,5°. Мощность косо наслоенных пачек достигает максимально 80—

Талды-эспе наиболее характерно залегание в виде серии очень полого наклоненных в южном направлении слоев с более круто падающей в ту же сторону косоj слоистостью материала внутри отдельных слоев. Такой же характер их залегания мы можем наблюдать в большинстве мелких месторождений к северу от берегов залива Паскевича (например, в Туранглы-булаке) и в выходах железных руд на северном побережье залива Тше-бас.

Изменение типа слоистости железорудных пород происходит в крайнем на юго-восток, т. е. наиболее удаленном от Мугоджар, месторождении Чокусинской синклинали, которое расположено на северном берегу залива Перовского, вблизи столового останца Кара-сандык. В северной части имеющейся здесь залежи железных руд их слоистость имеет еще характер, подобный описанному выше. Единственным ее отличием является лишь присутствие между косо наслоенными сериями оолитового материала нескольких тонких, почти горизонтальных прослоев более грубого железняка мелкощелебенчатой текстурой.

Однако в более южных обнажениях той же залежи (ближе к берегу залива Перовского) в толщу железорудных пород начинают

90 см, обычно же равна 20—30 см. Иногда наблюдается залегание друг на друге нескольких косо наслоенных пачек, то параллельных друг другу, то полого срезающих одна другую. Однако чаще косослоистые пачки оолитовых пород разделены или тонкими прослоями мелкощепенчатой конгломератовой руды, которые существуют и в более северных частях залежи, или же прослоями светлой желтовато-белой тонкослоистой алевритовой глины. Мощность отдельных прослоев глин колеблется от 2—3 до 80—90 см. К северу, как мы указывали, они выклиниваются.

В кровле прослоев глин нередко лежат прослой сидерита мощностью от 2 до 10 см. Местами можно наблюдать известную цикличность осадков, причем каждый их цикл состоит из горизонтально-слоистого глинистого прослоя внизу, косослоистого оолитового — в середине и лишенного слоистой текстуры мелкощепенчатого плослоя руды — вверху. Однако эта цикличность не выдержана. Прослой щепенчатой руды часто отсутствуют, косослоистые же прослой оолитовых пород не всегда ровно ложатся на алевритовые глины, но часто выполняют в их поверхности карманы размыва и даже полностью срезают их, сливаясь друг с другом.

Картина размыва ранее отложенных осадков перед началом формирования каждого нового прослоя оолитовых пород особенно отчетливо видна в обнажениях, ориентированных не меридионально, а широтно, т. е. в направлении простирания, а не падения косою слоистости. Косою слоистость в таких обнажениях не удается наблюдать или же она проявляется очень неотчетливо, так как падает на наблюдателя (если смотреть на север) или от него (если смотреть на юг). Размывы же в таких сечениях видны отчетливо, потому что они произведены струями, которые двигались в направлении падения косою слоистости, т. е. с севера на юг. Эти размывы в основании отдельных прослоев оолитового железняка имеют глубину вреза до 40 см, очень неправильны по форме и обычно заполнены оолитовой рудой, содержащей полуокатанные куски материала размывных глинистых прослоев.

До сих пор, описывая косою слоистость оолитовых железных руд в месторождениях Чокусинской синклинали, мы лишь в общих чертах говорили о направлении ее падения. Между тем этот ее элемент изучался нами особенно тщательно, путем многочисленных замеров горным компасом во всех доступных для обследования выходах железных руд на поверхность и в некоторых шурфах.

При первом осмотре обнажений кутанбулакской свиты косою слоистость ее железных руд кажется очень неправильной, даже направленной в противоположные стороны. Такое впечатление создается вследствие изогнутости в плане плоскости большинства обнажений, а также вследствие того, что в них наблюдаются не истинные, а видимые углы наклона, иногда существенно искажающие действительную картину.

На самом деле, как показывают замеры горным компасом, направление падения косою слоистости для каждого данного участка развития железных руд поразительно выдержано и колеблется в очень небольших пределах. Так, например, для обширного участка вокруг упоминавшегося выше родника Бол-булак 75% замеров дают падение в направлении от 160 до 220°. Для района останца Кара-сандык 75% замеров направления падения косою слоистости не выходят из интервала 140—170°. Наиболее же интересно то, что среднее направление падения косою слоистости строго соответствует длинной оси лентообразных залежей, т. е. ориентировано не поперек, а вдоль этих залежей и всегда от их более северного конца к более южному. Степень соответствия простирания залежи и направления падения косою слоистости была показана на примере месторождений Кутан-булак (рис. 7) и Кара-сандык (рис. 17). Для первого из них роза косою слоистости составлена на основании 210 замеров, для второго — на ос-



новании 92 замеров. Такие же ориентированные розы косо́й слоистости были получены для ряда других месторождений.

Все эти данные согласно говорят о том, что направление падения косо́й слоистости руд в месторождениях описываемой группы строго соответствует простиранию длинной оси рудных залежей и при этом обязательно ориентировано в южном направлении, что указывает на принос рудного материала с севера.

Описанные выше примеры косо́й слоистости железных руд месторождений Кутан-булак и Талды-эспе соответствуют тому типу слоистости, который был выделен Ю. А. Жемчужниковым (1923, 1926) под названием речного и который, по единодушному мнению всех исследователей этого вопроса, является характерным для русловой фации аллювиальных отложений.

В одной из своих более поздних работ Ю. А. Жемчужников (1940, стр. 7) приводит следующие признаки речного типа косо́й слоистости.

«1. Отсутствие строго горизонтальных серий между наклонными и постепенный переход от одного наклона к другому и к горизонтальности.

2. Наклон косых слоев, вообще говоря, небольшой (редко более 20°).

3. Направления наклона слегка варьируют, но одно из них все-таки является преобладающим.

4. Форма косых линий (и плоскостей) неправильная и они часто не параллельны<sup>1</sup>.

5. Отложение разделяется часто на линзы и пачки.

6. Встречаются глинистые прослои.

7. Мощность косых серий обычно небольшая (до 1 м).

8. Текстурные различия велики.

9. Сортировка и округленность материала незначительны».

Из приведенной в той же работе Ю. А. Жемчужникова таблицы (стр. 8 и 9) можно выбрать, еще некоторые дополнительные признаки косо́й слоистости речного типа.

10. В кровле и в почве каждой косо́й серии наблюдается резкое несогласие.

11. Знаки ряби отсутствуют или весьма редки.

Железные руды месторождений Кутан-булак и Талды-эспе обладают всеми этими признаками, кроме, разве, того, что внутри их отсутствуют глинистые прослои. Это связано, по-видимому, с достаточно грубым составом руд, отложение которых происходило на участках быстрого течения, где осаждение глинистого материала было невозможно.

В речных отложениях можно выделять, однако, несколько фаций, из которых основными являются русловая, пойменная и старичная. Оказалось, что речной тип косо́й слоистости Ю. А. Жемчужникова свойственен не вообще речным отложениям, а определенной их фации — русловой. Старичная фация обладает правильной горизонтальной слоистостью, близкой к слоистости озерных отложений, а пойменная — сравнительно тонкой неправильно-волнистой, приблизительно горизонтальной слоистостью, часто с косо́й наслоенностью материала внутри отдельных горизонтальных слоев. Многочисленные примеры слоистости пойменных отложений современных низовьев Дона приведены в работе Л. Н. Ботвинкиной, А. П. Феофиловой и В. С. Яблокова (1954). Это слоистость иного типа, чем та, которую мы наблюдаем в железных рудах Приаралья, но она очень близка к слоистости некоторых сопровождающих

---

<sup>1</sup> Надо сказать, что этот признак речной косо́й слоистости оспаривается другими исследователями текстур осадочных пород. Так, например, А. В. Хабаков (1951, стр. 42) считает, что в «речном типе косо́й слоистости наблюдается поразительный параллелизм косых слоев».

железные руды пород, например, надрудных алевритов северо-западного крыла главной залежи месторождения Кутан-булак.

В 1940 г. был опубликован сборник «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». В этом сборнике слоистость того же типа, который был наблюдаем в железных рудах Кутан-булака и Талды-эспе, изображена и описана А. С. Корженевской и О. Н. Бахваловой для четвертичных речных отложений Латненского района, Г. Ф. Крапенинниковым — для речных триасовых отложений челябинского грабена, Ю. А. Жемчужниковым и Е. П. Брунс — для песчаников речного происхождения, разбитых в ерунаковской подсвете кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна, Е. П. Брунс — для аллювиальных песков нижнего карбона Боровичского района.

В 1954 г. был опубликован очень интересный по своим материалам сборник «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса», в котором убедительно доказано речное происхождение многих песчаниковых толщ этого бассейна, ранее считавшихся прибрежно-морскими. В статьях этого сборника много места уделено описанию наблюдений над косой слоистостью, причем в тех случаях, когда описываются русловые фации, эта слоистость совершенно тождественна слоистости железных руд месторождений Кутан-булак и Талды-эспе. Л. Н. Ботвинкина, А. П. Феофилова и В. С. Яблоков изображают и описывают такую слоистость для четвертичного руслового аллювия низовьев Дона, П. П. Тимофеев — для речных песчаников в среднем карбоне юго-западной окраины Донбасса, А. П. Феофилова и В. С. Яблоков — для аллювиальных песчаных толщ в свитах  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и  $C_2^7$  центрального района Донбасса, Л. Н. Ботвинкина — для русловой фации аллювиальных отложений тех же трех свит в главной синклинали Донбасса, М. И. Ритенберг и З. В. Тимофеева — для аллювиальных фаций свит  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и низов свиты  $C_2^7$  северной окраины Донбасса. В работе М. И. Ритенберг и З. В. Тимофеевой приведены не только многочисленные зарисовки косой слоистости русловых аллювиальных отложений среднего карбона Донбасса, но и розы ориентировки направления ее наклона. Эти розы чрезвычайно похожи на те, которые мы даем для руд некоторых месторождений Северного Приаралья (рис. 7 и 17).

Приведенный сравнительный материал и соответствие признаков, перечисленных в сводных работах Ю. А. Жемчужникова, не оставляют сомнений в том, что слоистость железных руд месторождений Кутан-булак и Талды-эспе типична для русловой фации речных отложений.

Несколько сходная косая слоистость возникает иногда под влиянием течений или волнения в морских отложениях (Бирина, 1940; Ботвинкина, Феофилова и Яблоков, 1954). Однако она отличается многими признаками, прежде всего — нечеткостью границ между косыми сериями и отсутствием такой правильной ориентировки направления наклона косых серий, которая характерна для руслового аллювия.

Важность последнего признака для диагностики речных русловых отложений в своих первых работах, посвященных косой слоистости, Ю. А. Жемчужников недооценивал. Но в одной из недавних работ он уделяет ему большое внимание и отмечает, что кажущаяся «перекрестность» косой слоистости аллювия обычно является мнимой. «Если измерить истинный азимут падения слоев в соседних сериях, — пишет он, — то наклон слоев окажется почти параллельным» (Жемчужников, 1954, стр. 277). В связи с этим он считает, что «наблюдение за косой слоистостью и определения азимута и угла ее истинного наклона имеют первостепенное значение для отличия этих осадков (речных. — Л. Ф.) от косослоистых отложений иного генезиса (морских, дельтовых и др.)» (там же, стр. 293).

Л. Б. Рухин в недавно опубликованных «Основах литологии» также отмечает, что «характерной особенностью косой слоистости в речных отложениях является наличие довольно однообразного преобладающего направления наклонов прямолинейных косых слоев» (1953, стр. 616). «Русловая косая слоистость пластов в сечениях вдоль направления течения, — пишет он в другом месте, — характеризуется выдержанным падением ее вниз по реке» (там же, стр. 346).

Наконец, Е. П. Брунс (1954, стр. 103) также считает, что «для речной слоистости характерны серии косых слоев, наклоненных в одном направлении, вниз по течению речного потока».

Механизм возникновения такой однообразно ориентированной крутой косой слоистости руслового аллювия разобран в работах Н. Н. Форш (1940), А. А. Вейхера (1948) и М. А. Великанова (1948). Из этих работ видно, что однообразная ориентировка наклона косой слоистости в русловых отложениях является не случайной, а вполне закономерной, вытекающей из самого процесса перемещения обломочного материала по дну реки.

Таким образом, по характеру косой слоистости железные руды месторождений Кутан-булак и Талды-эспе, а также некоторых мелких месторождений на северных берегах заливов Паскевича и Тше-бас должны быть признаны русловой фацией речных отложений. Из следующих глав будет видно, что и другие данные подтверждают это заключение.

Несколько иной характер имеет косая слоистость, описанная для месторождения Кара-сандык. Переслаивание здесь оолитовых руд с крутой, направленной в одну сторону косой слоистостью и горизонтально-слоистых алевритовых глин создает в разрезе такую картину, которая Ю. А. Жемчужниковым (1923, 1926, 1940), а за ним и другими авторами (Наливкин, 1933, 1955; Пустовалов, 1940; Швецов, 1948; Хабаков, 1951; Брунс, 1954) считалась характерной для осадков временных потоков.

Последнее обстоятельство нельзя, конечно, рассматривать в отрыве от других литологических наблюдений и на основании его делать вывод об отложении железных руд месторождения Кара-сандык временными потоками. Как справедливо пишет в работе о классификации разных типов слоистости Л. Н. Ботвинкина (1950, стр. 127), «одинаковые или, во всяком случае, весьма близкие типы слоистости наблюдались в породах различного генезиса...» и потому «нельзя ставить знак равенства между типом слоистости и генезисом породы, нельзя определять генезис породы только по текстурному признаку». Заключению о пролювиальном генезисе пород месторождения Кара-сандык противоречил бы и минералогический состав оолитовых руд (обилие в них закисных соединений железа), и находка в них остатков осетра, и характер глинисто-алевритовых осадков озерной фации, в которые эти породы переходят к востоку.

Косую слоистость железных руд месторождения Кара-сандык правильнее рассматривать как результат периодического выноса какими-то потоками рудного материала в спокойный, длительно существовавший бассейн, на дне которого шло отложение горизонтально-слоистых алевритовых глин.

Слоистость, возникающая при таком процессе, должна быть по своему «рисунку» очень близкой к слоистости отложений временных потоков. Это отмечалось уже некоторыми исследователями. Так, например, А. В. Хабаков (1951, стр. 42) отмечает, что «по внешнему виду нетрудно смешать, как это ни странно, потоковую косую слоистость с прибрежно-морской». Е. П. Брунс (1954, стр. 104) также пишет, что «наличие небольших косо-слоистых пачек со слоистостью типа периодических потоков в достоверно морской толще нередко указывает на эстуарно-морскую смену условий отложения».

В нашем случае речь идет только не о настоящих морских отложениях, а об отложениях залива крупного внутриматерикового озера, что не ме-

няет выводов из анализа характера слоистости относительно генезиса пород.

Чтобы яснее представить себе условия отложения железных руд в различных месторождениях Чокусинской синклинали, необходимо подробнее, чем это было сделано при их описании, остановиться на соотношениях, существующих между рудами и глинисто-алевритовыми породами озерной фации в широтных разрезах, направленных вкост простира-ния рудных залежей. Наблюдения показывают, что эти соотношения бывают различными. В простейшем случае руды и сопровождающие их песчано-алевритовые породы целиком заполняют руслообразное эрозионное понижение в поверхности глин морского палеогена при полном отсутствии в нем глинисто-алевритовых пород озерной фации. Такой случай наблюдался на северо-восточном крыле и на южном конце главной залежи месторождения Кутан-булак. На северном берегу залива Тще-бас, как указывалось выше, можно наблюдать выполнение косослоистыми железистыми песками и песчанистыми оолитовыми железняками руслообразных впадин уже не в морском палеогене, а в белых горизонтально-слоистых алевритовых глинах озерной фации той же кутанбулакской свиты (рис. 3). Подобный же характер залегания имеют руды Западного участка месторождения Кутан-булак (рис. 12) и руды месторождения Талды-эспе, как в южной его части, пересекаемой оврагом Тасты-сай, так и в более северных сечениях (рис. 14).

Существуют, однако, значительно более редкие случаи, когда оолитовые железняки вкост простира-ния полосы их распространения постепенно переходят в белые или лиловатые горизонтально-слоистые глинистые алевриты и алевритовые глины озерной фации. Характер подобных переходов лучше всего можно наблюдать на месторождении Кара-сандык, в обрывах северного берега залива Перовского. Как указывалось при описании этого месторождения, оолитовые железняки образуют здесь полосу, которая простирается в направлении  $160-340^\circ$  и прижата к западному борту эрозионной депрессии, выполненной осадками кутанбулакской свиты.

Прослеживая в разрезах строение кутанбулакской свиты к востоку, т. е. вкост простира-ния полосы оолитовых железняков, мы можем наблюдать их быстрый и полный переход в толщу горизонтально-слоистых светлых алевритовых глин и глинистых алевритов. Происходит это следующим образом. Пачка железных руд, которая в наиболее западных разрезах содержит лишь редкие слои глин или совсем не содержит их (немного севернее), по направлению к востоку резко увеличивает свою мощность и расклинивается большим количеством прослоев алевритовой глины. Так, на мысу, ближайшем с востока к останцу Кара-сандык, мощность руд не превышает  $15-17$  м, а число прослоев глины в них — 8. В  $120$  м восточнее, на следующем мысу, мощность рудной серии за счет погружения ее подошвы увеличивается до  $34,5$  м, а число прослоев глины до  $40$  м, причем кроме них здесь наблюдается еще несколько интервалов разреза, в которых оолитовая руда тонко переслоена алевритовой глиной. Суммарная мощность рудных прослоев здесь примерно такая же, как на первом мысу ( $14,4-14,7$  м). Следовательно, выклинивание руд к востоку не происходит, а происходит только их расклинивание большим количеством глинистых прослоев. При этом следы размыва в кровле последних исчезают и слоистость становится более правильной. Оолитовые руды еще сохраняют косую слоистость, падающую на юг, т. е. вкост прослеживаемых нами изменений характера разреза.

Далее к востоку оолитовые железняки расклиниваются глинами на еще более тонкие прослои и характер их начинает изменяться. Размеры оолитов уменьшаются и увеличивается примесь к ним песчано-алеврито-

вого материала. Постепенно порода превращается в рыхлый зеленоватый, слегка глинистый мелкозернистый песок или алевроит с небольшой примесью очень мелких оолитовых зерен, покрытых снаружи «рубашками» хлорита. Такие пески и алевроиты косоугольной слоистости уже не имеют. Дальнейшие изменения их к востоку заключаются в полном исчезновении оолитов, уменьшении среднего размера зерен, увеличении примеси глинистого материала и осветлении; одновременно алевроиты приобретают горизонтально-слоистую текстуру, вследствие чего становятся почти неотличимыми от переслаивающихся западнее руды алевроитовых глин. В 500 м к востоку от западного борта выполненной ею депрессии кутанбулакская свита уже полностью сложена светлыми горизонтально-слоистыми алевроитовыми глинами и глинистыми алевроитами. Лишь слабая желтоватая окраска и некоторая песчанность двух тонких прослоев алевроита напоминают о том, что немного западнее в этой части разреза свиты залегает мощная пачка оолитовых железняков.

Характер изменения разрезов в широтном сечении через месторождение Кара-сандык изображен на рис. 19.

Переход вкосте простирания залежи железных руд в светлые породы глинисто-алевроитовой фации наблюдался, кроме Кара-сандыка, также на маленьком месторождении Бирде-куль, к югу от одноименной соленой грязи.

Особняком среди месторождений Чокусинской синклинали по характеру слоистости пород стоит расположенное в ее северо-западной части месторождение Джангиз-тюбе. Напомним, что его рудная залежь является более молодой, чем руда других месторождений этой синклинали, и принадлежит джаксыккычской свите.

Месторождение Джангиз-тюбе освещено лишь небольшим количеством выработок и потому многие особенности его строения остались не вполне выясненными. Однако слоистость его пород хорошо видна в обрывах западного края того плато, на вершине которого расположена рудная залежь. Эта слоистость везде горизонтальная, так же как и граница руды с подстилающими породами. Внутри отдельных прослоев руды иногда намечается очень пологая и неясно выраженная косая наслоенность рудного материала, но это явление очень редкое. Ничего, подобного ясной крутой косоугольной слоистости оолитовых руд других месторождений Чокусинской синклинали, здесь нет.

На Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак наблюдается совершенно другой тип слоистости руд и рудовмещающих пород, который был достаточно подробно рассмотрен при описании этого месторождения и потому сейчас описывается вкратце. Здесь имеется не косая слоистость, а косая наслоенность всех пород месторождения, которая отчетливо видна на разрезах, составленных вкосте простирания рудных линз (рис. 25, 26, 27 и 40). И слои руды и разделяющие рудные линзы пачки алевроитовых глин наклонены здесь в западном или юго-западном направлении, под углами, достигающими  $8^\circ$ , причем вертикальная мощность этой косо наслоенной серии пород достигает многих десятков метров (до 102 м). Ширина зоны развития такой слоистости превышает 8 км, а ее длина с северо-северо-запада на юго-юго-восток достигает 24 км. Часто наблюдается резкое вышоложивание наклонных пачек близ контакта с подстилающими породами морского палеогена. Оно обычно сопровождается уменьшением мощности слоев и приводит на некотором отрезке к почти горизонтальному их залеганию. Отмечается также, что в восточной полосе месторождения наклоны слоев в среднем больше, чем в западной. Следовательно, по мере формирования наклонной серии осадков и продвижения зоны седиментации к западу, происходило постепенное вышоложивание уступа, существовавшего на дне бассейна.

В мощных пачках алевроитовых глин, разделяющих рудные линзы, наблюдается наклонная, но вполне параллельная слоистость. На границах между слоями здесь нет никаких признаков размыва, что хорошо видно в больших обнажениях по Тас-саю.

В противоположность этому, внутри мощных наклонных пачек руды, несомненно, местами существуют поверхности размыва, по которым руды одного типа полого срезают руды другого типа. Эти поверхности размыва видны и в обнажениях по Тас-саю, но особенно отчетливо выявляются при построении некоторых разрезов (рис. 40). Контакт руды с подстилающими межрудными алевроитовыми глинами нередко также служат резкие поверхности размыва, в общем параллельные слоистости глин, но иногда срезающие ее под очень острым углом.

Кроме того, в отдельных слоях руды иногда наблюдается косая слоистость оолитового материала, наклоненная в ту же сторону, что и все породы месторождения, но более крутая. Она местами заметна в шурфах, но наиболее отчетливо видна в обнажениях по Тас-саю. В верховьях этого оврага, немного ниже пересечения его дорогой, в основании склона левого берега выходит зеленовато-бурая оолитовая руда с ясно выраженной косой слоистостью, падающей на  $210^\circ$  под углом  $22^\circ$  (табл. I, фиг. 6). Ниже по оврагу выходят руды с косой слоистостью, падающей в ту же сторону под углом  $16^\circ$ . В низовьях Тас-саю в двух пунктах обнажены руды, косая слоистость которых падает на  $280^\circ$  под углом  $20^\circ$  и на  $315^\circ$  под углом  $16^\circ$ . Построение разрезов, а отчасти и замеры горным компасом в обнажениях показывают, что верхняя и нижняя граница рудных линз во всех этих случаях наклонена в тех же направлениях, но под углом от  $5$  до  $8^\circ$ . Следовательно, в отдельных пластах этих крупных линз оолитовый материал наслоен косо к их верхней и нижней поверхностям, сохраняя то же направление наклона, что и сами пласты руды. Впрочем следует заметить, что случаи проявления мелкой косой слоистости в рудах Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак не часты. Во многих больших обнажениях по Тас-саю никаких признаков ее заметить нельзя. В этих случаях оолитовые руды обнаруживают лишь грубую параллельную слоистость, которая в меридионально ориентированных обнажениях кажется горизонтальной.

Сплошные непрерывные косо наслоенные серии пород мощностью во много десятков метров, типа описанных выше для Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак, до сих пор отмечались только среди золотых отложений и среди отложений подводного склона морских и озерных дельт (Жемчужников, 1926 и 1940; Швецов, 1948; Шрок, 1950; Хабаков, 1951; Брунс, 1954). Ни в каких других фациальных обстановках они неизвестны и, по-видимому, образоваться не могут. Литологический характер руд и рудовмещающих пород Кок-булака исключает возможность рассматривать их как отложения золотые. Следовательно, судя по характеру слоистости, они должны представлять собой осадки подводного склона дельты.

Надо сказать, что в литературе существуют большие расхождения по вопросу о том, какой тип слоистости считать характерным для дельтовых отложений.

Современные представления о геологическом строении дельтовых областей были сформулированы в 1912 г. Д. Берриллом (J. Barrell). Изложение его взглядов имеется в работах У. Х. Твенхофела (1936) и И. В. Самойлова (1952). Отчасти на основании имевшихся к тому времени довольно скудных геологических материалов, отчасти на основании экспериментального воспроизведения условий осаждения материала, выносимого потоком в водоем, Д. Беррилл пришел к выводу, что в продольном (от реки к морю) сечении каждой дельты можно различать:

1. Верхние или поверхностные отложения (topset beds), имеющие неправильную слоистость, в общем близкую к горизонтальной.

2. Отложения подводного склона, или «передние» слои (foreset beds), представляющие собой мощную, косо наслоенную серию пород.

3. Отложения авандельты, или преддельтовой равнины, называемые автором донными отложениями (bottomset beds), обладающие горизонтальной слоистостью и постепенно сливающиеся с морскими или озерными осадками.

Верхние или поверхностные отложения дельты делятся на отложения надводной равнины и отложения подводной равнины, которые различаются между собой главным образом по характеру захороненных органических остатков.

Д. Беррилл отметил, что сравнительно маломощные поверхностные слои дельты редко сохраняются в ископаемом состоянии и что поэтому дельтовые отложения прошлых геологических эпох обычно представлены мощной, косо наслоенной серией осадков подводного склона, которые к основанию постепенно выполаживаются и переходят в более тонкие по механическому составу осадки авандельты, имеющие горизонтальную или пологонаклонную слоистость.

В 1921 и 1922 гг. появились работы канадского геолога В. Джонстона (W. A. Johnston) о геологическом строении современной дельты р. Фрезер, впадающей в пролив Георга между островом Ванкувер и побережьем Британской Колумбии. Эти работы блестяще подтвердили в значительной мере гипотетическую схему Д. Беррилла. В дельте р. Фрезер были обнаружены все те морфологические и геологические элементы, которые предполагались указанной схемой. Здесь существует поверхностная равнина, начинающаяся сухопутной частью дельты и уходящая до глубины около 5 м ниже среднего уровня моря (он здесь сильно изменяется вследствие приливов и отливов). Ниже идет крутой склон до глубины 54 м. Средний угол его наклона  $10^\circ$ , но на нем имеются, вследствие размыва волнами, и вертикальные уступы высотой до 5,4 м. На этом склоне формируется косо наслоенная серия слоев, вертикальная мощность которой около 50 м. Наконец, ниже изобаты 54 м склон выполаживается и начинается слабонаклонная область авандельты, постепенно сливающаяся с дном пролива Георга.

После появления работ В. Джонстона схема геологического строения дельт, предложенная Д. Берриллом, в Северной Америке и Западной Европе получила всеобщее признание. С тех пор и до настоящего времени она приводится без изменений, или с очень незначительными изменениями, во всех зарубежных руководствах по петрографии осадочных пород и по общей геологии.

Ю. А. Жемчужников (1923, 1926, 1940), разрабатывая вопрос о генетических типах косой слоистости, также исходил из схемы Д. Беррилла. Поэтому он считал, что для слоистости дельтовых отложений характерны следующие признаки.

1. Горизонтальные слои кровли срезают косую серию несогласно.

2. Угол наклона (в верхней части) косых слоев крутой, до  $45^\circ$ .

3. Мощность косой серии может быть большой (несколько десятков метров).

4. Аллювиальная горизонтальная серия (слои дельтовой равнины.— Л. Ф.) состоит из более грубого материала, что отвечает постепенному продвижению русла реки в глубь стоячего бассейна вместе с ростом дельты, а нижняя горизонтальная часть (слои авандельты.— Л. Ф.) — из более тонкого (взвешенного) материала, чем материал косой серии. Она соответствует более удаленным от суши, более глубоким и более окраинным частям растущей дельты» (Жемчужников, 1940, стр. 7).

В таблице на следующих страницах той же работы Ю. А. Жемчужников указывает еще некоторые признаки слоистости дельтовых отложений:

5. Косые слои более или менее параллельны.
6. Они прямолинейны вверху и вогнуты внизу.
7. Резкая граница размыва и несогласия наблюдается только в кровле косой серии, переход ее в горизонтальные слои донных отложений постепенный.
8. Наклон в косой серии слоев направлен в одну сторону.
9. Знаки ряби редки.
10. Встречаются правильные прослои глин.
11. Сортировка скорее хорошая.
12. Изменение величин зерен в одном слое постепенное, довольно значительное.
13. Пределы текстурных различий (во всей толще) умеренные (от гальки-гравия до ила).

Характеристика слоистости дельтовых отложений, данная Ю. А. Жемчужниковым, повторялась в ранних работах по этому вопросу Д. В. Наливкина (1932, 1933), в работах М. С. Швецова (1934, 1948), А. В. Хабалова (1951) и Е. П. Брунс (1954).

Однако за последние 20 лет опубликованы некоторые детальные геологические наблюдения над современными дельтами, к которым схема Д. Беррилла — В. Джонстона оказалась совершенно неприменимой (Жуков, 1939 и 1945; Рачковская, 1951; Батурин, 1951). Выяснилось, что в дельтах Волги и Урала, а по данным неопубликованных буровых работ — и в дельтах некоторых других рек СССР, нет никаких мощных косых серий осадков, а существуют только горизонтально наслоенные отложения с маломощными косослоистыми пачками речного типа в наземных частях дельт и без таковых — в их подводных частях.

Отсюда у авторов некоторых сводных работ по осадочным породам и условиям осадкообразования возникли сомнения в правильности схемы Д. Беррилла и возможности выделения особого дельтового типа косой слоистости.

Л. В. Пустовалов (1940) еще приводит и схему геологического строения дельт по Д. Берриллу (т. I, стр. 339) и характеристику слоистости осадков дельт по Ю. А. Жемчужникову (т. II, стр. 63—64). Однако он отмечает, что «дельтовый тип косой слоистости может быть весьма разнообразен», в зависимости от разнообразия и непостоянства существующих в дельтах условий осадкообразования. Он считает, что приводимый Ю. А. Жемчужниковым рисунок косой слоистости дельтовых отложений, с тонкозернистой горизонтально-слоистой пачкой внизу, единой косой серией в середине и более грубозернистой горизонтально-слоистой пачкой вверху, характерен лишь «для небольших дельт, вся мощность которых может быть наблюдаема в одном обнажении». На основании своих наблюдений над верхнепермскими дельтами Приуралья он приводит другие рисунки косой слоистости дельтовых отложений, уже совершенно непохожие на рисунок Ю. А. Жемчужникова.

Л. Б. Рухин (1953) при описании дельтовых отложений (стр. 608—611) уже не упоминает про схему Д. Беррилла и при описании слоистости осадочных пород (стр. 343—357) не выделяет особого дельтового ее типа. Он, по-видимому, сомневается в существовании мощных, косо наслоенных отложений подводного склона дельт, так как пишет, что «в большинстве случаев мощность косослоистых серий измеряется дециметрами, реже метрами, и лишь в исключительных случаях достигает 10 м и более» (стр. 345).

Наконец, Д. В. Наливкин (1955) в последнем издании «Учения о фациях», описывая косую слоистость, сначала приводит по Ю. А. Жемчуж-



никову все ее генетические типы, но потом прямо заявляет, что «дельтовый тип, выделенный Ю. А. Жемчужниковым, не существует. В состав дельтовых отложений входят отложения, в которых наблюдаются все три группы косой слоистости: эоловая, потоковая и прибойная» (стр. 98).

Нам кажется, что различие мнений в вопросе о существовании особого дельтового типа слоистости отложений основано на недоразумении.

Дельты, строение которых соответствует схеме Д. Беррилла и отложения которых имеют слоистость, соответствующую схеме Ю. А. Жемчужникова, несомненно существуют. Однако для возникновения их необходимо одно обязательное условие: наличие против устья реки, образующей дельту, зоны сравнительно больших глубин озера или моря. Только при выдвижении дельты в сравнительно глубокий водоем на ее переднем подводном крае образуется крутой склон или, как говорят гидрологи, «свал глубин», на котором происходит, по выражению Л. В. Пустовалова (1940, ч. 1, стр. 342), не столько отложение, сколько «насыпание» выносимого рекой материала под углами, приближающимися к углу естественного откоса. Только в этом случае возможно, следовательно, образование косо наслоенных серий «переднего края» дельты, мощность которых будет равна разнице глубин дельтовой равнины и прилегающей части озера или моря.

Дельта р. Фрезер, описанная В. А. Джонстоном, является идеальным примером дельт такого рода, потому что глубина пролива Георга, в который она впадает, уже в небольшом расстоянии от берега достигает 500 м. Судя по сводной работе И. В. Самойлова (1952), «свалом глубин» различной величины и уклона, а следовательно, условием для формирования косо наслоенных серий «переднего края», обладают, кроме дельты р. Фрезер, современные дельты рек Куры, Селенги, По, Эбро, Роны, Миссисипи, Колумбии и некоторых других.

Однако, если река впадает в мелководную на большом пространстве часть озера или моря, то, как бы ни была велика и развита ее дельта, никакого крутого «переднего края», никакого «свала глубин» у нее образоваться не может, а следовательно, не может возникнуть и косо наслоенная серия осадков. К дельтам такого типа, идеальным примером которых является дельта реки Волги, — схемы Д. Беррилла и Ю. А. Жемчужникова не применимы. В их продольном сечении нельзя выделить резко различные морфологические области и столь же различные области осадконакопления. У таких дельт осадки надводной равнины постепенно переходят в осадки подводной равнины, а те — непосредственно в осадки мелкого моря.

Таким образом, можно прийти к выводу, что особый дельтовый тип слоистости, характерные признаки которого по Ю. А. Жемчужникову приведены выше, несомненно существует. Но он свойствен не всем дельтам, а только тем, которые выдвигаются в сравнительно глубокие озерные и морские бассейны. При этом вертикальная мощность косых серий позволяет приблизительно судить о глубине бассейна.

В характеристику слоистости дельтовых отложений, данную Ю. А. Жемчужниковым, необходимо внести лишь одну поправку. Он пишет, что угол наклона косых слоев в верхней части отложений подводного склона может достигать 45°. Эту или близкую цифру повторяют и другие авторы. Между тем она выведена из лабораторных опытов с достаточно грубым материалом и вряд ли соответствует природным условиям. Во всяком случае, насколько нам известно, никто никогда не описывал современных или ископаемых дельтовых осадков с такими большими углами наклона косых слоев.

Р. Шрок (1950, стр. 276) утверждает, что «наиболее крутой угол естественного откоса для косослоистого песка (не только дельтового, но и дру-

гих генетических типов.— Л. Ф.) равен  $33^\circ$  и что поэтому породы с более крутым наклоном косых серий следует считать дислоцированными».

И. В. Самойлов (1952, стр. 133) пишет, что «в теоретических условиях всегда спокойного моря угол наклона свала глубин мог бы достичь в пределе значения угла естественного откоса мелкозернистого влажного песка, т. е.  $\varphi = 20^\circ$ . На самом деле этот угол, вследствие воздействия волн, всегда гораздо меньше».

По-видимому, указанный И. В. Самойловым угол в  $20^\circ$  для косо наклонных серий дельтовых отложений является предельным.

Если с этой поправкой рассматривать приведенные выше по Ю. А. Жемчужникову характерные черты дельтовой косої слоистости, то все они без исключения могут быть обнаружены в железных рудах и рудовмещающих породах Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак. Здесь почти везде отсутствует только верхняя горизонтальная серия осадков дельтовой равнины, и головы наклонных слоев в большинстве разрезов с размывом кроются непосредственно озерными осадками чиликтинской свиты, а местами даже речными песками чаграйской свиты. Однако, как указывалось выше, эта верхняя пачка дельтовых отложений вообще редко сохраняется в ископаемом состоянии и отсутствие ее на большей части площади Кок-булака не противоречит тому заключению, что породы Северного и Центрального участков этого месторождения по характеру слоистости являются типичными дельтовыми образованиями.

Интересные дополнительные наблюдения над условиями отложения руд Северного и Центрального участков Кок-булака были сделаны при полевом изучении их мелкогалечных конгломератовых разностей.

В этих разностях никакие плоскости слоистости не заметны. Однако на Кок-булаке конгломератовые руды имеют, как правило, уплощенную рудную гальку, лежащую не сгруженно, а рассеянно в массе оолитов. Наблюдения показывают, что такая галька имеет определенную ориентировку, изучая которую, можно выявить элементы слоистости и этого типа руд.

Так, в обнажениях оврага Тас-сай на Центральном участке месторождения Кок-булак, приблизительно в 2 км выше устья этого оврага, выходят почти черные мелкогалечные руды со сравнительно слабым гидрогетитовым цементом. В массе оолитового материала они содержат многочисленные, но разобщенные плоские галечки массивного гидрогетита, реже — оолитовой руды древней генерации, с длинным диаметром до 1 см. Все галечки покрыты блестящей черной пленкой гидроокислов железа. Среди оолитов они располагаются ясно выраженными четковидными косыми прослоями, наклоненными на юго-запад под углом  $19-20^\circ$ . Каждая галечка лежит своей плоской поверхностью по слоистости, т. е. наклонена также на юго-запад. Длинные оси галечек вытянуты в направлении слоистости, а не поперек ее. Роза элементов залегания рудных галек в описываемом конгломерате дана на рис. 33. Она основана на 96 измерениях, сделанных горным компасом.

Рис. 33 показывает, что наклон галек совпадает по направлению с наклоном макрослоистости пород, в частности, с наклоном рудных линз на этом участке месторождения Кок-булак. Отсюда можно сделать вывод, что наклон рудных галек и ориентировка их длинной оси совпадают с направлением движения водной среды, из которой эти галечки отлагались.

Судя по существующей литературе (Хабаков, 1948, 1954; Кухаренко, 1948; Кинд и Кухаренко, 1948; Саркисян и Шаповалова, 1949; Даргевич, 1949, 1951; Рухин, 1953; Яковлева, 1955; Саркисян и Климова, 1955), такие соотношения ориентировки галек и направления движения водной среды не свойственны ни обычным речным, ни прибрежным морским и озерным отложениям. До сих пор они наблюдались только в озах и поперечных галечных грядах на дне потоков. В последнем случае их ориентировка

по течению потока связана со сползанием по сравнительно крутой поверхности дна.

Ориентировка галек, подобная наблюдавшейся в овраге Тас-сай, отмечалась Г. Ф. Лунгерсгаузенем в верхнеэоценовых галечниках Башкирского Приуралья (Рухин, 1953, стр. 359, рис. 160). Г. Ф. Лунгерсгаузен объясняет такую ориентировку мелких плоских галек подъемом их струей воды на перекатах, где скорость течения увеличивается, и отложением из взвешенного состояния на наклонном дне нижней по течению стороны

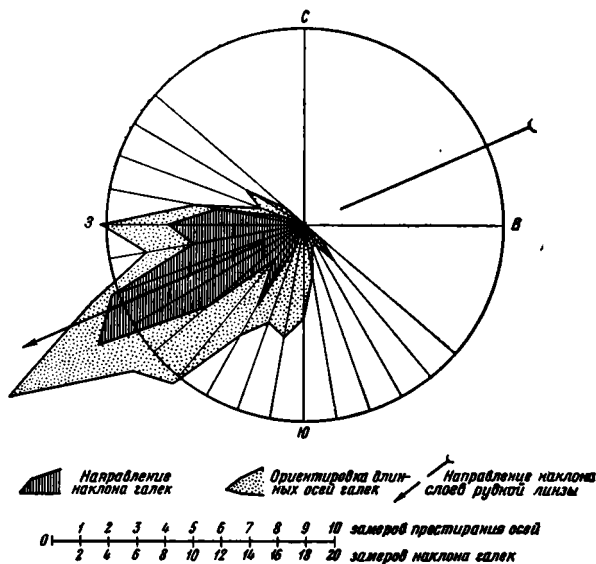


Рис. 33. Роза элементов залегания плоских рудных галек в мелкогалечной конгломератовой руде в овраге Тас-сай на Центральном участке месторождения Кок-булак

речного переката. При передвижении галек волочением по дну их длинные оси всегда располагаются поперек течения, а захороняются они обычно с наклоном против течения.

Следует заметить, что ориентировка галек на подводном склоне дельт еще совершенно не описана ни в упоминавшейся выше советской, ни в иностранной литературе, касающейся этого вопроса (Cayeux, 1945; Pettijohn, 1949). Можно лишь предполагать, что в связи со значительным уклоном дна она будет такой же, как в галечных грядах потоков, т. е. такой, как в изученном нами случае. Это служит косвенным подтверждением дельтового генезиса наклонных рудных линз Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак.

Руды Южного участка месторождения Кок-булак дают пример еще одного типа слоистости, который среди ранее разобранных месторождений наблюдался только на Джангиз-тюбе, но там был выражен не особенно ясно. Все наклоны слоев руды на Южном участке Кок-булака, обычно измеряемые десятками минут, а в смыкающем крыле флексуры, которая пересекает этот участок, достигающие  $3^\circ$ , связаны с позднейшими тектоническими движениями. Если снять влияние этих движений, то слоистость руд и рудовмещающих пород Южного участка Кок-булака следует признать на обширных пространствах идеально горизонтальной. Слоистость эта чаще всего довольно тонкая, по классификации Ю. А. Жемчужникова — ли-

нейная, приводящая к ленточному переслаиванию темной руды и светлого алеврита или алевритового песка. В более мощных слоях сплошной руды она такая же тонкая, но менее заметная вследствие однообразной ржаво-бурой окраски всей породы.

Каждый слой руды или алеврита мощностью 2—3 см может быть прослежен на протяжении всего обнажения, длина которого в западных обрывах плато Тогузкен нередко достигает 200—300 м. Срезание одного слоя другим никогда не наблюдается. Внутри некоторых слоев рыхлой зеленовато-бурой оолитовой руды иногда можно заметить очень пологую косую наслоенность оолитового материала, но нижняя и верхняя границы таких слоев на большом протяжении остаются горизонтальными, параллельными друг другу. Разрезы выработок, пройденных в 800 м одна от другой, довольно легко послойно сопоставляются между собой. Изменение строения рудной серии происходит медленно и постепенно, путем изменения состава пород в некоторых слоях, но не путем срезания одних слоев другими.

Все это свидетельствует об отложении пород Южного участка Кокбулака на дне обширного, спокойного водного бассейна и совершенно не похоже на слоистость рудных пород в разрезах Северного и Центрального участков этого месторождения, а также в разрезах большинства месторождений Чокусинской синклинали. Характер бассейна, в котором отложились руды Южного участка Кокбулака, изучением одной слоистости установить невозможно и этот вопрос будет рассмотрен в следующей главе.

Таким образом, в пределах изученных месторождений Северного Приаралья можно наблюдать по меньшей мере четыре резко различных типа слоистости железных руд и сопровождающих их пород.

**Первый тип** — очень полого наклоненные в южных румбах и полого срезающие друг друга слои с наклоненной в ту же сторону отчетливой крутой косой слоистостью оолитов в подавляющем большинстве слоев. Этот тип слоистости соответствует русловому по схемам Ю. А. Жемчужникова и других авторов. Он свойственен месторождениям Кутанбулак и Талды-эспе, большинству рудных выходов в южной части Тунгусской синклинали, а также выходам руды на северном берегу залива Тше-бас.

**Второй тип** — переслаивание косослоистой оолитовой руды с горизонтально-слоистыми алевритовыми глинами. Он ясно выражен только на месторождении Кара-сандык, хотя очень близкую слоистость можно наблюдать также в северо-восточной части рудной полосы маленького месторождения Бирде-куль.

**Третий тип** — мощная косо наслоенная серия рудных и безрудных пород, с появлением направленной в сторону общего наклона более крутой косой слоистости оолитового материала в отдельных слоях руды. Эта оригинальная слоистость наблюдалась только на Северном и Центральном участках месторождения Кокбулак. Она вполне соответствует дельтовому типу слоистости по схеме Ю. А. Жемчужникова.

Наконец, **четвертый тип** слоистости — строго горизонтальное напластование руд и рудовмещающих пород, с очень редким появлением пологой косой слоистости оолитов внутри отдельных горизонтальных прослоев. Этот тип слоистости развит на Южном участке месторождения Кокбулак, и, по-видимому, он же свойственен рудам месторождения Джангиз-тюбе. Железные руды на вершинах столовых гор Джаксы-буташ и Уш-чоку в Куландинской антиклинальной зоне также обнаруживают горизонтальную слоистость.

Характер слоистости пород в остальных, не упомянутых здесь мелких рудных месторождениях и выходах остался недостаточно выясненным.

## VII. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

Из описания месторождений и наблюдений над косою слоистостью выясняется, что залежи железных руд Северного Приаралья далеко неодинаковы. Они различаются по форме, по мощности рудных тел, по текстурным и минералогическим особенностям руд, по характеру рудовмещающих пород, по типу слоистости, по соотношению руд с безрудными породами, по обилию органических остатков (главным образом — окаменелой древесины) и характеру их фоссилизации. Все эти различия, определяющие и практическую ценность месторождений, не случайны. Они объясняются различием фациальной обстановки формирования месторождений, т. е. приуроченностью их к тем или иным генетическим типам отложений.

В каких же фациальных обстановках происходило образование железорудных месторождений Северного Приаралья?

Для выяснения этого вопроса прежде всего надо разделить их на группы, в пределах которых если не все, то большинство особенностей руд и рудовмещающих пород оказалось бы совпадающим.

В конце предыдущей главы были выделены четыре группы месторождений, резко различающихся по характеру слоистости рудоносной толщи. Поскольку слоистость является одним из важных показателей фациальной обстановки образования месторождений, постольку вполне естественно что остальные особенности, характеризующие эту обстановку, распределяются по тем же самым четырем группам месторождений.

К первой генетической группе относятся разведанные месторождения Кутан-булак и Талды-эспе, большинство мелких месторождений к северу от берегов залива Перовского (кроме, вероятно, горизонтально-слоистых рудных выходов на мысу Туранглы) и рудные выходы на северном берегу залива Тше-бас.

Ко второй группе относится месторождение Кара-сандык и, может быть, недостаточно изученное маленькое месторождение Бирде-куль.

Третья группа представлена наклонными рудными залежами Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак.

Наконец, к четвертой группе принадлежит Южный участок месторождения Кок-булак и месторождение Джангиз-гюбе. По-видимому, к этой же группе относятся горизонтально-слоистые останцы железных руд на вершинах гор Джаксы-буташ и Уш-чоку и на мысу Туранглы.

Другие описанные выше мелкие рудные выходы трудно отнести к какой-либо из перечисленных генетических групп ввиду их недостаточной обнаженности и изученности.

Не повторяя приведенного в предыдущих главах фактического материала, перечислим основные особенности железорудных залежей каждой генетической группы.

## ПЕРВАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ— РЕЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

1. Все рудные залежи этой группы имеют форму длинных, сравнительно узких лент, длина которых всегда во много раз превышает ширину. Размеры таких лентообразных залежей могут быть резко различны: от нескольких десятков метров ширины и сотен метров длины до ширины 2,5 км (местами) и длины 22 км (Талды-эспе).

Лентообразные залежи описываемого типа дают разветвления и ответвления, в условиях Северного Приаралья всегда расходящиеся в северном направлении и сходящиеся, соединяющиеся в южном направлении.

2. Эти лентообразные залежи имеют небольшой первичный уклон в южном направлении, который хорошо заметен на продольных профилях по соотношению руд и подстилающих пород. Подошва рудных залежей по направлению к югу постепенно срезает горизонтальные слои более древних отложений и переходит на все более низкие их горизонты (рис. 39). В современной гипсометрии рудного тела этот первичный уклон иногда бывает затушеван последующими тектоническими движениями.

3. В поперечном разрезе лентообразные рудные залежи всегда имеют врезанную в подстилающие породы корытообразную нижнюю поверхность, вдоль которой в обнажениях и шурфах отмечаются гальки, линзы брекчии и другие признаки размыва. Глубина вреза может достигать нескольких десятков метров. Отношение глубины вреза к ширине полосы осадков, выполняющих депрессию, колеблется от 1 : 17 в рудных линзах на северном берегу залива Тще-бас и 1 : 20 на южном конце главной залежи Кутан-булака до 1 : 200 на северо-восточном участке месторождения Талды-эспе. Верхняя поверхность лентообразных рудных залежей обычно ровная или почти ровная.

4. Описываемые лентообразные залежи могут быть врезаны как в породы морского палеогена, так и в горизонтально-слоистые породы озерных фаций кутанбулакской свиты. Их кровлей являются или эти озерные образования, или отложения более молодой чиликтинской свиты.

5. Руды залежей этой группы месторождений имеют многочисленные, ярко выраженные следы перемыва рудного материала, в некоторых случаях, по-видимому, многократного. Среди них широко распространены руды конгломератовой текстуры. Только среди них встречаются подробно описанные в следующей главе бобово-оолитовые руды и грубые конгломератовые разности руд из крупных угловатых обломков оолитовой руды и железистого алевrolита.

6. Все текстурные разности руд лентообразных залежей имеют ясную слоистость руслового типа, подробно описанную в предыдущей главе. Направление падения этой косой слоистости ориентировано вдоль длинных осей залежей с севера на юг.

7. Сопровождающими и переслаивающими руду породами в лентообразных залежах являются пески и алевриты, песчаники и алевrolиты, очень редко и в небольшом количестве также алевритовые глины. Железные руды находятся в сложных взаимоотношениях с этими породами. Они то срезают их, то расклиниваются ими, то постепенно переходят в них вкrest простираания залежей.

8. Вследствие срезания одними слоями других и сильной изменчивости характера пород по простираанию каждого слоя, колонки даже близко

расположенных одна от другой выработок в лентообразных залежах очень плохо сопоставляются между собой. Детали строения таких залежей меняются на коротких расстояниях.

9. В руде лентообразных залежей многочисленны обломки окаменелой древесины и целые древесные стволы, замещенные фосфатом кальция (Формозова, 1952). В прослоях железистых песчаников и алевролитов среди руды встречаются отпечатки листьев. В отвалах одного из шурфов на месторождении Кутан-булак найдена карпальная кость передней конечности взрослого индрикотерия. Следовательно, все органические остатки, встреченные в этих рудах, имеют наземное происхождение. Раковины моллюсков среди них в Приаралье не обнаружены, но встречены в близких по генезису рудах Лисаковского месторождения. Там они принадлежат исключительно пресноводным родам.

Перечисленные особенности рудных залежей выделяемой нами первой генетической группы месторождений не оставляют сомнений в том, что все они представляют собой аллювиальные отложения речных долин среднеолигоценового времени. Это не требует особых доказательств, потому что совокупность приведенных выше признаков не может быть свойственна никакому другому генетическому типу отложений, кроме речного аллювия. Часто для установления аллювиального генезиса отложений довольствуются лишь одним из этих признаков, например, типом косякой слоистости или линзообразной формой поперечного сечения залежи.

Признаки и особенности строения речных отложений изложены во многих руководствах (Наливкин, 1933, стр. 221—225; Твенхофел, 1936, стр. 702—711; Пустовалов, 1940, ч. 1, стр. 312—314; Швецов, 1948, стр. 96—98; Фадеев, 1951<sup>2</sup>, стр. 50—61; Рухин, 1953, стр. 615—619 и др.), но почти всегда очень кратко и больше на основании общих логических соображений, чем на основании конкретного изучения ископаемых аллювиальных толщ. Детально обоснованную и подтвержденную многочисленными примерами схему строения аллювиальных отложений дал Е. В. Шандер (1951), но, как он сам подчеркивает, только для долин современных равнинных рек умеренного климатического пояса. В посвященных аллювию статьях В. В. Ламакина (1947, 1948, 1950 и др.) нет данных, которые помогали бы узнать речные отложения в ископаемом состоянии. И только в недавно опубликованной работе Ю. А. Жемчужникова (1954) вопрос о диагностических признаках ископаемого аллювия и отдельных его фаций разобран очень подробно и полно на основании сравнительного изучения большого материала по современным и древним речным отложениям.

Ю. А. Жемчужников приводит разнообразные признаки ископаемого аллювия, наблюдаемые в одном разрезе и при изучении его на определенной площади. Многие из этих признаков относятся к сложным случаям выделения аллювия, залегающего в виде мощных толщ среди близких по литологическому составу отложений иного генезиса. Установление речного происхождения первой группы железорудных месторождений Приаралья гораздо проще. Однако важно отметить, что перечисленные выше особенности состава и условий залегания руд и рудоносных пород этой группы месторождений полностью входят в перечень признаков ископаемого аллювия, данный Ю. А. Жемчужниковым.

О речном происхождении этих месторождений говорит прежде всего сама форма рудных залежей. Они образуют выположения небольших руслообразных впадин, ветвящихся в северном направлении и погружающихся в южном направлении. Эти впадины, судя по их форме в плане и в разрезе, имеют эрозионное происхождение. Они представляют собой системы небольших речных долин. Уже отсюда следует вывод о том, что выполняющие их породы, вероятно всего, являются речными отложениями.

Это подтверждается минералогическим составом пород. В разделе 6 главы III показано, что состав легких и тяжелых обломочных минералов руд и рудовмещающих пород Чокусинской синклинали имеет мугоджарское происхождение и резко отличается от состава тех же минералов в окружающих и подстилающих отложениях морского палеогена. Следовательно, руды и рудовмещающие породы таких месторождений, как Кутан-булак и Талды-эспе, не только залегают в эрозионных долинах, но и сложены материалом, который принесен в сохранившиеся сейчас отрезки этих долин издалека, из Мугоджарских гор. Происхождение подобного материала может быть только речным. Удаленность источника материала, как один из признаков речного аллювия, неоднократно подчеркивал Ю. А. Жемчужников.

Речное происхождение руд рассматриваемой группы месторождений подтверждается и характером их слоистости, который был подробно рассмотрен в предыдущей главе. Такая слоистость характерна для современных и древних русловых наносов и не встречается в иных генетических типах континентальных и морских отложений.

Теоретически можно представить себе накопление в эрозионных ложбинах осадков не речного генезиса (лиманы юга Европейской части СССР, акчагыльская ингрессия и т. д.). Однако, если в эрозионных ложбинах накапливаются осадки с удаленным источником материала, если эти осадки имеют быстро меняющийся в деталях разрез, несут следы многократного размыва (конгломератные руды) и имеют ясно выраженную косую слоистость руслового типа, то их речное происхождение не может вызывать сомнений.

Интересно, что речное происхождение руд Кутан-булака и Талды-эспе подчеркивается и таким сравнительно второстепенным признаком, как характер захороненных органических остатков.

Д. В. Наливкин (1933, стр. 221) в качестве одного из признаков речных отложений указывает наличие в них пресноводной фауны. Однако это скорее логический постулат, чем вывод из наблюдений. Уже У. Х. Твенхофел (1936, стр. 709) говорит об органических остатках аллювия гораздо осторожнее. «Богатая флора и фауна многих пойменных равнин,— пишет он,— заставляет предполагать, что в осадках этих равнин должны изобиловать остатки растений и животных. Однако темп накопления осадков не быстр, и большая часть органических остатков разрушается до погребения».

Еще более определенные выводы в этом отношении сообщает Ю. А. Жемчужников (1954, стр. 278 — 279). Он пишет, что «фауна, как показывают наблюдения, в речных фациях не захороняется. Это не значит, что древние реки не заключали в себе пресноводной фауны, но песчаные породы вообще и, в частности, аллювиальные, не благоприятствуют сохранению этой фауны в ископаемом состоянии». Добавим от себя, что единственной фацией аллювия, благоприятной для захоронения мелких фаунистических остатков, является старичная, но она развита далеко не всегда. Зато остатки флоры, по Ю. А. Жемчужникову, характерны для речных отложений, причем он указывает, что «в русловых песчаниках находят обычно или крупные обломки стволов и веток в окаменелом состоянии, или грубые растительные остатки и измельченный растительный детрит» (там же, стр. 279).

Именно такой характер захоронения органических остатков наблюдается в рудах Кутан-булака, Талды-эспе и других месторождений этой группы. В них нет (в пределах Приаралья) остатков пресноводной фауны, но весьма обильны остатки ископаемой флоры, представленные главным образом «крупными обломками стволов и веток в окаменелом состоянии».

В подтверждение речного происхождения руд большинства место-



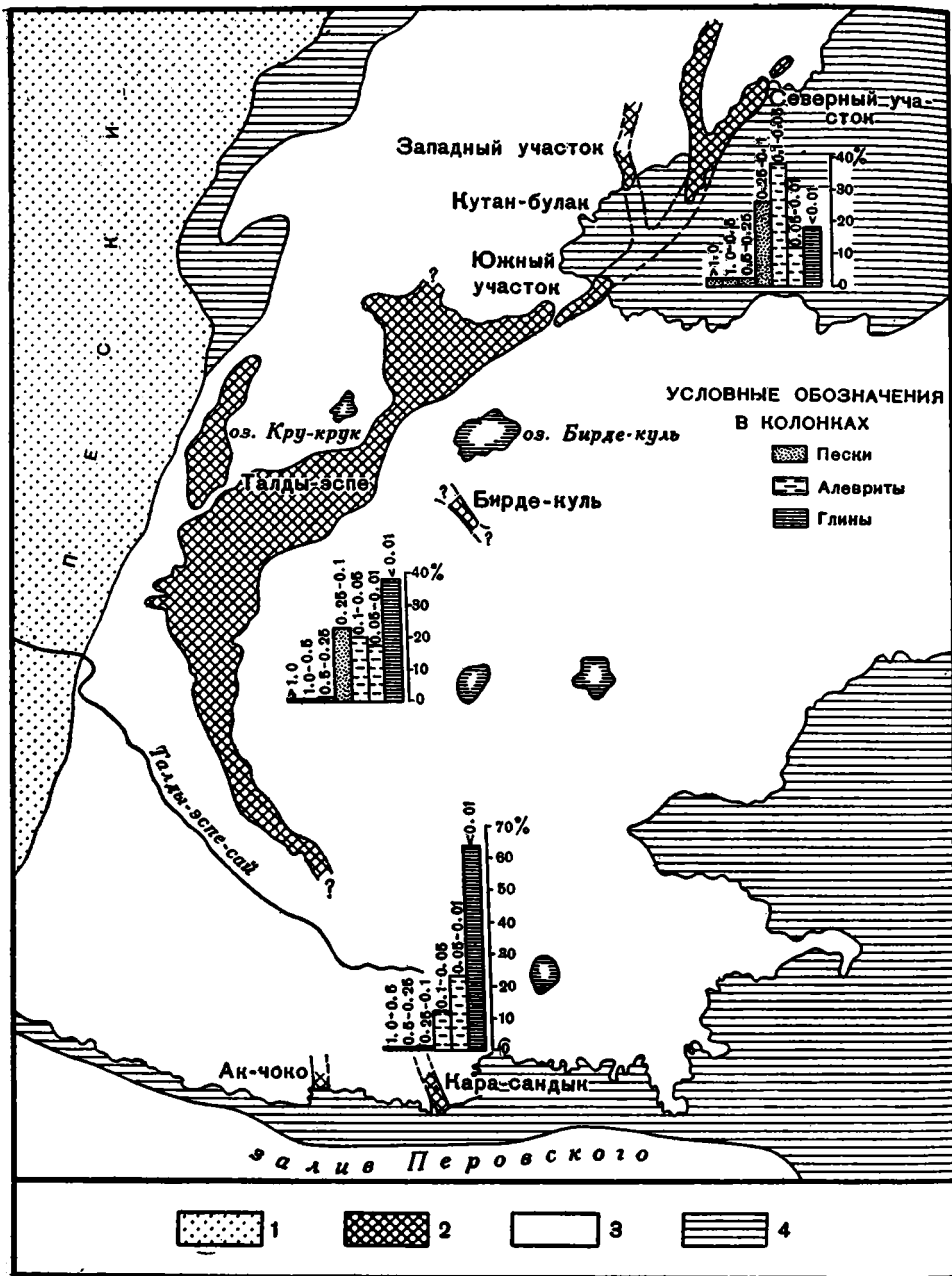


Рис. 34. Схема изменений среднего гранулометрического состава рудовмещающих пород в разных частях Чокуйсинской синклинали.

1 — золотые пески; 2 — площади развития руд; 3 — площади развития безрудных пород тургайской серии; 4 — площади развития морского палеогена

рождений Чокусинской; синклинали можно привести еще и другие интересные факты.

Известно, что в речных долинах приносимый водою обломочный материал по мере движения от верховьев к низовьям становится в среднем все более мелким. Отклонения от этого правила наблюдаются при пересечении рекою полос твердых, трудно размываемых пород или при пересечении растущих антиклинальных поднятий, словом, — при каждом перегибе нормальной эрозионной кривой, но эти отклонения не изменяют общей тенденции. Различного рода диаграммы, иллюстрирующие уменьшение среднего размера частиц аллювиальных отложений при движении от верховьев реки к ее низовьям, приведены многими авторами, в частности, Бурри (Burri, 1929) для р. Тессин в южной Швейцарии, С. Г. Саркисяном (1941) для р. Шилки, А. Гольдштейном (Holdstein, 1942) для р. Миссисипи, В. П. Батуриным (1947) для Кубани, Л. Б. Рухиным (1947 и 1948) для Волги и Большой Лябы и П. И. Фадеевым (1951) для Москвы-реки.

Такое же уменьшение средних размеров зерен обломочного материала обнаруживается при движении в направлении наклона косой слоистости, т. е. с севера на юг, в месторождениях Чокусинской синклинали.

При описании месторождений (глава V) указывалось, что рудные тела Кутан-булака и Талды-эспе не являются строго разновозрастными. Северный конец залежи Талды-эспе лежит в разрезе на 20 м выше южного конца залежи Кутан-булака. Точные возрастные соотношения залежей Талды-эспе и Кара-сандыка неясны из-за размыва промежуточной полосы верховьями оврага Талды-эспе. И тем не менее при взгляде на взаимное расположение этих месторождений (рис. 6 и 34) не остается сомнений в том, что их рудные залежи представляют собой выполнения ложбин единой эрозионной сети, хотя, может быть, и соответствуют несколько различным моментам ее существования. Поэтому сравнение среднего гранулометрического состава руд и рудовмещающих пород разных месторождений Чокусинской синклинали, растянутых с севера на юг на расстоянии 35 км, должно выявить существование или отсутствие тенденции к фациальной изменчивости осадков в меридиональном направлении.

При сравнении в этом отношении руд разных месторождений трудно пользоваться точными цифровыми данными, поскольку их гранулометрия определяется не динамическими процессами переноса материала, но последующими процессами диагенеза. Однако можно сказать, что грубость материала руд рассматриваемых месторождений Чокусинской синклинали определенно уменьшается в южном направлении. Только на месторождении Кутан-булак имеются грубые рудные конгломераты из обломков руды и железистого песчаника диаметром до 10—12 см. На месторождении Талды-эспе руды конгломератовой текстуры еще широко распространены, но диаметр обломков в них обычно не превышает 4 см. На месторождении же Кара-сандык, если не считать верхний пласт руды, который является базальным конгломератом чиликтинской озерной трансгрессии, вообще существует только несколько тонких прослоев руды очень мелкощебенчатой текстуры.

Еще более показательные результаты в этом отношении дает сравнение среднего гранулометрического состава рудовмещающих отложений. Для механического анализа отбирались образцы пород, действительно отлагавшихся совместно и одновременно с рудой, т. е. таких, которые переслаивают руду или замещают ее вкрест простирания залежи. Породы той же кутанбулакской свиты, но иных генетических типов, нередко подстилающие или покрывающие рудные залежи, в анализ не включались. Механическому анализу были подвергнуты 19 образцов рудовмещающих пород Кутан-булака, 12 образцов Талды-эспе и 5 образцов Кара-сандыка. На каждом месторождении гранулометрический состав рудовмещающих

пород подвержен большим колебаниям. Однако сравнение средних цифр для разных месторождений дает интересную картину, изображенную в виде диаграммы на рис. 34.

Оказывается, что средний гранулометрический состав рудовмещающих пород, по мере движения по месторождениям Чокусинской синклинали с севера на юг, становится все более тонким.

На Кутан-булаке это в основном крупные алевриты, содержащие значительную примесь песка. Сумма фракций 0,25—0,1 мм и 0,1—0,05 мм составляет здесь в среднем 66,57%. Во многих образцах рудовмещающих пород имеется даже фракция больше 1 мм, среднее содержание которой равно 1,11%. Имеются и глинистые породы, но среднее содержание пелитовой фракции составляет только 18,46%.

В рудовмещающих породах Талды-эспе среднее содержание фракций 0,25—0,1 мм и 0,1—0,05 мм убывает до 43,03%, а содержание фракций меньше 0,01 мм увеличивается до 38,43%. Зерна диаметром больше 1 мм здесь почти исчезают (в среднем 0,08%). В разных местах этого очень вытянутого месторождения рудовмещающие породы имеют несколько разный состав, но важно подчеркнуть преобладание среди них глинистых алевритов и даже алевритовых глин.

На Кара-сандыке же (руды которого, как будет видно ниже, имеют несколько иное происхождение) рудовмещающие породы представлены одними алевритовыми глинами. В них фракция больше 1 мм практически отсутствует (0,02%), мелкий песок (фракция 0,25—0,1 мм) также почти исчезает (1,30%), среднее содержание крупного алеврита (фракция 0,1—0,05 мм) уменьшается до 16,31%, но зато среднее содержание пелита (фракция меньше 0,01 мм) возрастает до 63,58%.

Таким образом, в месторождениях Чокусинской синклинали при движении с севера на юг наблюдается определенное уменьшение грубости руд и уточнение состава рудовмещающих пород. Это еще одно доказательство речного происхождения рассматриваемых рудных залежей.

Остается выяснить вопрос о том, к какой же фации речных отложений относятся руды первой генетической группы месторождений?

Представления о том, что среди речных отложений существуют различные фации, можно найти в любом руководстве по изучению осадочных пород, которые были опубликованы за последние 25 лет. Однако ясность и определенность эти представления приобрели только после работ И. И. Плюснина (1936), Н. И. Николаева (1946, 1947) и Е. В. Шанцера (1948, 1950<sub>1,2</sub>, 1951), которые доказали существование в аллювии равнинных рек умеренного пояса трех основных фаций: русловой, пойменной и старичной. Существование этих же трех основных фаций речных отложений принимают Ю. А. Жемчужников (1954) и другие авторы сборника «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса» (1954). Второстепенное значение среди речных отложений имеют фация прирусловых валов, фация перлювия (Ломакин, 1943, 1948), фация аллювиально-делювиальных отложений (Николаев, 1947), фация конусов выноса боковых притоков и оврагов, фация перевеянных песчаных отложений, фация существующих иногда на пойме торфяных осоковых болот и, может быть, некоторые другие, недостаточно еще изученные и описанные фации.

Существующие представления связывают образование континентальных железных руд со стоячими водами болот и прибрежной зоны небольших тихих озер. Поэтому и олигоценовые железные руды Арало-Тургайской низменности, уже после того, как была выяснена приуроченность значительной части их месторождений к древним речным долинам, пытались рассматривать как отложения стариц и полупроточных заболоченных участков речных плесов (Лавров, 1953; Лавров и Яренская, 1954).

Анализ существующего материала показывает неправильность такой точки зрения.

Уже из предыдущей главы было видно, что в рудах месторождений Кутан-булак и Талды-эспе повсеместно наблюдается косая слоистость, характерная для русловой фации аллювия, а никак не для пойменной или старичной.

Приуроченность руд этих месторождений к русловой фации речных отложений подтверждается и сравнением их гранулометрического состава

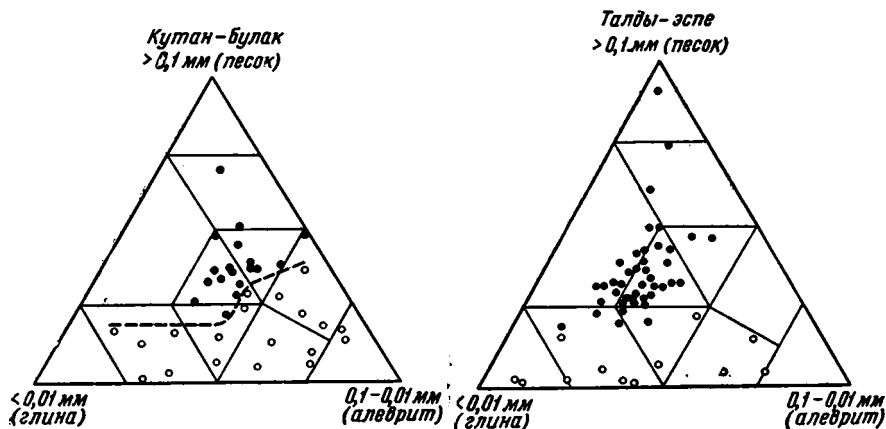


Рис. 35. Диаграммы механического состава нерастворимых остатков железных руд и вмещающих глинисто-алевритовых пород по образцам месторождений Кутан-булак и Талды-эспе. Черные кружки — нерастворимые остатки руд, белые кружки — образцы вмещающих алевритов и глин

с составом рудовмещающих пород. — Руды часто имеют конгломератовую текстуру. Среди рудовмещающих пород никаких конгломератов нет. В рудах встречаются гальки и угловатые обломки мугоджарских пород. В рудовмещающих породах они не наблюдались ни разу. Больше того. Если взять даже не руды, а только заключенный в них обломочный материал (т. е. нерастворимые остатки от кипячения образцов руд в 10%-ной соляной кислоте), то оказывается, что этот материал значительно крупнее обломочного материала рудовмещающих пород, как это хорошо видно на треугольных диаграммах, обобщающих имеющиеся механические анализы (рис. 35). Нерастворимые остатки руд представляют собой плохо отсортированную смесь зерен песчаного, алевритового и глинистого материала со средним диаметром зерен, значительно большим, чем средний диаметр зерен рудовмещающих пород. Поля точек механического состава нерастворимых остатков руд и точек механического состава рудовмещающих пород на диаграммах даже не перекрываются друг с другом.

Таким образом, мы видим, что железные руды Кутан-булака и Талды-эспе представляют собой наиболее грубую по механическому составу породу речных отложений кутанбулакской свиты. В сочетании с характером косой слоистости это, бесспорно, доказывает их отложение в руслах рек, а не в старицах и пойменных озерах.

Возникает вопрос о том, существуют ли в разрезах месторождений описываемой группы породы, которые можно было бы по их происхождению относить к другим фациям речных отложений, в частности к пойменной?

Н. И. Николаев (1946, стр. 48) справедливо пишет, что «соотношения различных фаций аллювиальных отложений определяются, по существу, гидрологическим характером потока» и что могут быть реки, в долинах

которых развита лишь какая-нибудь одна фация аллювия. В частности, он отмечает, что «аллювий горных рек представляет собой крайний тип в развитии аллювиальных отложений, среди которых исключительным развитием пользуется русловой аллювий, а пойменный тип аллювиальных отложений оказывается почти совершенно неразвитым». Отсутствие пойменных фаций в осадках большинства горных рек отмечает также Е. В. Шанцер (1951).

Можно добавить, что слабым развитием пойменного аллювия должны характеризоваться долины всех рек, не имеющих регулярных разливов. Таковы, например, реки, сток которых зарегулирован озерами (Рона, река св. Лаврентия), и реки, бассейны которых целиком лежат в бесснежной области с правильным режимом дождевых осадков (многие небольшие реки Западной Европы и США).

Следовательно, пойменные отложения вовсе не являются обязательным членом каждого аллювиального комплекса осадков. Тем не менее среди кутанбулакских отложений Северного Приаралья они, по-видимому, местами существуют.

Вряд ли было бы правильным рассматривать в качестве пойменных отложений все прослойки безрудных пород внутри рудных залежей Кутанбулака и Талды-эспе только на том основании, что их гранулометрический состав более тонок, чем состав руд. Пространственные соотношения и характер слоистости подсказывают, что в большинстве случаев это просто разновидности того же руслового аллювия. Однако выделяется одна площадь, в пределах которой развиты отложения, по-видимому, имеющие пойменное происхождение. Это — северо-западное крыло главной залежи месторождения Кутанбулак. На рис. 10 приведен разрез через него, составленный на основании детальных описаний большого количества близко расположенных дудок. Он показывает, что здесь существует, одно над другим, несколько рудных тел, причем каждое из них врезано в подстилающие породы, замещается вкрест простирающимися песками и алевролитами, а кроется алевроитовыми глинами. Пески и алевролиты, замещающие руду вкрест простирающихся, вероятно, относятся вместе с нею к русловой фации, но алевроитовые глины занимают по отношению к ним именно то положение, которое, по наблюдениям Н. И. Николаева и Е. В. Шанцера, занимает пойменный аллювий по отношению к русловому аллювию в долинах современных рек Европейской части СССР.

Литологический состав и характер слоистости алевроитовых глин северо-западного крыла главной залежи Кутанбулака не противоречат представлению об их отложении в условиях поймы. Прежде всего надо отметить, что название «алевроитовые глины» в применении к этим породам есть название собирательное, отмечающее лишь их преобладающий характер. В действительности среди них есть тонкие линзовидные прослойки глинистых алевроитов и даже глинисто-алевроитовых песков. Цвет этих пород различный: грязно-белый, серый, очень часто желтоватый, реже кирпичеватый и лиловатый. Минералы, свидетельствующие о восстановительных условиях образования осадка, среди них отсутствуют. Слоистость их в общем горизонтальная, но неправильная, волнистая. Часто можно наблюдать срезания одними слоями других. Нередко серые глины залегают в более светлом глинистом алевроите изогнутыми, расщепляющимися слоями. В тонких прослоях алевроитов иногда наблюдается косая слоистость, наклоненная в ту же сторону, что и косая слоистость руд, но гораздо положе.

Все эти данные позволяют предполагать, что породы, которые выделяются в описаниях выработок северо-западного крыла главной залежи Кутанбулака под названием «алевроитовых глин», представляют собой образования пойменные.

Их переслаивание с рудой в вертикальном разрезе не противоречит такому заключению. Еще в 1947 г. Н. И. Николаев указал, что при неравномерном погружении территории (или при неравномерном поднятии базиса эрозии) в разрезе аллювия может образоваться наложение друг на друга нескольких циклов: из русловых отложений внизу и из пойменных — сверху. В качестве примера такого строения аллювиальной толщи он приводил разрез II надпойменной террасы Волги у с. Спасского Приволжского района Куйбышевской обл.

Е. В. Шанцер (1951, глава X) разработал этот вопрос более детально и указал на возможность образования многоярусной толщи аллювия без изменения базиса эрозии, за счет одной лишь боковой миграции русла. В ископаемом состоянии аллювиальные толщи, состоящие из нескольких наложенных друг на друга циклов, выявлены Л. Н. Ботвинкиной (1953) в ерунаковской свите Ленинского района Кузбасса и всеми авторами сборника «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса». Различные причины возникновения многоярусного строения аллювия подробно рассматриваются в статье одного из авторов этого сборника — Л. Н. Ботвинкиной (1954). Она приводит критерии для опознавания многоярусности аллювия, связанной с боковыми миграциями речного русла и с колебаниями базиса эрозии (стр. 174—186).

В нашем случае начало каждого нового аллювиального цикла было связано с врезанием руслового аллювия в подстилающие породы, и общего уменьшения тонкости зерна осадков вверх по разрезу не наблюдается. Поэтому можно говорить, что формирование сложно построенной рудной залежи северо-западного крыла Кутан-булака протекало на фоне колебаний местного базиса эрозии. Каждое понижение его приводило к врезанию русла реки в ранее отложенные осадки, а каждое последующее медленное повышение — к формированию одного нормального аллювиального цикла отложений из русловых осадков (руды и песка) внизу и пойменных осадков (алевритовых глин) сверху.

Интересно отметить, что строение другого крыла (северо-восточного) той же главной рудной залежи Кутан-булака гораздо проще, и никаких отложений, кроме русловых, в ее разрезе усмотреть нельзя (рис. 8, В — Г). Может быть, это связано с тем, что северо-восточное крыло структурно приподнято по отношению к северо-западному, расположено дальше от осевой полосы Чокусинской синклинали. Общая мощность рудоносных отложений здесь меньше, они гораздо грубее и не содержат пачек алевритовых глин.

Что касается фации стариц, то в речных железорудных месторождениях Северного Приаралья она не наблюдалась. Эта фация была обнаружена нами далеко за пределами Приаралья, при осмотре Лисаковского месторождения: оолитовых железных руд на правом берегу верховьев р. Тобол. Там она представлена изгибающимися в плане лентообразными залежами светлых горизонтально-слоистых глин с ленточками углистого растительного мусора и вертикальными отпечатками водной растительности, погребенной в положении роста. Мощность таких глин до 7 м. В Приаралье речные долины кутанбулакского времени были мельче, и, по-видимому, не достигли такой стадии зрелости, как в районе Лисаковского месторождения. Поэтому старицы в них отсутствовали или образовывались очень редко.

На недостаточную «зрелость» кутанбулакских речных долин Северного Приаралья указывает и довольно заметный уклон их ложа в южном направлении и гранулометрический состав руд. Для образования их конгломератовых разностей нужны были скорости движения воды в реках, равные 1,5—2,0 м/сек (Твенхофел, 1936; Пустовалов, 1940, ч. I; Рухин, 1953). Такие скорости свойственны рекам с невыработанной эрозионной кривой.

Для сравнения укажем, что скорость течения Днепра у Могилева колеблется от 0,45 до 1,05 м/сек, средняя скорость течения Волги в дельте равна 0,5 м/сек и Оки, даже на перекатах, — 0,75 м/сек (Батурин, 1932).

Нужно заметить, что в Чокусинской синклинали наблюдаются нижние концы речных долин, верховья которых, судя по минералогическому составу обломочного материала, находились в Мугоджарах. Очевидно, что в этих верховьях уклон речных русел и скорости течения были больше.

Таким образом, можно сделать вывод, что железные руды месторождений Кутан-булак и Талды-эспе в Чокусинской синклинали, а также некоторых мелких месторождений к северу от берегов заливов Паскевича и Тше-бас представляют собой русловой аллювий нижнего и, может быть, среднего течения небольших рек, которые начинались в Мугоджарах и впадали в большой озерный бассейн, расположенный приблизительно на месте современного Аральского моря.

## ВТОРАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ — ЛИМАННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В предыдущей главе было показано, что находящееся на крайнем юге Чокусинской синклинали месторождение Кара-сандык по характеру слоистости пород резко отличается от расположенных севернее месторождений Талды-эспе и Кутан-булак. Это отличие связано с иными условиями образования руд Кара-сандыка.

При описании этого месторождения и в главе о характере слоистости отмечалось, что главной особенностью Кара-сандыка является расклинивание его руд в восточном направлении белыми горизонтально-слоистыми алевритовыми глинами и постепенное исчезновение рудных прослоев среди таких глин (см. рис. 18 и 19). Та же тенденция, но выраженная менее резко, наблюдается и в меридиональном разрезе через месторождение вдоль левого склона оврага, отделяющего его от останца Кара-сандык. Скважины 11, 14 и 15, пересекающие рудное тело к северу от верховьев оврага, не обнаружили в руде прослоев глин. Нет их и в обнажениях северной части оврага. Однако в разрезе Рудного мыса такие прослои появляются, а дальше к югу, судя по сохранившимся останцам руд, их количество и мощность увеличиваются. Современный эрозийный размыв южного конца залежи не позволяет установить точный характер ее выклинивания в этом направлении.

Белые алевритовые глины, переслаивающие руду, подстилающие руду, а на востоке месторождения и кроющие ее, неотличимы от тех, которые в начале работы (глава III, раздел 2) описывались как типичные породы озерных отложений кутанбулакской свиты. Они не могут быть сочтены за пойменную фацию речного аллювия по следующим причинам:

а) они обладают правильной горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием более алевритовых и менее алевритовых разностей, причем границы слоек на очень большом протяжении совершенно ровны, прямолинейны и параллельны;

б) на плоскостях слоистости они во многих местах содержат скопления мелко раздробленного углистого растительного детрита;

в) в свежих разрезах (например, в основании Рудного мыса) они содержат мелкие округлые конкреции марказита, а на выветрелых поверхностях — образовавшиеся за счет окисления таких конкреций кристаллы гипса.

Ясно, что породы с перечисленными литологическими особенностями не могли отложиться на поверхности поймы, неровной и большую часть года сухой. Ясно также, что эти породы отложились в каком-то постоянном и очень спокойном водоеме, на площади которого ни волнения, ни течения

не прерывали и ничем не нарушали медленного процесса накопления алевроитово-пелитового материала.

Между тем в широтном разрезе через месторождение (рис. 18) отчетливо видно, что эти озерного типа осадки выполняют руслообразную эрозионную депрессию в породах морского палеогена. При описании месторождения Кара-сандык указывалось, что ширина этой депрессии равна 1300 м, а глубина вреза — 37 м. Скважинами, расположение которых показано на рис. 17, она прослежена к северо-северо-востоку на 1650 м, причем на этом протяжении сохраняет свой руслообразный характер.

Следует еще отметить, что в основании алевроитовых глин нет никаких грубообломочных или хотя бы песчаных пород, никаких отложений «начала осадочного цикла». Алевроитовые глины имеют в основании разреза такой же механический состав и такой же характер слоистости, как и в его верхней части. Они налегают непосредственно на слегка неровную поверхность пород морского палеогена, верхние 8—10 см которых уплотнены и сидеритизированы. Эта сидеритизация явно происходила со дна бассейна кутанбулакской эпохи, так как ее полоса сечет слоистость глин чеганской свиты.

Бассейн, с такой морфологией и с такими осадками мог образоваться только в результате быстрого затопления водами какого-то крупного постоянного водоема нижней части впадавшей в него речной долины. Бассейны, образовавшиеся в результате затопления низовьев речной долины и не отгороженные от моря или озера пересыпью, нередко называются эстуариями (Обручев, 1932, т. II, стр. 76; Эдельштейн, 1947, стр. 336; Наливкин, 1955, стр. 295). Синонимом слова «эстуарий» в этом случае считается севернорусское слово «губа», а примером эстуария — Обская губа. Исходя из таких представлений, и мы называли рудовмещающие породы Кара-сандыка осадками эстуария (Формозова, 1951).

Однако, по-видимому, и этими авторами и нами слово «эстуарий» употреблялось не совсем правильно.

Термин «эстуарий» введен в литературу в 1866 г. О. Пешелем (Peschel, 1866) для залитых морем воронкообразных устьев рек, подверженных действию приливов и отливов. Название произведено от латинского слова «aestuarum», что значит «кипение». Оно подчеркивает бурный характер течения в эстуариях, особенно во время отливов. Сила этих течений приводит к сравнительно грубому составу осадков эстуариев, а иногда и к отсутствию их на больших площадях. Лишь перед устьем эстуариев нередко образуются песчаные бары (Самойлов, 1952). Из этой характеристики видно, что даже Обскую губу вряд ли можно называть эстуарием, потому что всего полуметровая приливная волна Карского моря мало сказывается на характере течений и на накоплении наносов в этом бассейне (Самойлов, 1952, стр. 302). Необходимость правильно применять термин «эстуарий» лишь для устьев рек, подверженных сильным приливо-отливным течениям, подчеркивали многие географы, а из литологов — У. Х. Твенхофел (1936) и М. С. Швецов (1948). Затопленные же воронкообразные устья бесприливных морей и озер, очевидно, никак нельзя называть эстуариями. По примеру затопленных устьев рек, впадающих в Черное море, их правильнее называть лиманами, независимо от того, отгорожены они от основного бассейна пересыпью или нет.

При таком разграничении двух разбираемых типов речных устьев они будут различаться между собой не только по характеру осадков (грубых — в одном случае, преимущественно тонких — в другом), но и по способу образования. При образовании эстуария воронкообразное устье реки может не быть связанным с погружением суши. Оно может быть выработано при стационарном положении береговой линии, силою приливо-отливных течений. Лиманы же всегда свидетельствуют о погру-



жении суши, о затоплении трансгрессирующим морем или озером нижних частей речных долин. Для лиманов северного побережья Черного моря такое происхождение, как известно, было установлено еще классическими работами Н. А. Соколова (1895).

Внутриконтинентальные олигоценовые бассейны Приаралья не могли обладать приливо-отливными течениями. Это подтверждается тонким характером осадков, выполняющих древнюю эрозионную депрессию месторождения Кара-сандык. Следовательно, их правильнее называть не отложениями эстуария, а отложениями лимана.

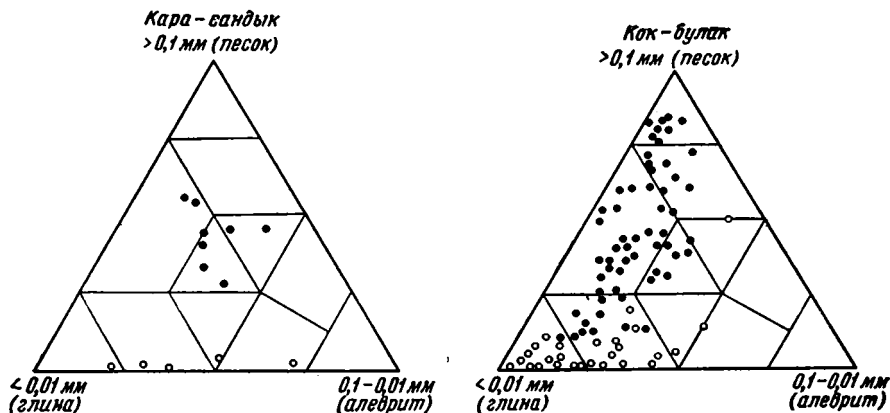


Рис. 36. Диаграммы механического состава нерастворимых остатков железных руд и вмещающих пород по образцам месторождения Кара-сандык и Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак. Черные кружки — нерастворимые остатки руд, белые кружки — образцы вмещающих алевроитов и глин

Сами железные руды месторождения чужды по своему происхождению осадкам этого небольшого лимана. Прежде всего следует отметить, что на Кара-сандыке руды резко отличаются от рудовмещающих пород своей гранулометрией. При изучении вертикального разреза Рудного мыса между ними нельзя найти никаких постепенных переходов. Даже наиболее «тонкие» разности зеленой оолитовой руды Кара-сандыка представляют собой, как будет видно из следующей главы, мелко- или среднезернистый псаммит с очень небольшой примесью алевроитового и пелитового материала. В некоторых прослоях руды много более грубого материала. Между тем рудовмещающие породы представлены глинами с более или менее значительной примесью лишь мелкого алевроита (фракции 0,05—0,01 мм). Сравнение механического состава этих глин с механическим составом даже не самих руд, а только нерастворимых остатков руд (рис. 36) хорошо показывает, насколько более грубым осадком являются последние. Постепенный переход от руд к алевроитовым глинам наблюдается только при прослеживании рудных прослоев на восток — к осевой части депрессии, где происходит их выклинивание. Этот переход подробно описан в предыдущей главе.

Прослои руды имеют ясно выраженную косую слоистость. Прослой алевроитовых глин имеют правильную горизонтальную слоистость. Подошва большинства рудных слоев представляет собой границу размыва, иногда довольно глубокого. Подошва же прослоев глин — обычно горизонтальная, иногда слегка наклонная, но всегда ровная.

Все это говорит о том, что руды и рудовмещающие породы Кара-сандыка отложились в условиях совершенно разных гидродинамических ре-

жимов. Рудовмещающие породы, как мы установили, являются осадками тихого, спокойного лимана, но руды отложены какими-то достаточно сильными водными потоками, вторгавшимися в этот лиман. Естественно считать, что они представляют собой материал, принесенный впадавшей в лиман рекой в моменты усиления ее транспортирующей деятельности.

Такое заключение становится еще более достоверным, если вспомнить, что наклон косой слоистости в рудах Кара-сандыка направлен не от края депрессии к ее осевой части, а по простиранию депрессии с северо-северо-запада на юго-юго-восток (рис. 17). Он свидетельствует о том, что воды, из которых отложился рудный материал, имели линейное движение вдоль западного края лимана и что они притекали с севера, из тех участков Чокусинской синклинали, где развиты типичные речные отложения кутанбулакской свиты, рассмотренные выше.

Соотношение в плане (рис. 6) подсказывает вывод, что рудная залежь Кара-сандыка вполне могла быть в олигоценовое время южным концом рудной залежи Талды-эспе, т. е. что она образовалась в том озерном лимане, в который впадала река, севернее отложившая руды месторождения Талды-эспе.

Таким образом, особенности литологии месторождения Кара-сандык легче всего объяснить предположением о том, что его руды отложены речными струями, но уже не в русле реки, а на дне лимана, в который впадала эта древняя, среднеолигоценная река. Прослой косослоистых оолитовых руд представляют собой осадки речных струй. Переслаивающие руду алевроитовые глины — это отложения лимана, а характерные для Кара-сандыка тонкие невыдержанные прослой сидерита есть результат диагенетических изменений лиманных глин на контактах с прослоями оолитовых руд.

Переслаивание косослоистых речных и горизонтально-слоистых лиманных отложений создает ту картину слоистости «типа временных потоков», которая была подробно описана в предыдущей главе.

Руды Кара-сандыка залегают среди лиманных отложений, но генетически они им чужды, а тесно связаны с речными отложениями кутанбулакской свиты. Поэтому они имеют некоторые общие особенности с рудами месторождений Кутан-булак и Талды-эспе, а именно:

- а) лентообразность рудной залежи в плане;
- б) многочисленные следы перемыва рудного материала;
- в) выдержанность направления наклона косой слоистости;
- г) быстроту изменчивости деталей строения рудной залежи;
- д) обилие остатков окаменелой древесины.

Ряд других особенностей отличают руды Кара-сандыка от типичных речных руд, отложившихся в руслах рек.

Если залежи последних имеют в поперечном сечении врезанную в подстилающие породы корытообразную нижнюю поверхность, то нижний пласт руды Кара-сандыка граничит с подстилающими белыми алевроитовыми глинами по ровной плоскости, слегка наклоненной на восток, к осевой полосе древней эрозивной депрессии. Лишь у самого борта депрессии по этой плоскости можно наблюдать слабые следы размыва. Восточнее они исчезают.

Если руды Кутан-булака и Талды-эспе сопровождалась преимущественно песчаными и алевроитовыми нерудными породами с неправильной, волнистой, а нередко и косой слоистостью, то на Кара-сандыке (как неоднократно отмечалось) из нерудных пород развиты почти исключительно алевроитовые глины.

Наконец, сами руды Кара-сандыка несколько отличаются от руд типичных речных месторождений. В текстурном отношении они значительно менее грубые. Среди них почти отсутствуют конгломератные разности.

Многие их слои состоят из чистого, хорошо отсортированного оолитового материала. В невыветрелых частях месторождения руды имеют преимущественно сидеритовый цемент. В руде появляются прослои сидерита, которых не было в разрезах месторождений речного генезиса.

Все это подтверждает сделанные выше выводы о том, что обстановка отложения руд Кара-сандыка отличалась от обстановки отложения руд Кутан-булака и Талды-эспе.

Месторождения железных руд, связанные с осадками лиманов, в Северном Приаралье, по-видимому, невелики и сравнительно редки. Первое подтверждается даже теми наблюдениями, которые можно сделать на небольшом обнаженном участке месторождения Кара-сандык. Как отмечалось выше, здесь можно видеть, что руды расклиниваются алевритовыми глинами не только в восточном направлении (к оси депрессии), но и в южном. По-видимому, к югу рудная залежь продолжалась очень недалеко. Северное ее продолжение не разведано, но весьма вероятно, что в этом направлении ложе лиманных осадков поднимается, алевритовые глины выклиниваются и руды Кара-сандыка по простиранию переходят в типичные речные руды, которые наблюдались на близлежащем южном конце месторождения Талды-эспе. Редкость же среди месторождений Приаралья рудных залежей, приуроченных к лиманным отложениям, подтверждается тем обстоятельством, что, кроме Кара-сандыка, они нигде достоверно не известны. Несколько сходные взаимоотношения между рудами и белыми горизонтально-слоистыми алевритами и песками наблюдаются только на маленьком месторождении Бирде-куль. Однако рудная залежь здесь не пересечена ни одной выработкой и настолько неполно обнажена в единственном разрезе по оврагу Кызыл-джар-сай, что делать выводы об условиях ее образования было бы неосторожно.

В заключение надо подчеркнуть одну палеогеографическую особенность кутанбулакской эпохи, выяснение которой связано с изучением месторождения Кара-сандык. Большое однообразие развитых здесь белых алевритовых глин в вертикальном разрезе через выполняемую ими древнюю эрозионную депрессию говорит о том, что лиманный режим в этой депрессии создан в результате быстрого и резкого повышения уровня расположенного южнее крупного озерного водоема. На дне депрессии ниже лиманных отложений отсутствуют осадки речного типа. Следовательно, до начала ее затопления она соответствовала отрезку речной долины, на котором скорости движения потока препятствовали сколько-нибудь мощному накоплению аллювия. Это говорит о том, что базис эрозии был расположен значительно ниже наблюдаемого сейчас в разрезах dna депрессии.

Между тем сейчас же после затопления создались условия для отложения на ее дне тонкого алевритово-пелитового материала с горизонтальной слоистостью, причем эти условия затем в течение долгого времени не изменялись. Это говорит о том, что с первого момента заполнения глубина лимана обеспечивала отсутствие волнений и течений, доходивших до dna, т. е. была равна нескольким десяткам метров.

Следовательно, общий подъем уровня воды в бассейне, превративший промываемый участок речной долины Кара-сандыка в довольно глубокий лиман, должен быть оценен не меньше чем в 50—60 м. Другие доказательства крупного и быстрого подъема уровня олигоценового Пра-Арала в кутанбулакское время будут приведены при анализе условий образования следующей генетической группы рудных залежей — дельтовой.

Появление руд в верхах разреза кутанбулакских отложений Кара-сандыка, несомненно, соответствовало фазе некоторого обмеления лимана вследствие понижения его уровня или просто заполнения его осадками.

### ТРЕТЬЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ — ДЕЛЬТОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Руды рассматриваемого генетического типа развиты только на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак. Однако, в противоположность месторождению Кара-сандык, эти участки занимают большую площадь, детально разведаны и всесторонне изучены, что позволяет установить типовые черты железорудных месторождений дельтового происхождения.

В качестве таких черт можно отметить следующие.

1. Рудные залежи этой группы имеют форму первично наклонных линз, протяжение которых по простиранию обычно гораздо больше, чем по падению. Соотношение параметров линз зависит от величины их наклона, который может достигать  $8^\circ$ . Чем круче наклонена линза, тем больше ее длина по простиранию превышает ее ширину по наклону. Пологонаклонные линзы имеют менее вытянутые очертания. Наиболее крупная линза имеет в длину (по простиранию) 10 250 м, в ширину (по падению) — 2500 м, при максимальной мощности руды в центре до 40 м. Существуют и очень маленькие линзы.

2. Большие и мощные наклонные рудные линзы обычно имеют сложное строение и представляют собой результат наложения друг на друга, иногда с некоторым размывом и с несколько различными углами наклона, рудных линз меньшего размера и меньшей мощности. Это хорошо видно в шурфах, а также близ концов рудных линз, где они начинают расклиниваться межрудными породами.

3. Наклон каждой данной линзы или одинаков во всем ее поперечном профиле, или к основанию выполаживается, что наблюдается чаще. Иногда перегибы наклона рудных линз создаются выступами погребенного эрозионного рельефа поверхности глин морского палеогена.

4. На нижних поверхностях рудных линз иногда наблюдаются следы размыва и пологого срезания нижележащих пород. Однако эти следы размыва не повсеместны и незначительны. Выполнение рудами эрозионных депрессий в подстилающих породах (как в месторождениях речного типа) не наблюдается ни при каком сечении рудных залежей. В общем можно сказать, что руды напластованы согласно и параллельно с рудовмещающими породами.

5. Рудный материал, как и в месторождениях речного типа, обнаруживает признаки перебива, однако они заметны главным образом при изучении шлифов. Разности руд с грубой конгломератовой текстурой отсутствуют. Руды с мелкой и рассеянной среди оолитов рудной галькой встречаются, но почти исключительно в верхних по наклону концах рудных линз.

6. Наблюдаемая в некоторых прослоях руды косая слоистость наклонена в направлении общего наклона линз, т. е. поперек их длинной оси, а не вдоль нее, как в месторождениях речного типа. Плоские рудные галечки конгломератовых разностей повернуты длинным диаметром и наклонены также в направлении общего наклона рудных линз.

7. Первичная фациальная изменчивость руд наблюдается при движении не вдоль длинной оси залежи, как в месторождениях речного типа, а поперек ее, т. е. в направлении наклона рудных линз. Именно в этом направлении изменяется гранулометрический состав руд, выклиниваются черные сыпучие руды, появляются прослой глины и массивных сидеритов в руде и т. д.

8. Наклонные линзы руды разделяются, подстилаются и покрываются такими же наклонными пачками параллельно-слоистых светлых алевритовых глин и глинистых алевритов, которые по гранулометрическому

составу и другим литологическим особенностям довольно близки рудовмещающим породам Кара-сандыка и породам озерных отложений кутавбулакской свиты, но резко отличаются от песков и алевролитов, сопровождающих железные руды речного происхождения.

9. Только в железорудных месторождениях дельтового типа появляется и получает широкое развитие особый комплекс пород, который при описании месторождения Кок-булак был подробно охарактеризован и назван «фацией переслаивания». Это — различное по мощности прослоев, часто очень тонкое переслаивание рыхлых руд из хлоритовых или гидрогетитовых оолитов и богатых железом хлоритовых и монтмориллонитовых глин, нередко более или менее сидеритизированных. Комплекс пород «фации переслаивания» занимает определенное гипсометрическое положение в разрезах железорудных месторождений описываемого типа. Он развит близ их подошвы. В него нередко переходят вниз по наклону рудные линзы. Однако в ряде случаев он разделяет на глубине линзы сплошной железной руды.

10. Детали строения рудных залежей изменяются быстро, но все же не так, как в месторождениях речного типа. Там послойные описания соседних выработок, как правило, не сопоставлялись между собой, и на разрезах можно было выделять не слои, а только преобладающие текстурные типы руд. Здесь же, при расстоянии между выработками в 200, а иногда и в 400 м, отдельные тонкие слои прослеживаются достаточно хорошо как по простиранию, так и по падению рудных линз. Это позволяет уверенно составлять разрезы через месторождение, хотя другие слои, залегающие между выдержанными, обнаруживают быструю фациальную изменчивость.

11. Органические остатки в рудах месторождений дельтового типа редки. В то время как в рудах речного и лиманного происхождения обломки светлой фосфоритизированной древесины встречались почти в каждом обнажении, на Кок-булаке за пять лет разведки было найдено всего несколько черных или темно-коричневых, слабо окаменелых углефицированных обломков древесины. Несколько чаще в рудах Кок-булака встречаются микроскопические остатки древесины, обнаруживаемые в шлифах. Никакие другие палеонтологические остатки не обнаружены.

Решающим признаком при определении условий отложения руд рассматриваемого генетического типа является характер их слоистости, подробно рассмотренный в предыдущей главе. Такая слоистость типична для подводного склона дельт с большим «свалом глубин» и не встречается в отложениях других генетических типов.

Подтверждение вывода о дельтовом происхождении рудных залежей этого типа затрудняется тем обстоятельством, что ископаемые дельтовые отложения до сих пор сравнительно слабо изучены и признаки их никем не суммированы. В большинстве руководств по петрографии осадочных пород и по палеогеографии описание дельтовой обстановки седиментации ограничивается приведением схемы строения дельт по Д. Бэррилли. Несколько более полно, с приведением примеров, их отложения описаны у Д. В. Наливкина (1933) и у У. Х. Твенхофела (1936). Наиболее подробный разбор условий образования и особенностей дельтовых осадков дан Л. В. Пустоваловым в статье об условиях осадкообразования верхнепермской эпохи (1937) и в «Петрографии осадочных пород» (1940, ч. I, стр. 338—351). Однако сведения, приводимые Л. В. Пустоваловым, так же как и сведения, имеющиеся в работах двух других упомянутых авторов, относятся главным образом не к отложениям единичных, правильно построенных небольших дельт, а к отложениям грандиозных дельтовых равнин, примером которых в современную эпоху являются дельты Хуанхэ и Ганга — Браманутры. К тому же описываются преимущественно морфологи-

ческие и литологические особенности осадков подводных и надводных дельтовых равнин, а не слоев подводного склона дельты и его подножья. Поэтому признаки дельтовых отложений, указываемые Л. В. Пустоваловым и другими авторами сводных работ, не могут быть использованы нами при анализе условий отложения руд месторождений этого типа.

Выбирая из разных руководств сведения, относящиеся только к осадкам подводного склона дельты и авандельт, можно сказать, что для них, кроме характера слоистости, считаются типичными следующие признаки:

1. Удаленный источник обломочного материала.

2. Обилие коллоидного материала, коагулирующего под влиянием электролитов. (Для отчетливого проявления этого признака должна существовать большая разница между соленостью вод реки и того бассейна, в который она впадает).

3. В дельтах рек гумидных зон — обилие дисперсного органического материала, что вызывает восстановительную обстановку в осадке, приводит к образованию закисного комплекса минералов и определяет серый или зеленоватый цвет пород. Этот признак особенно характерен для осадков авандельт и нижней части подводного склона дельт.

4. Постепенность перехода от осадков подводного склона к осадкам авандельты, а от них к осадкам того бассейна, в который впадала река, образовавшая дельту.

Породы Северного и Центрального участков Кок-булака обладают всеми этими признаками. Их обломочный материал имеет не местное, а мугоджарское происхождение, что подробно рассматривалось в разделе 6 главы II.

Обилие коллоидного материала доказывается широким распространением среди них тонких монтмориллонитовых и хлоритовых глин.

Обилие дисперсного органического вещества доказывается как прямыми химическими определениями углерода в рудах, которые приведены в следующей главе, так и широким распространением закисных соединений железа. Сидерит в цементе оолитовых руд и в виде самостоятельных прослоев встречается на Кок-булаке в таком количестве, в каком он не обнаружен больше нигде в Приаралье.

Наконец, постепенность перехода в юго-западном направлении от наклонных пачек руды к выположенным пачкам пород «фации переслаивания» и от них к горизонтально-слоистым озерным отложениям хорошо видна на многих разрезах через месторождение, например на рис. 27, и потому не нуждается в подробном описании.

В пользу дельтовых условий отложения руд Северного и Центрального участков Кок-булака можно привести и еще некоторые соображения.

В западном и юго-западном направлении некоторые линии поисковых скважин были проведены на много километров за контур рудоносности этих участков. Все они обнаружили мощные (местами свыше 96 м) отложения кутанбулакской свиты, представленные исключительно светлыми горизонтально-слоистыми, нередко плитчатыми алевроитовыми глинами и глинистыми алевроитами. Эти породы однообразны по разрезу и по площади. Они встречены к западу от Северного и от Центрального участков Кок-булака. Они, несомненно, представляют собой осадки крупного и достаточно глубокого (отсутствие песков) озерного бассейна. Следовательно, наклонные рудные линзы Кок-булака расположены на краю обширной площади развития озерных осадков той же эпохи.

В другую сторону, т. е. к северо-востоку, они должны сменяться областью развития речных отложений или очень близких им по составу отложений надводной дельтовой равнины. К сожалению, в этом направлении

поисковые работы не производились, а обнаженность местности здесь слабая. На основании изучения существующих выходов можно, однако, сказать, что кутанбулакская свита представлена здесь песками и алевроитами с линзами железистых песчаников, т. е. резко отличается от пород того же возраста, развитых к юго-западу от Кок-булака. Среди них встречены мелкие выходы песчаных железных руд, описанные на стр. 158—159 настоящей работы. Эти данные, если и не доказывают, то делают весьма вероятным предположение о том, что косо наклонная рудоносная серия Кок-булака к северо-западу сменяется породами, отложившимися в условиях надводной дельтовой равнины или низовьев реки.

Такие взаимоотношения в плане с разновозрастными породами другого состава и других генетических типов хорошо отвечают представлению об отложении наклонных рудных линз Кок-булака на подводном склоне дельты.

Дополнительные сведения, уточняющие палеогеографию района месторождения Кок-булак в эпоху отложения железных руд, дает изучение палеорельефа поверхности морского палеогена.

В месторождениях речного происхождения, если рудная серия залегает непосредственно на морском палеогене, рельеф последнего представляет собой долинообразную впадину, направление которой строго отвечает простиранию рудной залежи. Из-за отсутствия данных о нивелировании многих выработок не удалось составить карту палеорельефа для Кутанбулака, но общий характер поверхности палеогена на этом месторождении хорошо передается картой изопахит его рудного тела (рис. 9), поскольку кровля руды здесь очень ровная.

Совсем другая картина наблюдается на Северном и Центральном участках Кок-булака (рис. 24). Рельеф палеогена здесь очень сложен, глубоко расчленен и в общем представляет собой обширный склон юго-западной экспозиции, прорезанный несколькими ложбинами, углубляющимися с востока на запад или с северо-востока на юго-запад, т. е. в направлении наклона рудных линз. Прямой связи между расположением линз и формами палеорельефа нет. Длинные оси рудных линз секут направление древних ложбин стока часто почти перпендикулярно. Однако можно заметить, что над впадинами палеорельефа мощности рудных линз возрастают и качество руд улучшается за счет уменьшения примеси песчаного материала.

Анализ карты палеорельефа объясняет общую длину рудоносной полосы Северного и Центрального участков Кок-булака. Оказывается, что на севере и на юго-востоке она упирается в крупные возвышенности подземного рельефа морского палеогена, относительное превышение которых над соседними рудоносными депрессиями достигает 50—75 м. Скважины, пройденные над этими погребенными возвышенностями, обнаружили, что кутанбулакская свита в их пределах совершенно отсутствует и прямо на морском палеогене лежат слои более молодой, чиликтинской свиты. Следовательно, во время отложения наклонных рудных линз здесь была суша, располагались коренные, сложенные морским палеогеном борта широкой депрессии, в которой накапливались дельтовые отложения. Эти борта и являются естественными ограничениями рудоносной полосы по ее простиранию.

Погребенная возвышенность меньшего размера четко вырисовывается на юго-западе Северного участка, к югу от восточного конца разведочной линии 29. В ее пределах отложения кутанбулакской свиты также первично отсутствуют, что хорошо видно не только по разрезам скважин, но и в обнажениях к западу от триангуляционной пирамиды Кара-тюбе.

Изолированный характер этой возвышенности устанавливается изучением геологической карты района месторождения Кок-булак (рис. 21),

на которой отчетливо видно, что западнее расположена область очень низких отметок кровли чеганской свиты и больших мощностей кутанбулакских отложений. По-видимому, это останец древнего эрозионного рельефа, поднимавшийся в виде острова над подводной частью дельты Кок-булака.

Площадь детальной карты самого месторождения слишком мала, чтобы проследить восточное продолжение погребенных возвышенностей, ограничивающих дельту. Однако маршруты в окрестностях Кок-булака позволили внести некоторую ясность в этот вопрос. В 20 км к востоку от месторождения протягивается глубокая меридиональная депрессия с хорошо обнаженными обрывистыми склонами. В западных склонах этой депрессии на широте Кок-булака отложения кутанбулакской свиты на большом протяжении отсутствуют, и морской палеоген кроется непосредственно слоями чиликтинской или даже чаграйской свиты. Лишь севернее поверхность морского палеогена понижается и под шоколадными чиликтинскими глинами появляются светлые кутанбулакские пески. Отсюда ясно, что древняя возвышенность, ограничивающая ископаемую дельту с юга, протягивается на северо-восток и при этом значительно расширяется. Восточное продолжение северной возвышенности не прослежено. Можно лишь предполагать, что она постепенно сближается с южной.

Палеогеографическая схема Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак, построенная с учетом всех изложенных данных, изображена на рис. 37.

Типы руд, развитые на месторождении Кок-булак, кратко были перечислены при описании этого месторождения, а более подробно будут описаны в следующей главе. Сейчас надо только упомянуть, что их пространственное распределение до некоторой степени объясняется отложением на подводном склоне дельты. Среди руд первичных типов, не связанных с современным выветриванием, на Кок-булаке широко распространены: черная сыпучая руда из гидротетитовых оолитов и зеленая плотная руда с сидеритово-хлоритовым цементом. Очень часто (хотя и не во всех разрезах) первая из них вниз по наклону рудных линз замещается второй. Очевидно, это связано с тем, что в верхних частях подводного склона отлагался более крупный и более отмытый материал, лучше была циркуляция воды и чаще, даже в осадке, сохранялись окислительные условия. В нижних же частях подводного склона и у его подножья осадок был более тон-

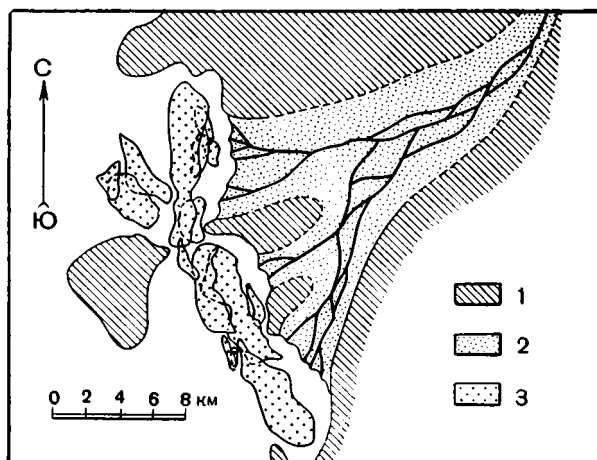


Рис. 37. Палеогеографическая схема района месторождения Кок-булак для середины кутанбулакского века.

1 — участки высокого рельефа глинистого морского палеогена, в пределах которых кутанбулакские отложения совсем отсутствуют или представлены маломощными песками; 2 — аллювий надводной части дельты; 3 — наклонные линзы железных руд на подводном склоне дельты. Граница надводной части дельты показана к моменту отложения наиболее восточных линз руды. Позднее она передвигалась на запад



ким, отлагалась основная масса коллоидного материала, в том числе органического, и поэтому в процессе диагенеза чаще возникала восстановительная обстановка, приводившая к редукции трехвалентного железа, образованию хлорита и сидерита.

Руды Кок-булака, подобно рудам месторождений других генетических типов, значительно грубее по своему гранулометрическому составу, чем рудовмещающие породы. Черная сыпучая руда, подробно описываемая в следующей главе, представляет собой псаммит, иногда со значительной примесью фракции больше 1 мм, но почти без примеси алеврита и пелита. Среди сцементированных руд встречаются разности конгломератовой текстуры, содержащие мелкую рудную гальку (хотя грубые рудные конгломераты, характерные для речных залежей, здесь отсутствуют). Между тем рудовмещающие породы (как указывалось ранее) представлены преимущественно алевритовыми глинами и, в меньшей мере, глинистыми алевритами.

Так как гранулометрический состав плотных руд определить трудно, то был произведен механический анализ нерастворимых остатков оолитовых железняков месторождения Кок-булак. Для сравнения они были нанесены на треугольную диаграмму вместе с механическими анализами рудовмещающих пород (см. рис. 36). Эта диаграмма показывает, что даже обломочный материал, заключенный в рудах, значительно крупнее материала рудовмещающих пород.

Следовательно, отложение наклонных рудных линз соответствовало времени приноса на подводный склон дельты более грубого материала, времени усиления транспортирующей деятельности впадавшей здесь в озеро реки. Это подтверждается и следами размыва, которые наблюдаются иногда в основании и внутри рудных линз. В промежуточные отрезки времени, когда транспортирующая деятельность реки ослабевала, на подводном склоне дельты откладывался тонкий алевритово-пелитовый осадок.

Отсюда следует также, что основная часть рудных оолитов не образовывалась в подводной части дельты, а поступала сюда как механический осадок, вместе с зернами кварца и других обломочных минералов из речной долины. Как будет видно ниже, в большинстве случаев оолиты не претерпели даже существенных изменений в процессе диагенеза. Однако другие компоненты рудной толщи, такие, как сидеритово-хлоритовый цемент руд, железистые хлоритовые глины, прослой сидеритов и анкеритов, образовались на месте, в условиях подводного склона дельты.

Следует поставить вопрос — все ли породы кутанбулакской свиты, встречающиеся на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак, представляют собой осадки подводного склона дельты и преддельтовой равнины?

На этот вопрос надо ответить отрицательно.

Во-первых, в наиболее западных скважинах большинства разведочных линий встречены тонкие горизонтально-слоистые озерные отложения<sup>1</sup>, прилегающие к наклонным дельтовым слоям, о чем говорилось выше.

Во-вторых, на самом дне некоторых эрозионных ложбин палеорельефа поверхности морского палеогена (например, в скв. 105 на линии 12; см. рис. 27) встречены довольно грубые железистые песчаники, мощностью до 10 м, резко отличные от вышележащих дельтовых пород. Их можно рассматривать, скорее всего, как речной аллювий, накопившийся до начала озерной трансгрессии, которая вызвала образование дельты.

В-третьих, в некоторых разрезах через Северный участок месторождения (например, на рис. 25 и 26) обращает на себя внимание появление в верхах рудной толщи пачки мелкозернистых желтых песков, которая

<sup>1</sup> О характере этого озерного бассейна, его размерах и происхождении будет сказано в главе о палеогеографии кутанбулакской эпохи.

лежит приблизительно горизонтально и явно срезает головы слоев ниже лежащей наклонной серии. Эти пески местами содержат прослой железистого песчаника. Мощность их достигает 15 м. Они, несомненно, относятся еще к кутанбулакской свите, так как в некоторых скважинах встречены под чиликтинскими глинами. Эти пески нигде не обнажены и, вследствие своей сыпучести, плохо сохранились в керне. Поэтому уверенно судить об их происхождении трудно. Однако вполне вероятно, что они представляют собой сохранившиеся местами остатки тех «верхних слоев» дельты, т. е. отложений дельтовой равнины, которые должны существовать, судя по классическим схемам ее строения.

В заключение следует напомнить, что косо наслоенная серия дельтовых пород с вертикальной мощностью до 102 м (в скв. 979) могла образоваться только при соответствующей высоте подводного склона дельты и, следовательно, при глубинах бассейна, в который впадала река, превышавших 100 м. За исключением немногих упомянутых выше пунктов дельтовые отложения лежат непосредственно на глубоко размытой поверхности морского палеогена. Следовательно, перед началом их отложения территория Кок-булака представляла собой почти сплошную арену эрозии, базис которой лежал где-то значительно ниже. По-видимому, уже в это время к юго-западу от Кок-булака в осевой зоне Джиланской синклинали существовал один из северных заливов среднеолигоценового Пра-Арала, в который и впадали потоки, оставившие систему эрозионных ложбин в поверхности морского палеогена.

Начало отложения дельтовой серии было связано с геологически очень быстрым повышением уровня этого залива на величину не менее 100—110 м и с расширением его в разных направлениях. Территория Кок-булака со всем ее расчлененным рельефом была затоплена, причем берег озерного бассейна продвинулся северо-восточнее ее, между возвышенностями рельефа морского палеогена, ограничивающими месторождение на севере и на юге.

В вершину этого небольшого залива начала впадать река, ранее протекавшая через территорию Кок-булака, а может быть, и в стороне от нее. С этого момента начинается формирование дельтовой серии месторождения. Река обладала, по-видимому, большим водосбором, так как приносила много материала, отлагавшегося широким веером на дне озерного залива. Осадконакопление началось в мелководной зоне залива, где-то к северо-востоку от разведанной площади месторождения. По мере продвижения подводного склона дельты к западу и юго-западу, в зону больших глубин, вертикальная мощность дельтовой серии все нарастала и изменялась также в связи с затопленным рельефом поверхности морского палеогена. Нарастание мощности дельтовой серии в юго-западном направлении хорошо видно на рис. 27, 40 и на других разрезах через месторождение. Над впадинами рельефа чеганской свиты на западе Кок-булака она достигла максимальной величины, местами превышающей 100 м<sup>1</sup>. После этого формирование дельтовой серии прекратилось и над ее крайними западными наклонными слоями началось отложение горизонтально-слоистых озерных алевроитовых глин и глинистых алевроитов.

Что послужило причиной прекращения формирования дельты — сказать трудно, но во всяком случае, как видно из предыдущего, не регрессия бассейна, которая на территории Кок-булака последовала значительно позже, перед отложением чиликтинской свиты. Может быть, дельта перестала расти вследствие некоторого повышения уровня бассейна, переме-

<sup>1</sup> Сумма мощностей отдельных пачек дельтовой серии, измеренных близ поверхности, как всегда бывает в таких случаях, значительно превышает вертикальную мощность. В разных разрезах она колеблется от 150 до 200 м, а в разрезе по линии 44 Северного участка достигает даже 270 м.

стившего зону дельтовой седиментации дальше на северо-восток, в зону Тасаранской антиклинали, где отложения тургайской серии сейчас размыты. Возможно, что река, создавшая дельту Кок-булака, подверглась где-нибудь перехвату и изменила направление течения.

Во всяком случае история возникновения дельтовой серии месторождения Кок-булак свидетельствует об очень крупном и быстром повышении уровня того внутриматерикового озерного бассейна, который существовал в кутанбулакскую эпоху где-то в районе современного Аральского моря и его северных берегов.

К тому же выводу мы пришли выше, при изучении истории формирования месторождения Кара-сандык.

#### ЧЕТВЕРТАЯ ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ГРУППА МЕСТОРОЖДЕНИЙ— ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Типичным и наиболее разведанным представителем этой группы месторождений является Южный участок Кок-булака. К ней же принадлежит месторождение Джангиз-тюбе на северо-западе Чокусинской синклинали, по-видимому, мелкие выходы руд на вершинах столовых останцов Куландинской антиклинальной зоны и, может быть, выходы руд на мысу Туранглы. Все месторождения этой группы принадлежат джаксыккычской свите, т. е. они несколько моложе, чем месторождения трех предыдущих групп.

В качестве типичных признаков этой группы можно указать следующие:

1. Рудные залежи имеют неправильную изометрическую форму и по своей площади гораздо крупнее, чем в месторождениях описанных ранее типов. Их первоначальные размеры и форму трудно установить, потому что все они в большей или меньшей степени размыты за плиоценовое и четвертичное время. Во всяком случае, сохранившаяся от размыва часть сплошной рудной залежи Южного участка Кок-булака протягивается с севера на юг более чем на 16 км, при максимальной ширине с востока на запад в 4,5 км. Ее площадь достигает 55 км<sup>2</sup>.

2. Рудные залежи имеют первично-горизонтальное залегание. Все наблюдаемые сейчас незначительные наклоны их связаны с позднейшими тектоническими процессами.

3. Все породы внутри рудной залежи также имеют правильную параллельную горизонтальную слоистость, подробно описанную в предыдущей главе. Пологая косая слоистость изредка наблюдается внутри отдельных тонких прослоев сыпучей оолитовой руды, но границы таких прослоев также горизонтальны и параллельны.

4. Какие-либо следы размыва в основании слоев руды и вообще внутри рудоносной серии отсутствуют. В связи с этим изменение строения рудоносной серии происходит не путем выклинивания отдельных ее слоев между двумя другими, а только путем постепенного изменения их состава. Так же происходит исчезновение слоев руды по окраинам рудоносной площади.

5. Мощные слои чистой руды отсутствуют. Во всех разрезах руда более или менее тонко переслоена безрудными или слабозелезистыми породами: глинами, алевритами, мелкозернистыми песками, железистыми алевритами и песчаниками, нередко содержащими значительную примесь рудных оолитов. В связи с этим обстоятельством руды такого типа месторождений при пометровом опробовании показывают более низкое качество по сравнению с рудами месторождений других типов.

6. Отдельные слои руды и межрудных пород очень выдержаны и прослеживаются на расстоянии многих километров. В связи с этим разрезы выработок, пройденных на расстоянии 800 м одна от другой, обычно хо-

рошо сопоставляются между собой. Даже мелкие слои руды, мощностью в 2—3 см, в обнажениях можно проследить на несколько сотен метров.

7. Руды конгломератовой текстуры отсутствуют. Следы перемыва рудного материала в виде разрушенных оолитов и мелких обломочков руды древней генерации заметны только в шлифах.

8. В рудоносной серии широко распространены тонкие прослои не-оолитовых сидеритов и анкеритов. Местами эти прослои выходят за контур распространения оолитовых руд.

9. И на Южном участке Кок-булака и на Джангиз-тубе максимальная насыщенность рудоносной серии прослоями оолитовых железняков приурочена к поднятиям ее ложа. В стороны от этих поднятий мощность рудоносной серии увеличивается, но слои руды опесчаниваются, содержат все меньше оолитов и постепенно, один за другим, замещаются безрудными породами. Это говорит о том, что отложение руды происходило в условиях сравнительного мелководья.

10. Этот же вывод подтверждается сравнением гранулометрического состава руд и рудовмещающих пород. Между ними нет такой резкой разницы, как в месторождениях описанных выше типов, но все же руды представляют собой наиболее крупнозернистый компонент рудной серии. Судя по механическим анализам сыпучих разностей (приведены в следующей главе), это средне- и мелкозернистые псаммиты с небольшой примесью более крупных фракций и почти без алеврита, в то время как рудовмещающие породы представлены преимущественно алевритами и алевритовыми глинами.

11. Руды месторождений этой группы совершенно не содержат обломков древесины и других растительных остатков. Из остатков фауны в них найден только зуб *Odontaspis acutissima* Ag.

Обстановка отложения руд месторождений озерной группы ясна без особого разбора аргументов. Совершенно очевидно, что они образовались на дне обширных водных бассейнов с плоским и в общем ровным дном, на котором существовали лишь пологие возвышения, связанные с погребенным уже к тому времени эрозионным рельефом поверхности морского палеогена.

Характеристику этих бассейнов легко уточнить, исходя из данных о возрасте руд. Ранее говорилось, что они подчинены отложениям джаксыклычской свиты, об условиях образования которой можно судить не только по разрезам рудоносных пород, но и по другим ее выходам. Эта свита отложилась на дне единого крупного солоноватоводного бассейна, распадавшегося, в основном, на месте современного Аральского моря и вдававшегося языками на территорию Северного Приаралья. Вероятное положение его береговой линии показано на рис. 4. Этот бассейн мы называем озером, исходя из того, что он был внутриконтинентальным и (по данным А. Л. Яншина, 1953) имел лишь кратковременную связь через Северо-Устюртский прогиб с майкопским морем<sup>1</sup>. Он представлял собой одну из стадий развития того Пра-Арала, о существовании которого на юге неоднократно упоминалось при описании месторождений кутанбулакской свиты. Относительный уровень этого бассейна был значительно выше, чем в кутанбулакское время, а трансгрессия его, по-видимому, сопровождалась некоторой абразией. Поэтому возвышенности эрозионного рельефа морского палеогена, размывавшиеся еще в кутанбулакское время, были срезаны и перекрыты осадками джаксыклычской свиты.

Отложения этой свиты сохранились в виде отдельных, удаленных друг от друга останцов, как это показано на рис. 4. Поэтому невозможно

<sup>1</sup> Присутствие остатков акул не противоречит такому заключению. Даже в современную эпоху многие акулы, в частности представители рода *Odontaspis*, живут в пресных водах (Яншин, 1953, стр. 477).

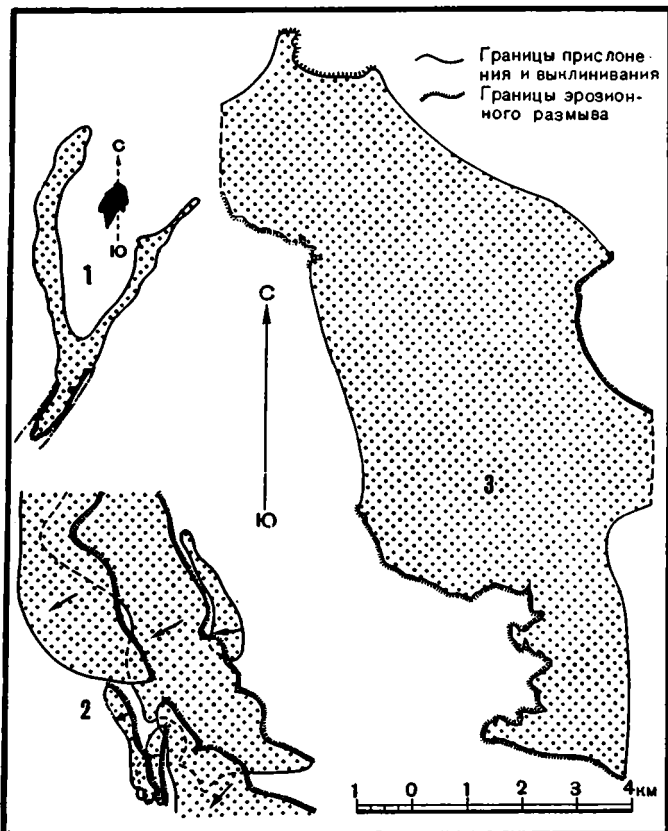


Рис. 38. Формы рудных залежей Северного Приаралья.

1 — речные железные руды (Северный участок месторождения Кутанбулак; сверху — роза направления носой слоистости рудного материала); 2 — дельтовые железные руды (Центральный участок месторождения Кок-булак, стрелками показано направление наклона рудных залежей); 3 — озерные железные руды (Южный участок месторождения Кок-булак)

дать карту распространения ее фаций. Однако несомненно, что железные руды Южного участка Кок-булака и руды Джангиз-тюбе отлагались недалеко от северного берега джаксыклычского бассейна, скорее всего, в его заливах. Разрезы через Южный участок Кок-булака показывают, что наиболее благоприятным местом для образования руды являлась все же не зона, непосредственно прилегавшая к береговой линии, а отмель, тянувшаяся на некотором расстоянии от нее.

Близкое соседство руд Южного участка месторождения Кок-булак с кутанбулакскими рудами его Центрального и Северного участков, а месторождения Джангиз-тюбе — с Кутанбулаком позволяет предполагать, что источником материала, из которого образовались руды в кутанбулакское и джаксыклычское время, были одни и те же стекавшие с Мугоджар реки. Только в кутанбулакское время отложение руд происходило в руслах рек и непосредственно против их устьев, в обстановке лиманов и дельт, а в джаксыклычское время оно переместилось в прибрежную зону крупного солоноватоводного водоема, в который впадали эти реки. Возможные причины такого изменения обстановки рудообразования будут рассмотрены в главе XII.

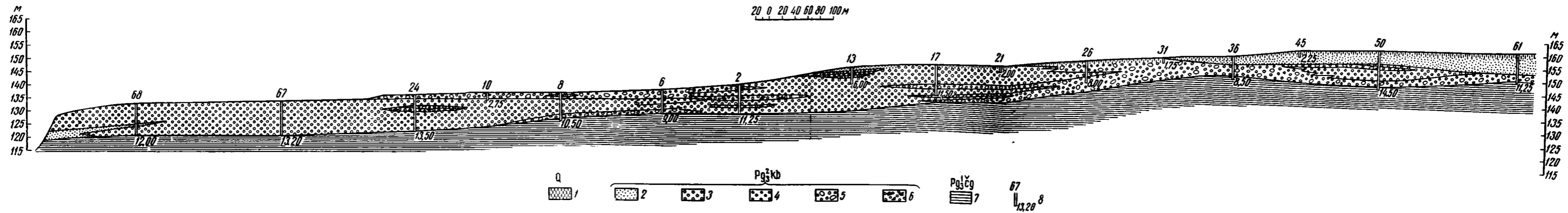


Рис. 39. Продольный разрез через главную залежь месторождения Кутан-булак. Железные руды речного генезиса.

- 1 — суглинок; 2 — пески; 3 — бурая оолитовая руда; 4 — зеленая хлоритовая руда; 5 — бобовооолитовая руда; 6 — конгломератовая руда; 7 — глины чеганской свиты морского палеогена; 8 — шурф, его номер и глубина до забоя

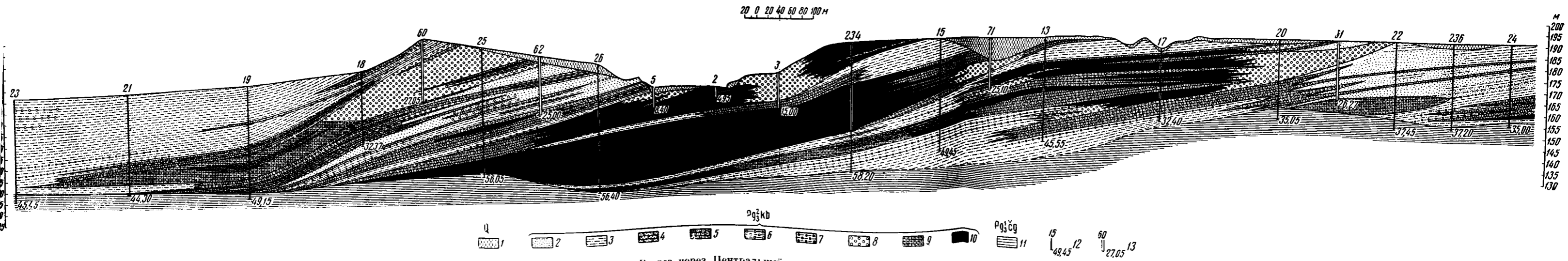


Рис. 40. Разрез через Центральный участок месторождения Кок-булак (линия 3). Железные руды дельтового генезиса.

- 1 — суглинок; 2 — пески; 3 — алевритовые глины и глинистые алевриты; 4 — песчаники; 5 — песчаники с оолитами; 6 — переслаивание глины с гидрогетитовой оолитовой рудой; 7 — переслаивание глины с хлоритовой рудой; 8 — гидрогетитовая окисленная руда; 9 — плотная руда с сидеритовым цементом; 10 — черная сыпучая руда; 11 — глины чеганской свиты морского палеогена; 12 — шурф, его номер и глубина до забоя; 13 — шурф, его номер и глубина до забоя

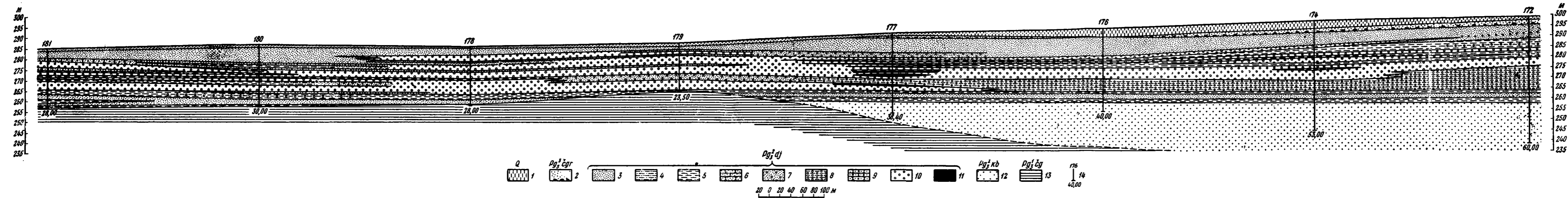


Рис. 41. Разрез через Южный участок месторождения Кок-булак (по линии 21). Железные руды озерного генезиса.  
 1 — суглинок; 2 — ожелезненные пески с галькой в основании; 3 — мелкозернистые пески и алевриты; 4 — алевриты глинистые; 5 — глины алевритовые; 6 — песчаник; 7 — пески с оолитами; 8 — глины алевритовые с оолитами; 9 — песчаники с оолитами; 10 — гидрогетитовая оолитовая руда; 11 — черная сыпучая руда; 12 — мелкозернистые пески кутанбуланской свиты; 13 — глины чеганской свиты морского палеогена; 14 — свая, ее номер и глубина до забоя

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенный выше материал убеждает, что по обстановке отложения руд месторождения Северного Приаралья можно разделить на четыре генетических группы: речную, лиманную, дельтовую и озерную.

Лиманный тип изучен менее других, потому что он представлен только месторождением Кара-сандык, которое разведке не подвергалось. Неизвестна даже точная форма залежи этого месторождения в плане. Формы рудных залежей месторождений остальных трех генетических типов для сравнения показаны в одном масштабе на рис. 38. Этот рисунок позволяет отчетливо видеть, насколько они различны. Характерные разрезы через месторождения тех же трех типов, проведенные в направлении приноса рудного материала<sup>1</sup> и сделанные в одинаковых масштабах, показаны на рис. 39, 40 и 41. Сравнение их также достаточно ясно показывает принципиальные различия в строении рудных залежей разного происхождения.

Выводы о существовании месторождений различных генетических типов делались на основании изучения формы рудной залежи, взаимоотношения руд и рудовмещающих пород, характера слоистости тех и других, отчасти на основании текстурных особенностей руд и характера органических остатков. Минералогия руд при этом почти не привлекалась, так как оказалось, что непосредственно из данных о составе руд делать выводы об обстановке их отложения очень трудно. Однако из дальнейших глав будет видно, что месторождения различных генетических типов отличаются друг от друга также некоторыми особенностями минералогического и химического состава руд.

---

<sup>1</sup> Для месторождений озерного типа — в направлении вероятного приноса рудного материала, так как предположение о близости на востоке береговой линии является до некоторой степени условным.



## VIII. ТИПЫ РУД СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

### ОБОСНОВАНИЕ КЛАССИФИКАЦИИ

При описании отдельных месторождений кратко упоминались текстурные, структурные и минералогические особенности железных руд, развитых на каждом из них. Прежде чем переходить к изложению результатов минералогического изучения руд, необходимо суммировать данные об их типах и дать подробную характеристику этих типов. Текстурно-минералогическая классификация руд необходима и для выводов об истории их образования, и для удобства дальнейшего изложения, в частности — для ссылок на определенные типы руд при описании отдельных минералов.

Почти все железные руды Приаралья, за исключением конкреций и прослоев массивного сидерита и анкерита, являются оолитовыми.

Оолиты имеют шарообразную (сферическую) или удлинненную (эллипсоидальную) форму и различные размеры (табл. II, фиг. 1, 2, 3). Наиболее крупные оолиты наблюдались в рудах месторождения Кутан-булак, где их величина изменяется в широких пределах — от 0,1 до 1,5 мм. В рудах более южных месторождений Чокусинской синклинали и рудах месторождения Кок-булак оолиты несколько мельче. Их размеры здесь колеблются от 0,1 до 1 мм. В алевритовых фракциях сыпучих разностей железных руд, при просмотре их под биноклем, целые оолиты не наблюдались никогда. В эти фракции попадали только их обломки. При измерении величины оолитов в шлифах также никогда не встречались экземпляры менее 0,1 мм в диаметре, хотя оолиты с диаметром 0,15 и 0,2 мм встречались довольно часто. Средний размер оолитов всех месторождений около 0,3—0,4 мм.

По своему внутреннему строению оолиты железных руд Северного Приаралья четко разделяются на два типа.

В одних случаях они имеют ясно выраженное концентрическое строение, причем их тонкие и часто чередующиеся концентры бывают сложены или преимущественно гидрогетитом, или преимущественно хлоритом, или равномерным переслаиванием того и другого минерала (табл. II, фиг. 2 и 3). Исключительно редко при просмотре шлифов попадают оолиты, у которых отдельные концентры сложены сидеритом или анкеритом. Толщина концентров в оолитах этого типа колеблется от 0,005 до 0,01 мм.

Кроме них, в рудах Приаралья имеются оолиты другого типа, в которых концентрическое строение слабо проявляется или не обнаруживается совсем (табл. II, фиг. 1; табл. V, фиг. 1, 2). Эти оолиты из рудных минералов содержат всегда только гидрогетит. Наблюдающиеся иногда

в шлифах реликты концентрической структуры говорят о том, что и они некогда имели обычное для всех оолитов внутреннее строение. Исчезновение в них концентров, по-видимому, было связано с окислением хлорита, уплотнением, частичным обезвоживанием гидрогетита и его перекристаллизацией, поскольку рентгеноструктурный анализ таких оолитов указывает на кристаллическое состояние вещества. В шлифах оолитов этого типа всегда заметны многочисленные трещинки синерезиса, заполненные более темным гидрогетитом. Иногда внутри оолитов наблюдаются зерна кварца, сильно замещенные гидрогетитом. Поверхность оолитов часто бывает блестящей, как бы полированной. Цвет их черный, бурый или коричневый. Когда такие оолиты облечены наружной хлоритовой оболочкой, цвет их становится серовато-зеленым.

Подобные оолиты несомненно испытали какую-то транспортировку и находятся сейчас не на месте своего образования. По сравнению с часто сопровождающими их оолитами с концентрической структурой они являются несколько более древними. Поэтому их можно выделить под названием оолитов I типа, а оолиты с концентрической структурой — под названием оолитов II типа<sup>1</sup>.

Оолиты обоих типов часто встречаются вместе в одном штуде руды и даже в одном шлифе (табл. V, фиг. 2; табл. VIII, фиг. 1), хотя существуют разности руд (как будет указано ниже), сложенные исключительно или преимущественно оолитами какого-нибудь одного типа.

Отсортированность оолитов, даже в пределах руд одинакового состава и одинаковой текстуры, часто бывает различной. В некоторых прослоях руды они более или менее подобраны по величине, в других же прослоях наблюдается смешение оолитов самых разных размеров (табл. II, фиг. 3).

Вместе с оолитами постоянно встречаются обломки оолитов, крупные или мелкие обломки сцементированной руды более древней генерации, микроконкреционные (колломорфные) выделения гидрогетита и хлорита (более поздние по времени образования, чем оолиты), зерна кварца, полевых шпатов и других обломочных минералов, иногда гальки и угловатые обломки различных мугоджарских пород. От присутствия и соотношения в составе руд этих компонентов зависит их текстура.

Оолиты и сопровождающий их материал иногда бывают лишенными цемента, рыхлыми, сыпучими, но чаще они сцементированы. Основными цементирующими минералами в рудах Приаралья являются гидрогетит, хлорит, сидерит и кальцит. В зависимости от минералогического состава цемента и его структурных особенностей руды Приаралья имеют различную плотность: иногда они очень плотны, а иногда рыхлы и легко распадаются на составные элементы.

В основу классификации руд нами положены их текстурные особенности; в пределах определенных текстурных типов выделены подтипы различного химического и минералогического состава<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Многие авторы (Пустовалов, 1940, ч. II, стр. 48; Швецов, 1948, стр. 173; Чухров, 1953, стр. 207 и др.) указывают, что округлые образования, внешне аналогичные оолитам и пизолитам, но не имеющие концентрической структуры, следует называть, в зависимости от их величины, бобовинами, бобами, псевдооолитами или ооидами. В соответствии с этими указаниями встречающиеся иногда в рудах Приаралья равновеликие оолитам округлые выделения хлорита, совершенно лишенные признаков концентрической структуры, мы и называем псевдооолитами. Однако образования, выделенные нами под названием оолитов I типа, было бы неправильно именовать псевдооолитами или ооидами, так как в прошлом они, несомненно, имели концентрическую структуру. Следы ее легко улавливаются в некоторых шлифах, если не в проходящем, то в отраженном свете.

<sup>2</sup> Вопросу «морфогенетической классификации оолитовых железных руд континентально-долинного типа Арало-Сибирской железорудной провинции среднего олигоцена» посвящена заметка В. В. Лаврова (1953<sub>2</sub>). В этой заметке автор дает схему в виде таблицы классификации железных руд,

Все разнообразие железных руд Приаралья можно классифицировать следующим образом:

1. Оолитовые руды сыпучие:

а) из черных гидрогетитовых оолитов;

б) из зеленых или серо-зеленых оолитов, сложенных чередующимися концентрами гидрогетита и хлорита или гидрогетитом с поверхностной хлоритовой оболочкой;

в) из бурых гидрогетитовых оолитов.

2. Оолитовые руды сцементированные:

а) из гидрогетитовых и гидрогетитово-хлоритовых оолитов в сидеритово-хлоритовом цементе;

б) из гидрогетитовых оолитов в таком же цементе;

в) из гидрогетитовых оолитов в кальцитовом цементе.

3. Бобово-оолитовые руды из гидрогетитовых оолитов в таком же цементе с включением «бобовин», представляющих собой группы гидрогетитовых оолитов, облеченных общей оболочкой.

4. Мелкогалечные конгломератовые руды:

а) из обломков руды древней генерации, железистого песчаника, кварца и пр., сцементированные сидеритово-хлоритовым цементом;

б) из обломков руды древней генерации, железистого песчаника, кварца и пр., сцементированных гидрогетитовым цементом;

в) из обломков руды древней генерации, железистого песчаника, кварца и пр., сцементированных кальцитовым цементом.

5. Грубые конгломератовые руды, состоящие из крупных обломков руды древней генерации, галек, железистых конкреций, песчаника, кварца и пр., сцементированных исключительно гидрогетитовым цементом.

6. Массивные руды неоолитового строения, залегающие среди оолитовой руды прослоями, не превышающими по мощности 1 м:

а) серые сидериты и анкериты;

б) бурые гидрогетиты, образовавшиеся при окислении сидеритов и анкеритов.

Ниже дается описание перечисленных типов руд.

## 1. ООЛИТОВЫЕ РУДЫ СЫПУЧИЕ

Наиболее простым в текстурном отношении и в некотором смысле исходным типом руд Приаралья являются оолитовые сыпучие руды, состоящие из одних оолитов, лишенных цемента. По механическому составу, минералогическому составу, цвету, а, по-видимому, также и по условиям образования они делятся на три подтипа: сыпучие руды черные, сыпучие руды бурые и сыпучие руды зеленые.

1 а. Сыпучая руда из черных гидрогетитовых оолитов. Она состоит из оолитов диаметром от 0,1 до 1,0 мм (изредка несколько крупнее). Это черные, иногда темно-серые или темно-бурые оолиты (табл. II, фиг. 4) с небольшой примесью мелкозернистого кварцевого песка, а иногда с примесью полуокатанных корочек черных железистых конкреций, мелких галечек массивного гидрогетита и оолитовой

---

в основу которой положено разделение их на три группы: группу первичных руд, группу деградированных на месте руд и группу деградированных и перетолженных руд. В каждой группе выделяется ряд типов по составу, структуре и текстуре. Выделяемые В.В. Лавровым типы руд не соответствуют реально наблюдаемым рудам Приаральских месторождений. Самый принцип предложенной им классификации для руд Приаралья непригоден. Здесь нет руд первичных в смысле В. В. Лаврова. Переотложение рудого материала, которое он считает последней стадией замещения руд, здесь предшествовало образованию сидеритово-хлоритового цемента, характерного, по его мнению, только для первичных руд.

руды более древней генерации, не крупнее 1 см в поперечнике. Под микроскопом видно, что оолиты черных сыпучих руд относятся исключительно к образованиям, которые выше названы оолитами I типа. Они лишены ясно выраженной концентрической структуры и трещиноваты (табл. II, фиг. 1).

Черные сыпучие руды широко развиты на месторождении Кок-булак, что является одной из его характерных особенностей. Как указывалось при описании этого месторождения, на Северном и Центральном его участках они играют большую роль в строении верхних и средних частей наклонных рудных линз, нередко замещаясь вниз по падению линз черно-зелеными рудами с сидеритово-хлоритовым цементом. Мощность пачек сплошных сыпучих руд в некоторых выработках Центрального участка достигает 30 м. Они сохраняют совершенно одинаковый внешний облик, механический и химический состав как в выходах на поверхность, так и в керне с больших глубин, как выше, так и ниже зеркала грунтовых вод. Наряду с другими признаками это свидетельствует о том, что черные сыпучие руды представляют собой материал, первоначально лишенный цемента. Хорошие обнажения мощных пачек этих руд имеются в овраге Тас-сай.

На Южном участке месторождения Кок-булак черные сыпучие руды в виде довольно тонких горизонтальных прослоек встречаются в разрезах многих выработок и обнажений. Они особенно широко развиты на крайнем его юге, но и здесь переслоены рудами других типов или безрудными породами.

На месторождениях Чокусинской синклинали черные сыпучие руды встречаются гораздо реже. На месторождении Кутан-булак известны лишь очень небольшие их линзочки. На месторождении Талды-эспе они появляются отдельными прослоями, мощностью до 1,2 м, в нижних горизонтах рудной залежи Северо-Восточного участка. На месторождении Кара-сандык их прослой чередуются с прослоями полуокисленных сидеритов и светлых алевроитовых глин в нижней части разреза Рудного мыса.

Данные механического анализа (сухого рассева) черных сыпучих руд месторождения Кок-булак приведены в табл. 18 и 19.

В этих и всех других таблицах после данных механического анализа приведены цифры среднего размера зерен и коэффициента сортировки. Они вычислялись по методу кумулятивных кривых, изложение которого излишне, так как этот метод в последнее время получил широкое распространение в литологии.

Данные таблиц показывают, что черные сыпучие руды Кок-булака представляют собой довольно чистый оолитовый псаммит! Алевроитовая фракция в них почти отсутствует. Псефитовая фракция изредка составляет по весу 20% и даже несколько больше, но в большинстве случаев не превышает 13,5%, а часто измеряется десятными долями процента.

Черные сыпучие руды Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак отличаются от таких же руд Южного участка этого месторождения по своему механическому составу. В первых большая часть оолитов имеет диаметр от 0,5 до 0,25 мм и лишь в трех случаях из 24-х они преобладают во фракции 0,25—0,1 мм. Во вторых — большая часть оолитов имеет диаметр от 0,25 до 0,1 мм и лишь в одном случае из десяти они преобладают во фракции 0,5—0,25 мм. В первых содержание фракции больше 1 мм резко колеблется, достигает 21,96% и в среднем составляет 6,05%. Во вторых эта фракция не превышает 5,23%, а в среднем составляет всего 1,80%. В первых значение фракции 1,0—0,5 мм поднимается до 46,30% и в среднем составляет 12,38%. Во вторых она не превышает по весу 22,22% и в среднем составляет 5,96%. В первых средний для всех образцов диаметр зерен равен 0,33 мм, а во вторых — 0,22 мм. Первые

Механический состав (в %) сыпучей руды из черных гидротермических осолитов  
(Северный и Центральные участки месторождения Кок-булак)

	Место взятия образца	Фракции сухого распада в мм					Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
		>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1		
1.	Шурф 2, глубина 3,2 м (обр. 70)	0,24	2,39	40,98	55,33	1,06	0,23	1,45
2.	Шурф 2, глубина 5 м (обр. 76)	12,30	17,10	54,50	15,25	0,85	0,42	1,50
3.	Шурф 13, руда из отвала	1,18	17,08	55,75	25,87	0,42	0,37	1,42
4.	Шурф 27, слой 11—12 (обр. 147)	0,15	7,53	51,92	40,10	0,30	0,31	1,43
5.	Шурф 27, слой 22—24 (обр. 594)	3,39	3,80	29,79	62,46	0,56	0,20	1,51
6.	Тас-сай, руда с галькой из обн. 1 (обр. 805)	24,96	9,14	49,00	19,79	0,41	0,39	2,51
7.	Тас-сай, руда из обн. 2 (обр. 803)	0,72	3,93	65,48	29,15	0,72	0,30	1,26
8.	Скв. 33, глубина 30 м (обр. 599)	4,36	16,81	61,84	18,22	1,77	0,34	1,35
9.	Скв. 114, слой 4 (обр. 23)	13,36	11,71	46,53	28,08	0,32	0,33	1,50
10.	Скв. 114, слой 5—6 (обр. 123)	13,05	13,42	54,84	18,40	0,29	0,37	1,41
11.	Скв. 114, слой 7 (обр. 120)	7,30	12,80	58,77	20,73	0,40	0,32	1,31
12.	Скв. 114, слой 8 (обр. 124)	9,76	12,61	57,94	19,51	0,18	0,35	1,32
13.	Скв. 114, слой 9—10 (обр. 121)	7,78	13,19	57,88	20,76	0,39	0,32	1,28
14.	Скв. 116, глубина 8,2 м (обр. 348)	0,71	14,30	69,09	15,58	0,32	0,35	1,30
15.	Скв. 197, глубина 15 м (обр. 118)	10,10	17,16	54,15	17,69	0,90	0,30	1,39
16.	Скв. 197, глубина 37,80 м (обр. 115)	1,55	6,58	54,34	36,66	0,87	0,27	1,32
17.	Скв. 201, глубина 44 м (обр. 253)	3,69	13,96	61,40	20,45	0,50	0,36	1,35
18.	Скв. 202, глубина 16,60—23,20 м (обр. 138)	2,23	2,27	15,00	79,50	1,00	0,18	1,29
19.	Скв. 202, глубина 35—39 м (обр. 131)	9,55	16,15	51,49	24,71	1,10	0,36	1,48
20.	Скв. 203, глубина 9 м (обр. 158)	2,09	5,67	65,25	26,32	0,67	0,32	1,38
21.	Скв. 203, глубина 20 м (обр. 155а)	1,31	14,99	69,93	13,72	0,05	0,35	1,30
22.	Скв. 203, глубина 39 м (обр. 148), руда с галькой	20,00	10,91	42,51	25,27	1,31	0,38	2,01
23.	Скв. 368, глубина 25,60 м (обр. 448)	1,28	46,30	47,10	3,90	1,42	0,47	1,36
24.	Скв. 439, глубина 28,7—33,5 м (обр. 468)	0,27	6,72	51,29	40,05	1,67	0,28	1,40
Среднее из 24 образцов		6,05	12,38	52,76	28,10	0,71	0,33	1,45

Механический состав (в %) сыпучей руды из черных гидрогетитовых оолитов  
(Южный участок месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	Фракции сухого отсева в мм					Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	λ	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1		
1. Шурф 44, руда из отвала (обр. 676) . . .	0,04	11,24	28,58	56,85	3,29	0,22	1,55
2. Шурф 49, руда из отвала (обр. 697) . . .	1,91	2,37	14,53	76,63	4,56	0,16	1,32
3. Шурф 50, на скв. 170, руда из отвала (обр. 696) . . . . .	0,22	0,37	9,74	88,09	1,58	0,16	1,18
4. Шурф 51, руда из отвала (обр. 693) . . .	1,27	2,26	20,13	71,38	4,96	0,19	1,35
5. Руда из обн. «Новое» (обр. 705) . . . . .	5,19	22,22	48,06	21,53	3,00	0,36	1,45
6. Руда из обн. против «Нового» (обр. 998)	0,35	2,12	46,86	48,68	1,99	0,25	1,42
7. Руда из обн. «Южное», в 3 м от поверхности (обр. 709) . . . . .	5,23	9,22	27,11	55,56	2,88	0,22	1,55
8. Руда из обн. «Южное», в 5 м от поверхности (обр. 707) . . . . .	0,65	6,08	28,07	64,91	0,29	0,19	1,50
9. Руда из обн. «Южное», в 8 м от поверхности (обр. 995) . . . . .	0,27	1,61	44,33	52,88	0,91	0,24	1,44
10. Руда из обн. 1 (обр. 702) . . . . .	2,90	2,10	18,35	70,50	6,15	0,18	1,35
Среднее из 10 образцов . . . . .	1,80	5,96	28,58	60,70	2,96	0,22	1,41

представляют собой в общем довольно хорошо сортированный материал, но среди них попадаются отдельные разнозернистые, плохо сортированные образцы пород. Среди вторых таких образцов нет, в связи с чем средний коэффициент их сортировки меньше. Иначе говоря, черные оолитовые руды Южного участка месторождения Кок-булак более мелкозернисты и несколько лучше отсортированы, чем такие же руды Северного и Центрального участков этого месторождения, что несомненно связано с различием обстановки их формирования. Первые, как мы видели, отлагались на подводном склоне дельты, а вторые представляют собой осадки большого открытого водного бассейна.

Сыпучие руды Кок-булака легко обогащаются электромагнитной сепарацией. Данные магнитного обогащения фракций образцов этих руд с Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак сведены в табл. 20.

Из приведенных в таблице данных видно, что черные оолитовые сыпучие руды Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак представляют собой очень однородный и чистый рудный материал. Слагающие их оолиты в некоторых случаях (шурф 13) содержат всего 3,25% примеси кварцевых зерен. Максимальное (в исследованных образцах) содержание немагнитных фракций (т. е. зерен нерудных обломочных минералов) достигает в них 12,64%, а в среднем содержание этих фракций равно всего 7,20%. Из таблицы видно также, что черные сыпучие руды практически лишены примесей не только глинистого, но даже алевритового материала. В рудной части фракция мельче 0,1 мм вообще почти отсутствует. Это значит, что оолитов диаметром меньше 0,1 мм в руде не существует. Из зерен обломочных минералов часть попадает в алевритовую фракцию, но количество таких зерен не превышает 1,42%, а в среднем составляет 0,51% от веса породы, т. е. ничтожно мало.

Электромагнитное обогащение фракций сыпучей руды из черных оолитов  
(Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	% выхода маг- нитной части	Фракции магнитной части в % и общей навеске					% выхода не- магнитной части	Фракции немагнитной ча- сти в % и общей навеске				
		> 1 мм	1,0—0,5 мм	0,5— 0,25 мм	0,25— 0,1 мм	< 0,1 мм		> 1 мм	1,1—0,5 мм	0,5— 0,25 мм	0,25— 0,1 мм	< 0,1 мм
1. Шурф 2, глуби- на 3,2 м (обр. 70)	91,88	0,21	1,73	35,56	54,36	0,02	8,12	0,05	0,64	5,36	1,03	1,04
2. Шурф 13, руда из отвала	96,75	1,18	16,50	53,13	25,94	Нет	3,25	Нет	0,08	2,75	0,31	0,41
3. Шурф 27, слой 22 (обр. 594) . . .	87,36	3,11	3,48	28,24	52,53	»	12,64	0,09	0,28	1,56	10,15	0,56
4. Скв. 111, глу- бина 4 м (обр. 23) . . . . .	91,74	13,25	11,30	45,73	21,46	»	8,26	0,16	0,25	0,92	6,61	0,32
5. Скв. 116, глу- бина 8,2 м (обр. 348) . . . . .	88,63	0,61	13,88	61,89	12,08	0,17	11,37	0,21	0,36	7,16	3,51	0,13
6. Скв. 201, глу- бина 44 м (обр. 253) . . . . .	95,56	3,58	13,90	60,08	18,00	Нет	4,44	0,03	0,12	1,33	2,46	0,50
7. Скв. 203, глу- бина 20 м (обр. 155а) . . . . .	94,18	1,31	14,74	67,12	10,99	0,02	5,82	Нет	0,25	2,81	2,73	0,03
8. Скв. 368, глу- бина 25,6 м (обр. 448) . . . . .	96,32	0,73	45,48	46,86	3,25	Нет	3,68	0,55	0,84	0,22	0,65	1,42
Среднее из 8 образцов . . . . .	92,80	3,00	15,13	49,83	24,82	0,02	7,20	0,14	0,36	2,76	3,43	0,51

Средний размер оолитов больше среднего размера зерен обломочных минералов. Подавляющая часть первых (53,62%) попадает во фракцию 0,5—0,25 мм, а подавляющая часть вторых (46,73%) в следующую фракцию (0,25—0,1 мм). Однако изменения среднего диаметра тех и других связаны между собой. В образце из скв. 368, в магнитной части которого роль фракции 1,0—0,5 мм возрастает до 45,48%, главная часть немагнитных зерен также принадлежит этой фракции. В образце из шурфа 27, в котором, наоборот, преобладают мелкие оолиты, диаметром от 0,25 до 0,1 мм, 80% немагнитных зерен также имеет диаметр от 0,25 до 0,1 мм. Такие соотношения диаметров говорят о единых гидродинамических условиях отложения кварцевых зерен и оолитов, т. е. о переотложенном залегании последних. Несколько больший средний диаметр оолитов объясняется, по-видимому, тем, что при правильной округлой форме они легче перемещались текучими водами по дну бассейна, чем равновеликие им угловатые кварцевые зерна, и потому смешивались с кварцевыми зернами несколько более мелкого размера.

Зерна кварца и других нерудных обломочных минералов, диаметром более 1 мм, в черных сыпучих рудах или отсутствуют совсем или встречаются очень редко. Максимальное содержание их в наиболее крупно-оолитовой разности руды достигает 15% веса нерудных зерен, но и в этом случае составляет всего лишь 0,55% веса породы. Среднее их содер-

жание равно 2,7% веса нерудных зерен, или 0,14% веса породы. В рудной части величина фракции больше 1 мм очень непостоянна. Она колеблется от десятых долей процента до 13,25% веса породы<sup>1</sup>, а в среднем составляет 3% веса породы. Эта фракция складывается полуокатанными комочками железистых конкреций и галечками гидрогетита, а иногда и обломочками оолитовой руды более древней генерации.

При просмотре под микроскопом различных фракций нерудной части образцов черной сыпучки оказалось, что зерна кварца и других обломочных минералов большей частью угловаты, сильно разрушены, имеют неровные, изъеденные гидрогетитом края, покрыты сетью трещинок, заполненных гидроокислами железа, а часто и сплошной гидрогетитовой пленкой. Количество окатанных зерен не превышает 7—8% и они также покрыты железистой пленкой.

Данные электромагнитного обогащения образцов черной сыпучей руды с Южного участка месторождения Кок-булак приведены в табл. 21.

Таблица 21

Электромагнитное обогащение фракций сыпучей руды из черных оолитов (Южный участок месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	% выхода магнитной части	Фракции магнитной части в % к общей навеске					% выхода немагнитной части	Фракции немагнитной части в % к общей навеске				
		> 1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	< 0,1 мм		> 1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	< 0,1 мм
1. Руда из обн. Южного, в 8 м от поверхности (обр. 995) . . .	76,56	0,21	0,67	32,48	42,80	0,40	23,44	0,06	1,01	11,96	10,06	0,35
2. Руда из обн. против Нового (обр. 998) . . .	84,75	0,28	1,35	37,27	44,50	1,35	15,25	0,06	0,68	9,60	4,26	0,65
3. Шурф 50, скв. 170, руда из отвала (обр. 696)	87,25	0,22	0,25	7,80	77,93	1,05	12,75	Нет	0,13	1,92	10,15	0,55
Среднее из трех образцов . . .	82,85	0,24	0,76	25,85	55,07	0,93	17,15	0,04	0,61	7,83	8,15	0,52

Сравнение этих данных с данными обогащения черных сыпучих руд Северного и Центрального участков подчеркивает особенности этого типа руд на Южном участке месторождения Кок-булак, которые наметились уже сравнением табл. 18 и 19. Оказывается, что на Южном участке черные сыпучие руды содержат гораздо большую примесь зерен нерудных обломочных минералов (в среднем не 7,20, а 17,15%). Эти зерна нерудных обломочных минералов не мельче оолитов, как на более северных участках, а имеют одинаковые с ними размеры. В то же время фракция больше 1 мм как в магнитной, так и в немагнитной части образца практически отсутствует. Это говорит о значительно лучшей сортировке материала, чем в черных сыпучих рудах Северного и Центрального участков месторож-

<sup>1</sup> Судя по табл. 18, содержание фракции больше 1 мм в рудной части образцов черной сыпучки может быть и выше — до 22%.



дения. Как и в образцах Северного и Центрального участков, немагнитные фракции представляют собой зерна кварца и полевых шпатов, разрушенные и частично замещенные гидрогетитом, а также покрытые пленкой гидроокислов железа.

Таблица 22

Результаты обогащения черной сыпучей руды электромагнитной сепарацией (месторождение Кок-булак)

Место взятия образца	Исходная руда			Магнитный концентрат			% выхода концентрата
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Всего Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Всего Fe	
1. Центральный участок, шурф 2, глубина 3,2 м (обр. 70) . . . . .	66,18	0,35	46,32	70,02	0,40	49,00	91,88
2. Там же, шурф 27, глубина 2,2 м (обр. 594) . . . . .	60,20	Нет	42,14	69,85	0,29	48,90	87,36
3. Там же, скв. 111, слой 4 (обр. 23) . . . . .	67,84	0,50	47,48	73,27	Нет	51,29	91,74
4. Там же, скв. 116, глубина 8,2 м (обр. 348) . . . . .	62,65	Нет	43,54	69,29	0,39	48,42	88,63
5. Там же, скв. 203, глубина 20 м (обр. 155) . . . . .	65,31	»	45,72	69,17	0,53	48,40	94,18
6. Южный участок, шурф 50, скв. 170, руда из отвала (обр. 696) . . . . .	61,75	0,07	43,21	68,54	0,21	48,00	87,25

Химический состав (в %) типичных образцов сыпучих руд

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO
Северный								
1. Шурф 2, глубина 3,2 м (обр. 70) . . . . .	8,36	66,18	0,35	8,78	0,39	0,45	Нет	Не опред.
2. Шурф 27, глубина 2,2 м (обр. 594) . . . . .	16,24	60,20	Нет	8,76	0,58	0,42	0,62	0,28
3. Скв. 57, глубина 31,50—35,10 м (обр. 98) . . . . .	10,65	68,64	0,23	5,50	Не опред.	1,15	Нет	Нет
4. Скв. 57, глубина 44,10—45,30 м (обр. 99) . . . . .	14,80	63,53	Нет	6,25	0,25	0,31	0,19	»
5. Скв. 111, глубина 4 м (обр. 23) . . . . .	7,92	67,84	0,50	4,91	0,30	0,44	0,60	0,29
6. Скв. 116, глубина 8,20 м (обр. 348) . . . . .	18,29	62,65	Нет	6,15	0,30	0,58	0,43	Нет
7. Скв. 116, глубина 21,40—22,40 м (обр. 349) . . . . .	16,73	64,09	»	5,20	0,30	0,63	0,45	Не опред.
8. Скв. 203, глубина 20 м (обр. 155) . . . . .	7,34	65,31	»	9,04	Не опред.	0,71	0,76	0,30
Южный								
9. Шурф. 50, скв. 170, руда из отвала (обр. 696) . . . . .	13,08	61,75	0,07	7,65	0,66	0,26	0,55	0,30
Среднее из 9 образцов . . . . .	12,60	64,46	0,13	6,91	0,40	0,55	0,40	0,17

С помощью магнитной сепарации достигается значительное обогащение черных сыпучих руд, что видно из табл. 22. Простой электромагнитной сепарацией черной сыпучей руды (без предварительного восстановительного обжига) достигается повышение содержания в ней железа в среднем на 4,27%.

Магнитные концентраты черной сыпучей руды представляют собой первоклассное металлургическое сырье с содержанием железа не ниже 48%. Для подготовки к плавке они нуждаются только в агломерации.

В табл. 23 приведено несколько полных химических анализов типичных разностей черных сыпучих руд месторождения Кок-булак, а в табл. 24 — анализы фракции 0,5—0,25 мм магнитного концентрата этих руд. Из этих анализов можно сделать некоторые интересные выводы, поскольку они характеризуют более или менее чистый оолитовый материал, совершенно лишенный цемента.

Черные сыпучие руды богаче руд всех других типов по содержанию железа. Оно колеблется в них от 42,14 до 48,04% и в среднем составляет 45,26%. Среднее содержание железа в их магнитном концентрате 49,22%. Отсюда можно заключить, что в сцементированных разностях руды железо концентрируется больше в оолитах, чем в цементе. Интересно, что черные сыпучие руды, как выше, так и ниже уровня грунтовых вод, не содержат или почти не содержат закисного железа. Все входящее в них железо представлено в окисной форме (68—80% гидрогетита).

Степень гидратации окислов железа в черной сыпучей руде меньше, чем в описываемой ниже бурой сыпучей руде. В необогащенной черной

Таблица 23

из черных гидрогетитовых оолитов (месторождение Кок-булак)

$Fe_2O_3$	S	$CO_2$	$H_2O^+$	$H_2O^-$	C орг.	Сумма	Fe метал-лич. об-щее	Пересчет на гетит	Коллич. $H_2O$ в гетите	Избыток $H_2O$ против гетита	Отноше-ние $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	Вероятное количество $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$
0,95	Нет	0,25	10,16	2,72	0,19	98,78	46,32	73,63	7,44	2,72	1:1,36	76,34
1,86	»	0,10	8,08	2,60	0,15	99,89	42,14	66,97	6,77	1,31	1:1,20	68,28
0,93	0,04	Нет	10,80	0,95	0,10	98,99	48,04	76,36	7,72	3,08	1:1,40	79,44
1,35	0,04	»	10,28	2,10	Нет	99,10	43,85	70,68	7,15	3,13	1:1,44	73,81
1,84	Нет	0,28	10,44	2,94	0,10	98,40	47,48	75,47	7,63	2,81	1:1,36	78,28
0,60	»	Нет	10,05	Нет	0,14	99,19	43,53	69,69	7,14	2,91	1:1,40	72,70
0,45	Не опред.	»	10,00	1,15	0,14	99,14	44,82	71,30	7,21	2,79	1:1,31	74,09
1,59	Тоже	0,11	11,26	2,66	Нет	99,08	45,72	72,66	7,35	3,91	1:1,53	76,57

и Центральный участки

0,95	Нет	0,25	10,16	2,72	0,19	98,78	46,32	73,63	7,44	2,72	1:1,36	76,34
1,86	»	0,10	8,08	2,60	0,15	99,89	42,14	66,97	6,77	1,31	1:1,20	68,28
0,93	0,04	Нет	10,80	0,95	0,10	98,99	48,04	76,36	7,72	3,08	1:1,40	79,44
1,35	0,04	»	10,28	2,10	Нет	99,10	43,85	70,68	7,15	3,13	1:1,44	73,81
1,84	Нет	0,28	10,44	2,94	0,10	98,40	47,48	75,47	7,63	2,81	1:1,36	78,28
0,60	»	Нет	10,05	Нет	0,14	99,19	43,53	69,69	7,14	2,91	1:1,40	72,70
0,45	Не опред.	»	10,00	1,15	0,14	99,14	44,82	71,30	7,21	2,79	1:1,31	74,09
1,59	Тоже	0,11	11,26	2,66	Нет	99,08	45,72	72,66	7,35	3,91	1:1,53	76,57

Участок

1,94	Нет	0,44	9,65	2,60	0,14	99,09	43,21	68,69	6,94	2,71	1:1,38	71,40
1,28	0,01	0,13	10,08	1,97	0,11	99,20	45,01	71,71	7,26	2,82	1:1,37	74,55

Химический состав (в %) фракции 0,5—0,25 мм магнитного концентрата сыпучей

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Кварц своб.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
Северный											
1. Шурф 2, глубина 3,2 м (обр. 70) . . . . .	4,32	Не опред.	70,02	0,40	10,50	0,40	0,60	0,25	0,22	0,75	0,14
2. Шурф 13 (обр. 308) . . .	3,20	1,36	72,61	0,12	6,38	0,10	0,46	0,54	0,30	2,48	Нет
3. Шурф 27, глубина 2,2 м (обр. 594) . . . . .	4,36	3,50	69,85	0,09	9,29	0,40	0,80	0,91	0,28	1,50	»
4. Скв. 111, глубина 4 м (обр. 23) . . . . .	4,35	Не опред.	73,27	Нет	6,20	0,25	0,75	0,80	Нет	1,60	»
5. Скв. 116, глубина 8,2 м (обр. 348) . . . . .	4,94	4,05	69,29	0,39	8,08	0,43	0,90	0,23	0,28	0,99	»
6. Скв. 203, глубина 9 м (обр. 158) . . . . .	3,50	3,10	70,25	Нет	9,55	0,20	1,20	0,95	Нет	1,40	0,10
7. Скв. 203, глубина 20 м (обр. 155) . . . . .	4,04	Не опред.	69,17	0,53	6,14	0,38	0,98	0,94	0,29	1,86	Нет
Южный											
8. Шурф 50, скв. 170, руда из отвала (обр. 696) . . .	4,38	3,50	68,54	0,21	8,79	0,88	0,22	0,67	0,27	1,08	Нет
9. Обн. «Южное», руда в 5 м от поверхности (обр. 707)	4,55	3,44	69,90	0,10	8,62	0,40	1,26	1,02	0,23	0,27	0,18
Среднее из 9 образцов	4,18	3,16	70,32	0,20	8,17	0,38	0,80	0,70	0,21	1,32	0,05

сыпучке отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к H<sub>2</sub>O колеблется от 1 : 1,20 до 1 : 1,53, а в среднем равно 1 : 1,37. Во фракции 0,5—0,25 мм магнитного концентрата, т. е. в чистых гидрогетитовых оолитах, оно еще меньше, колеблется от 1 : 1,01 до 1 : 1,36, а в среднем равно 1 : 1,17. В некоторых образцах эти оолиты сложены почти чистым гетитом.

Различие отношений Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub>O в небогащенной руде и во фракции 0,5—0,25 мм ее магнитного концентрата заставляло искать каких-то рудных компонентов сыпучки, в которых степень гидратации окислов железа была бы выше, чем в оолитах. Мы предположили, что таким компонентом являются галечки руды более древней генерации, очень часто в том или ином количестве присутствующие в сыпучке. Такие галечки были отобраны из руды шурфа 27 на Центральном участке и подвергнуты химическому анализу. Результаты его изложены в главе о минералогии. Галечки оказались сложены гетитом. Отношение в них Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub>O = 1. Следовательно, галечки руды древней генерации не могут повышать отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub>O в небогащенной руде.

В отдельных случаях, например в обр. 155 из скв. 203 с глубины 20 м, высокое отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub>O в небогащенной руде (1 : 1,53) объясняется, по-видимому, присутствием между оолитами небольшого количества глинистого вещества, поскольку в данном случае содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в концентрате по сравнению с исходной породой снижается с 9,04 до 6,14%. Однако в большинстве других случаев алюминий, по-видимому,

## Руды из черных гидрогетитовых оолитов (месторождение Кок-булак)

CO <sub>2</sub>	C орг.	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Сумма	Fe металлич. общее	Пересчет на гетит	Колич. H <sub>2</sub> O в гетите	Колич. H <sub>2</sub> O против протв гетита	Отноше- ние Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :H <sub>2</sub> O	Вероятное количество Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> и H <sub>2</sub> O
0,16	0,19	9,40	2,24	Нет	0,40	99,99	49,00	77,92	7,90	1,50	1:1,19	79,42
0,20	0,20	10,27	2,58	Нет	0,40	99,44	50,83	80,78	8,17	2,10	1:1,24	82,88
Нет	0,10	8,18	2,88	0,51	0,73	99,88	48,90	77,71	7,86	0,32	1:1,04	78,03
0,30	0,10	8,35	2,75	0,20	0,25	99,17	51,29	81,51	8,24	0,11	1:1,01	81,62
0,26	0,14	10,41	2,22	Нет	Нет	98,56	48,42	77,09	7,80	2,61	1:1,33	79,70
Нет	Нет	8,50	2,50	»	»	98,15	49,18	78,15	7,90	0,60	1:1,08	78,75
0,18	0,10	10,60	2,30	»	»	97,51	48,40	76,95	7,78	2,82	1:1,36	79,77

## ■ Центральный участки

## участок

0,26	0,15	10,02	3,46	Нет	Нет	98,92	48,00	76,25	7,71	2,31	1:1,30	79,56
0,16	Нет	8,00	3,40	0,19	0,07	98,35	48,92	77,77	7,87	0,13	1:1,02	77,90
0,17	0,11	9,30	2,70	0,11	0,18	98,90	49,22	78,24	7,91	1,50	1:1,17	79,74

почти целиком находится в оолитах, так как содержание его в магнитном концентрате выше, чем в исходной породе соответствующего образца. В этих случаях связать избыток воды в небогатенной руде с глиноземом не представляется возможным и приходится предполагать, что сильно гидратированными являются окислы железа мелких рудных фракций (мельче 0,25 мм). Возможно, что это связано с большим количеством обломков оолитов, не защищенных от гидратации сплошной наружной глянцевой корочкой, как целые оолиты и галечки руды более древней генерации.

Для окончательного решения этого вопроса нужны были дополнительные химические анализы различных фракций магнитной и немагнитной части черной сыпучей руды, сделать которые не было возможности.

Количество кремнезема в небогатенной черной сыпучей руде колеблется от 7,34 до 18,29% и в среднем равно 12,60%. Значительная часть этого кремнезема приходится на долю зерен кварца, о присутствии которых между оолитами мы писали выше. В связи с этим в магнитном концентрате содержание кремнезема резко снижается, колеблется от 3,20 до 4,94% и в среднем равно всего 4,18%. Однако определение в некоторых образцах концентрата свободного кварца показало, что и эта небольшая цифра содержания кремнезема относится главным образом к мелким кварцевым зернам, заключенным внутри оолитов. Количество же раство-

примого (вероятно, силикатного) кремнезема в магнитном концентрате черной сыпучей руды в шести изучавшихся образцах колеблется от 0,40 до 1,84% и в среднем равно всего 1,02%.

При таком ничтожном количестве силикатного кремнезема привлекает внимание относительно высокое содержание в черной сыпучей руде глинозема. В необогащенной руде оно составляет в среднем 6,91%, а в ее магнитном концентрате колеблется от 6,14 до 10,50% и в среднем равно 8,17%. Сопоставление этой цифры с цифрой содержания силикатного кремнезема ясно показывает, что глинозем находится в свободном состоянии, а не в виде глинистых минералов или других алюмосиликатов.

Это же подтверждается табл. 25, в которой вычислены молекулярные отношения глинозема к растворимому кремнезему. В то же время анализы некоторых образцов говорят о том, что этот глинозем не гидратирован или почти не гидратирован. Действительно, в магнитном концентрате обр. 594 из шурфа 27 с глубины 2,2 м, обр. 23 из скв. 111 с глубины 4 м и обр. 707, взятого в Южном обнажении, в 5 м от поверхности, связанной воды едва хватает для пересчета окислов железа на формулу гетита. Между тем бурая черта свидетельствует о том, что эти окислы не могут быть менее гидратированными, чем гетит. Следовательно, в указанных образцах для соединения с глиноземом воды не остается и приходится признать наличие внутри оолитов свободного безводного глинозема. В других образцах глинозем может быть слабо гидратирован, однако только в четырех из них связанной воды хватает для пересчета его на формулу диаспора или бемита, и то лишь при том условии, что отношение  $Fe_2O_3 : H_2O$  в этих образцах мы примем равным 1 : 1,1, т. е. близким к величине его в гетите.

Таблица 25

Соотношение глинозема и растворимого кремнезема во фракции 0,5—0,25 мм электромагнитной части черных сыпучих руд (месторождение Кок-булак)

Место взятия образца	$Al_2O_3$ , в %	Раствори- мый $SiO_2$ , в %	Весовое отношение $Al_2O_3:SiO_2$	Молекулярное отношение $Al_2O_3:SiO_2$
Центральный участок				
1. Шурф 13, глубина (обр. 308) . . . . .	6,38	1,84	3,40	2,08:1
2. Шурф 27, глубина 2,2 м (обр. 594)	9,29	0,86	10,80	6,3 : 1
3. Скв. 116, глубина 8,2 м (обр. 348)	8,08	0,89	9,10	5,3 : 1
4. Скв. 203, глубина 9 м (обр. 158) . .	9,55	0,40	23,80	14,0 : 1
5. Тас-сай, черные оолиты, выделенные из руды с кальцитовым цементом (см. табл. 50) . . . . .	8,81	0,40	22,0	13,2 : 1
Южный участок				
6. Шурф 50, на скв. 170, руда из от- вала (обр. 696) . . . . .	8,79	0,88	10,00	5,8:1
7. Обн. Южное, руда в 5 м от поверх- ности (обр. 707) . . . . .	8,62	1,11	7,80	4,5:1

Эти выводы заставляют вспомнить работы К. Ф. Терентьевой (1949) и С. И. Бенеславского (1952, 1954, 1956), доказавших существование в некоторых бокситах аморфной безводной окиси свободного глинозема и тонко распыленного корунда. Вполне возможно, что в таком же виде находится свободный глинозем в оолитах черной сыпучей руды.

Самый факт содержания в черных оолитах значительных количеств глинозема, скорее всего, следует рассматривать как доказательство первоначального участия в их строении хлоритов. Это подтверждается присутствием в некоторых образцах небольших количеств остаточной закиси железа. Однако еще в олигоценовое время хлориты черных сыпучих руд полностью окислились, причем это окисление сопровождалось выносом кремнезема и частичной дегидратацией как глинозема, так и окислов железа.

Существование во время отложения черной сыпучей руды условий, благоприятных для растворения и выноса кремнезема, подтверждается сильной разрушенностью зерен кварца, заключенных внутри оолитов и залегающих между ними. Эти зерна имеют корродированную поверхность, разбиты сетью трещин, заполненных гидрогетитом, и замещены по краям гидроокислами железа.

Интересно, что рудные галечки, заключенные в черной сыпучей руде, судя по единственному, правда, анализу, не обнаруживают содержания свободного глинозема. В упоминавшемся уже выше анализе образца галек, отобранных из черной сыпучей руды шурфа 27 на Центральном участке месторождения Кок-булак, молекулярное отношение глинозема к растворимому кремнезему равно 0,7, в то время как во фракции 0,5—0,25 мм магнитного концентрата того же образца, т. е. в чистых черных оолитах, вмещающих гальки, оно равно 6,3 (табл. 25).

Для того чтобы делать какие-либо выводы из этого факта, количество имеющихся анализов недостаточно.

Темный, нередко синевато-черный цвет оолитов сыпучки вызывал предположения о марганцовистости руд этого типа. Между тем химические анализы показали, что марганца в них очень мало. Очевидно, цвет оолитов связан со стекловатым аморфным характером гидрогетита в наружной оболочке оолитов. Отсюда следует также, что в плотных рудах марганец концентрируется в цементе.

Почти то же можно сказать о сере. Черные сыпучие руды в большинстве образцов не содержат даже ее следов. Следовательно, вся та сульфидная и сульфатная сера, которая обнаруживается в валовых анализах руд разных месторождений, принадлежит цементу руд. Это подтверждается и микроскопическими исследованиями, так как в шлифах выделения различных сульфидов железа (в глубоких частях залежей) и гипса (в поверхностных частях залежей) наблюдаются только в промежутках между оолитами.

Очень бедны черные сыпучие руды основаниями и  $\text{CO}_2$ , которые, подобно марганцу, концентрируются в веществе цемента.

16. Сыпучая руда из зеленых оолитов. Эти руды сложены из чередующихся концентров гидрогетита и хлорита или из гидрогетитовых оолитов с зеленой поверхностной хлоритовой оболочкой (табл. IX, фиг. 1). Они бывают совершенно рыхлыми или между оолитами содержится некоторое количество хлорита, образующего очень непрочный, развитый только участками и в этих участках несплошной цемент. Переход от внешних хлоритовых оболочек оолитов к такому же цементу не всегда бывает резкий. Это можно видеть в шлифах рыхлой зеленой руды из месторождения Талды-эспе и из глубоких частей рудных залежей Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак (табл. IX, фиг. 4).

В разрезе северных месторождений Чокусинской синклинали (Кутанбулак, Талды-эспе) зеленые сыпучие руды наблюдались только в виде небольших прослоек и линзочек.

На самом южном в Чокусинской синклинали месторождении Карасандык зеленая сыпучая руда образует в верхней части рудной залежи сплошную пачку мощностью около 2 м. Она обладает здесь крутой, падающей

к югу косою слоистостью, очень рыхла и в свежих подмывах Рудного мыса выделяется полосой зеленого цвета на фоне бурых и черных руд. В местах, давно обнаженных, этот слой имеет более тусклую зеленовато-серую окраску. Как показывает изучение шлифов, термические и химические анализы, оолиты зеленой руды Кара-сандыка состоят почти целиком из гидрогетита, но каждый из них имеет тонкую наружную хлоритовую оболочку.

На Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак зеленые сыпучие руды встречаются довольно часто в нижних частях наклонных рудных залежей. Обычно они имеют небольшую мощность (до 50—60 см) и всегда содержат тонкие прослои хлоритовой, часто сидеритизированной глины. Зеленые сыпучие руды встречаются также прослоями мощностью до 3—5 см среди хлоритово-монтмориллонитовых глин «фации переслаивания». На Южном участке того же месторождения они наблюдались в виде тонких горизонтальных прослоев среди руд другого типа в глубоких частях рудного тела в выработках и даже в некоторых свежих обнажениях.

Зеленые сыпучие руды Кок-булака в образцах из выработок отличаются только своим более чистым зеленым цветом, но при изучении шлифов можно сделать заключение, что хлорита в этих рудах гораздо больше, чем в рудах того же подтипа из месторождений Чокусинской синклинали. Помимо оолитов, в которых равномерно чередуются концентры хлорита и гидрогетита, в них есть еще оолиты с очень тонкими концентрированными гидрогетитовыми зернышками. С другой стороны, внешние хлоритовые оболочки оолитов в зеленых сыпучих рудах Кок-булака всегда более широкие, чем в таких же рудах Кара-сандыка.

Результаты механических анализов зеленых сыпучих руд из разных участков месторождения Кок-булак и из месторождения Кара-сандык

Таблица 26

Механический состав ( в %) сыпучей руды из зеленых оолитов  
(Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	Фракции сухого отсева в мм					Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1		
1. Шурф 28, руда из отвала (обр. 597)	2,53	8,48	46,98	34,23	7,78	0,29	1,58
2. Скв. 113, глубина 5—8 м (обр. 1083)	—	2,75	61,34	25,23	10,68	0,30	1,45
3. Скв. 202, глубина 38 м (обр. 135) . .	—	3,72	57,55	30,37	8,36	0,29	1,49
4. Скв. 374, глубина 50,4—52,3 м (обр. 559) . . . . .	4,61	4,67	49,05	37,64	4,03	0,30	1,59
5. Скв. 669, глубина 19 м (обр. 653) . .	0,40	10,40	32,04	43,88	13,28	0,22	1,67
6. Скв. 669, глубина 20—22,7 м (обр. 656)	2,72	3,36	62,10	25,26	6,56	0,30	1,44
7. Скв. 696, глубина 26—27 м (обр. 646)	—	0,61	5,50	65,64	28,25	0,14	1,36
8. Скв. 696, глубина 45,8 м (обр. 648)	—	0,25	15,12	75,64	8,99	0,17	1,30
9. Скв. 720, глубина 21,6—31,9 м (обр. 625) . . . . .	0,03	0,15	1,43	68,62	29,77	0,13	1,38
10. Скв. 786, глубина 40 м (обр. 762) . . .	1,98	0,06	2,66	46,87	48,43	0,11	1,64
11. Скв. 806, глубина 74 м (обр. 768) . . .	—	0,33	4,97	59,13	35,57	0,12	1,42
Среднее из 11 образцов . . .	1,12	3,16	30,79	46,59	18,34	0,22	1,48

**Механический состав (в %) сыпучей руды из зеленых оолитов  
(Южный участок месторождения Кок-булак)**

Место взятия образца	Фракции сухого рассева в мм					Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1		
1. Шурф 47, руда из отвала (обр. 683) . .	0,05	0,05	8,28	83,27	8,35	0,16	1,28
2. Руда из обн. 1 (обр. 994) . . . . .	1,01	7,75	41,58	39,77	9,89	0,25	1,51
3. Руда из обн. 5 (обр. 1007) . . . . .	1,10	5,50	65,80	17,45	10,15	0,31	1,31
4. Скв. 131, глубина 33—35 м (обр. 785) .	0,82	10,28	42,30	30,26	16,34	0,27	1,69
5. Скв. 159, глубина 30 м (обр. 774) . . .	0,43	0,37	70,89	10,45	17,86	0,31	1,30
Среднее из 5 образцов . . . . .	0,68	4,79	45,77	36,24	12,52	0,26	1,42

Таблица 28

**Механический состав (в %) сыпучей руды из зеленых оолитов  
(месторождение Кара-сандык)**

Место взятия образца	Фракции механического анализа в мм							Объемная фракция <0,1 мм	Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01			
1. Рудный мыс, слой 4 (обр. 22) . . . . .	—	1,82	5,65	55,46	7,16	9,64	20,27	37,07	0,13	5,4
2. Рудный мыс, расчистка 1 (обр. 24) . . . . .	1,66	29,18	34,66	21,91	5,48	1,14	5,97	12,59	0,35	3,1
3. Зеленая руда в зоне выклинивания (обр. 26) . .	0,34	0,36	3,20	82,75	2,81	3,02	7,52	13,35	0,16	1,88
Среднее из трех образцов	0,68	10,45	14,50	53,37	5,15	4,60	11,25	21,00	0,21	3,5

приведены в табл. 26, 27 и 28. Из этих таблиц видно, что для зеленой сыпучей руды, как и для описываемой ниже бурой, но в противоположность черной руде, характерно сравнительно высокое содержание фракции меньше 0,1 мм. Для разных образцов оно очень различно, не снижается меньше 4,03%, иногда поднимается до 48,43%, а в среднем составляет для Южного участка месторождения Кок-булак 12,52%, для Северного и Центрального участков того же месторождения 18,34%, а для месторождения Кара-сандык 21%. Дробный механический анализ фракции менее 0,1 мм более богатых ею образцов месторождения Кара-сандык показал, что в составе этой фракции преобладают частицы не алевритового, а пелитового размера. Они представляют собой тонкий зеленый порошок цементного хлорита.

Содержание более крупных гранулометрических фракций в зеленых сыпучих рудах примерно такое же, как и в описываемых ниже бурых. Оолиты концентрируются то во фракции 0,5—0,25 мм, то во фракции 0,25—0,1 мм. В одном из образцов зеленой руды месторождения Кара-



сандык имеется почти 30% крупных оолитов, попадающих во фракцию 1,0—0,5 мм, но вообще содержание этой фракции невелико и обычно не превышает 10%. Еще более крупная псефитовая фракция в изученных

Таблица 29

Электромагнитное обогащение фракций сыпучей руды из зеленых оолитов  
(Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	% выхода магнитной части	Фракции магнитной части в % к общей навеске					% выхода немагнитной части	Фракции немагнитной части в % к общей навеске				
		>1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	<0,1 мм		>1 мм	1—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	<0,1 мм
1. Шурф 28, руда из отвала (обр. 597) . . .	82,94	2,47	7,77	44,22	28,48	Нет	17,06	0,10	0,70	2,72	5,76	7,78
2. Скв. 113, глубина 5—8 м (обр. 1083) . .	80,35	Нет	2,45	55,35	22,55	»	19,65	Нет	0,27	6,02	2,69	10,67
3. Скв. 203, глубина 58 м (обр. 135) . . .	79,60	»	3,00	54,50	22,10	»	20,40	»	0,70	3,40	8,25	8,35
4. Скв. 374, глубина 58 м (обр. 588) . . .	95,14	4,60	4,39	45,91	36,45	3,79	4,86	»	0,31	3,12	1,20	0,23
Среднее из 4 образцов . . .	84,51	1,77	4,40	50,00	27,38	0,95	15,49	0,02	0,50	3,75	4,47	6,75

Химический состав (в %) типичных образцов зелени

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Кварц своб.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
1. Кок-булак, скв. 35, слой 46—50 м (обр. 60)	12,37	Не опред.	33,25	29,34	9,50	0,46	0,28	Не опред.	2,04	0,04	
2. Кок-булак, скв. 52, глубина 48 м (обр. 312)	15,44	8,30	45,91	9,14	9,83	0,46	1,76	1,36	0,24	1,05	0,10
3. Кок-булак, скв. 444, глубина 43,65 м (обр. 477) . . . . .	38,40	20,50	22,83	13,05	9,82	0,57	1,04	0,98	0,16	0,52	0,05
4. Кок-булак, скв. 680, глубина 46—51 м (обр. 839) . . . . .	46,46	30,15	18,92	16,35	7,56	0,38	0,58	0,59	0,08	0,44	0,10
5. Кара-сандык, Рудный мыс, слой 4 (обр. 22)	25,40	15,85	43,10	10,20	8,32	0,20	1,27	1,08	0,10	Не опред.	0,10
6. Кара-сандык, 1 мыс, руда из обнажения (обр. 24) . . . . .	16,10	10,00	46,20	9,15	9,10	0,35	1,83	0,98	0,10	Тоже	0,15
Среднее из 6 образцов	25,69	15,47	35,04	14,54	9,35	1,16	0,88	0,13	1,01	0,09	

образцах не превышает 4,61%, а в некоторых из них совершенно отсутствует.

Средний размер зерен зеленой сыпучей руды изменяется от 0,11 до 0,31 мм. Средние цифры размера ее зерен по разным участкам близки между собою (0,22, 0,26, 0,21 мм). Черная сыпучая руда была более крупнозернистой на Северном и Центральном участках Кок-булака, но имела примерно такой же размер зерен на Южном участке этого месторождения. Коэффициенты сортировки зерен зеленой сыпучей руды на месторождении Кок-булак приблизительно такие же, как черной, но на месторождении Кара-сандык они возрастают до 5,4 за счет большого содержания в некоторых образцах порошкового цементного хлорита.

Данные электромагнитного разделения фракций образцов зеленой сыпучей руды с Центрального и Северного участков месторождения Кок-булак приведены в табл. 29. Они показывают, что выход электромагнитного концентрата руды этого подтипа колеблется от 79,60 до 95,14% и в среднем составляет 84,51%, т. е. ниже, чем в черной сыпучей руде.

Как и в сыпучих рудах обоих других подтипов, в зеленой сыпучке Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак наблюдается несколько меньшая средняя величина обломочных зерен по сравнению со средней величиной оолитов. Фракция больше 1 мм почти целиком электромагнитна. Фракция меньше 0,1 мм, наоборот, за исключением одного случая, целиком не притягивается электромагнитом.

Имеющиеся полные химические анализы зеленых сыпучих руд приведены в табл. 30. Они не очень удачны, так как часть их случайно соответствует сильнопесчанистым образцам руды. Однако из них все же видно, что в зеленых сыпучих рудах закись железа входит в состав хлорита (сидерита нет или очень мало). Соотношение закиси и окиси железа очень непостоянно вследствие того, что последняя частью входит в состав хлорита, а частью не связана с закисью и образует гидрогетит. Присутствующий в значительных количествах глинозем (в среднем 8,92%), очевидно, входит в состав хлорита. Молекулярное отношение глинозема

Таблица 30

сыпучих руд из оолитов хлоритово-гидрогетитового состава

CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	C орг.	Сумма	Fe метал- лич. об- щие	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	CaCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	Остаток FeO на хлорит	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O гетит	Коллич. H <sub>2</sub> O в гетите	Избыток H <sub>2</sub> O против гетита
1,55	10,00		Не опред.	98,83	46,10	0,86	Нет	4,08	26,81	36,99	3,74	—
0,46	7,72	5,24	0,75	99,46	39,25	2,29	0,93	Нет	9,14	51,07	5,16	2,56
1,45	5,94	3,46	0,80	99,07	26,13	1,14	0,75	2,95	11,22	25,40	2,57	3,37
1,08	2,64	2,58	1,72	99,48	25,96	0,96	Нет	2,85	14,58	21,05	2,13	0,57
1,12	6,60	1,90	0,60	99,99	38,10	—	2,27	Нет	10,20	47,95	4,85	1,75
1,55	9,80	2,30	0,60	98,21	39,46	—	3,27	»	9,15	51,40	5,20	4,60
1,20	6,54	3,09	0,89	99,61	35,83	1,05	1,20	1,65	13,51			

к растворимому кремнезему (табл. 31) резко отлично от этого отношения у черных сыпучих руд. Избыточный глинозем не наблюдается ни в одном образце. Содержание оснований, марганца, фосфора и серы так же ничтожно, как и в сыпучих рудах других подтипов, но содержание органического углерода заметно выше.

Таблица 31

Отношение глинозема и растворимого кремнезема в зеленых сыпучих рудах

Место взятия образца	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Растворимый SiO <sub>2</sub>	Весовое отношение Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>	Молекулярное отношение Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>
1. Кок-булак, скв. 52, глубина 48 м (обр. 312) . . . . .	9,83	7,14	1,37:1,00	0,80:1,00
2. Кок-булак, скв. 444, глубина 43,65 м (обр. 477) . . . . .	9,82	17,90	0,55:1,00	0,32:1,00
3. Кок-булак, скв. 680, глубина 46—51 м (обр. 839) . . . . .	7,56	16,31	0,46:1,00	0,28:1,00
4. Кара-сандык, Рудный мыс, слой 5	8,32	9,55	0,87:1,00	0,50:1,00
5. Кара-сандык, 1 мыс, руда из обнажения . . . . .	9,10	6,10	1,50:1,00	0,89:1,00

Относительная бедность изученных образцов железом не является характерной особенностью всех зеленых сыпучих руд. В иных случаях примесь кварца и других обломочных минералов в них меньше, а содержание рудных компонентов выше, о чем можно судить хотя бы по результатам электромагнитной сепарации. Для месторождений Талды-эспе и Кара-сандык мы располагаем большим количеством сокращенных химических анализов зеленых сыпучих руд. Эти анализы, взятые из различных отчетов, показывают, что валовое содержание железа в таких рудах иногда может быть очень высоким. Так, для скв. 1, 2 и 3 месторождения Талды-эспе оно колеблется от 43,89 до 48,95%, а в среднем составляет 45,91%.

1 в. Сыпучая руда из бурых гидротитовых оолитов. Подобно рудам предыдущих подтипов, эта руда не связана цементом. Цвет слагающих ее оолитов бурый, желтовато-бурый или коричневый. Между оолитами кроме мелкого кварцевого песка всегда присутствует большее или меньшее количество охристого пылеватого вещества, которое совершенно отсутствует в черной сыпучей руде. Эти отличия внешнего облика черной и бурой сыпучей руды не случайны, но, как будет видно из дальнейшего, отражают существенные различия в составе руд и их происхождении.

Бурые сыпучие руды, в противоположность черным, нигде не достигают большой мощности и никогда не слагают самостоятельных рудных тел или их крупных частей. Они имеются на всех месторождениях, но всегда залегают в виде небольших прослоев и линз среди других типов руд. На месторождении Кутан-булак они распространены на южном конце Северного участка. На месторождении Талды-эспе и соседнем небольшом месторождении Бирде-куль они встречаются линзочками в верхних частях рудных залежей. К этому же подтипу руд могут быть отнесены некоторые прослои, обнажающиеся на Рудном мысу месторождения Кара-сандык. Прослойки бурой сыпучей руды встречаются и на маленьком месторождении Ак-Чоко. Наконец, на месторождении Кок-булак эти руды довольно часто встречаются отдельными небольшими прослоями как на

Северном и Центральном участках, так и на Южном. На этом месторождении они наблюдались как в обнажениях, так и в шурфах.

Общей особенностью распространения бурых сыпучих руд на всех месторождениях является то, что они, в противоположность черным рудам, встречаются только выше уровня грунтовых вод, только в зоне современного окисления. В глубоких обводненных частях рудных залежей Кок-булака и Талды-эспе, как и в скважинах, пересекающих в глубине водораздела рудное тело Кара-сандыка, ни разу не была встречена ни одна прослойка бурых сыпучих руд.

Такая особенность распространения указывает на то, что бурые сыпучие руды возникают в процессе современного окисления из руд, первоначально имевших иной облик и характер. Сначала казалось, что эти руды представляют результат децементации в процессе выветривания руд, первоначально имевших преимущественно сидеритовый цемент. Однако изучение состава многих наклонных рудных линз Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак показало, что руды с сидеритовым цементом выше уровня грунтовых вод переходят в массивные оолитовые руды со сплошным гидрогетитовым цементом. В то же время данные механических анализов, магнитной сепарации и химического состава показывают, что бурые сыпучие руды очень близки к описанным выше зеленым сыпучим рудам (за исключением, конечно, того, что в бурой сыпучке окислены все закисные соединения железа, присутствующие в зеленой сыпучке).

Таблица 32

Механический состав (в %) сыпучей руды из бурых гидрогетитовых оолитов (месторождение Кутан-булак)

Место взятия образца	Фракции в мм							Объединенная фракция <0,10 мм	Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	>1	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01	<0,01			
1. Шурф 68, слой 1, глубина 0,8 м (обр. 4) . . . . .	2,62	11,48	52,64	17,10	6,12	4,10	5,94	16,16	0,33	1,56
2. Шурф 68, слой 2, глубина 1,8 м (обр. 5) . . . . .	6,52	15,28	50,22	14,02	4,16	3,08	6,72	13,96	0,34	1,45
3. Шурф 68, слой 2, глубина 2,3 м (обр. 6) . . . . .	8,60	11,28	38,82	18,90	7,20	5,74	9,46	22,40	0,31	1,98
4. Шурф 68, слой 4, глубина 9,7 м (обр. 7) . . . . .	10,44	5,88	14,14	33,94	10,78	9,34	15,48	35,60	0,18	2,46
5. Шурф 130, слой 10 (обр. 8) . . . . .	7,26	10,46	10,78	19,88	12,76	12,44	26,42	51,62	0,09	5,64
6. Шурф 151, слой 8, глубина 10 м (обр. 9) . . . . .	8,68	20,93	40,26	13,11	3,92	5,28	7,82	17,02	0,38	1,84
7. Расчистка 118, глубина 0,5 м (обр. 13) . . . . .	7,18	11,30	34,36	30,16	6,14	3,62	7,24	17,00	0,28	1,72
8. Расчистка 118, слой 10, глубина 5,10 м (обр. 14) . . . . .	2,56	7,86	40,10	28,36	7,20	5,74	8,18	21,12	0,26	1,59
9. Расчистка 118, слой 11, глубина 6 м (обр. 17) . . . . .	0,38	1,72	3,38	41,64	31,94	8,10	12,84	52,88	0,08	3,17
10. Расчистка 120, слой 4, глубина 3,9 м (обр. 18) . . . . .	9,00	33,04	23,40	13,90	6,94	5,96	7,76	20,66	0,44	2,36
Среднее из 10 образцов	6,32	12,92	30,81	23,10	9,72	6,34	10,79	26,85	0,27	2,38

**Механический состав (в %) сыпучей руды из бурых гидрогетитовых оолитов  
(Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак)**

Место взятия образца	Фракции сухого отсева в мм						Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	λ	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	<0,1			
1. Скв. 25, глубина 4,9 м (обр. 598)	1,37	12,43	56,46	26,00	3,74	0,33	1,50	
2. Скв. 79, глубина 30 м (обр. 165)	0,79	10,34	18,28	63,33	7,26	0,19	1,45	
3. Скв. 194, глубина 36,5—38,0 м (обр. 595) . . . . .	1,84	21,72	40,18	25,86	10,40	0,31	1,66	
4. Скв. 195, глубина 16,2—21,2 м (обр. 230) . . . . .	0,17	1,89	55,93	38,96	3,05	0,28	1,47	
5. Скв. 197, глубина 20 м (обр. 117)	10,05	28,20	33,45	21,45	6,85	0,40	1,74	
6. Скв. 199, глубина 20 м (обр. 291)	2,55	10,20	60,30	18,15	8,80	0,33	1,35	
7. Скв. 205, глубина 20 м (обр. 207)	1,95	1,80	18,20	58,60	19,45	0,17	1,48	
8. Скв. 368, глубина 7 м (обр. 592)	3,10	10,50	40,25	30,70	15,45	0,26	1,65	
Среднее из 8 образцов . .	2,72	12,13	40,38	35,37	9,40	0,28	1,54	

Таблица 34

**Механический состав (в %) сыпучей руды из бурых гидрогетитовых оолитов  
(Южный участок месторождения Кок-булак)**

Место взятия образца	Фракции сухого отсева в мм					Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	λ	1,0-0,5	0,5-0,25	0,25-0,1	<0,1 мм		
1. Шурф 44, руда из отвала (обр. 682) . . . . .	4,70	11,17	36,92	39,38	7,83	0,26	1,67
2. Шурф 45, руда из отвала (обр. 681) . . . . .	0,02	3,22	16,88	74,78	5,10	0,18	1,28
3. Шурф 46, руда из отвала (обр. 690) . . . . .	10,45	12,38	47,40	19,49	10,28	0,34	1,70
4. Шурф 47, руда из отвала (обр. 685) . . . . .	9,33	18,58	47,08	18,57	6,44	0,36	1,70
5. Шурф 48, глубина 5 м (обр. 691)	1,50	5,53	36,30	51,07	5,60	0,22	1,54
6. Шурф 48, глубина 10 м (обр. 692) . . . . .	5,34	1,64	35,82	49,00	8,20	0,21	1,55
7. Скв. 159, глубина 23,40 м (обр. 772) . . . . .	0,45	4,86	46,73	43,20	4,76	0,26	1,45
8. Руда из обн. Нового № 3 (обр. 994) . . . . .	1,29	0,53	2,48	81,00	14,70	0,14	1,25
9. Руда из обн. Нового (обр. 710)	4,21	5,83	32,30	45,26	12,40	0,22	1,60
10. Руда из обнажения на отметке 298,1 м (обр. 997) . . . . .	0,03	12,22	34,12	44,23	9,40	0,24	1,65
11. Руда из обн. № 4 (обр. 1001) . .	1,27	4,75	32,24	42,96	18,78	0,21	1,61
Среднее из 11 образцов . .	3,51	7,34	33,48	46,26	9,41	0,24	1,55

Все это заставляет считать, что бурые сыпучие руды, скорее всего, представляют результат современного окисления зеленых сыпучих руд.

Данные механического анализа бурых сыпучих руд месторождения Кутан-булак и разных участков месторождения Кок-булак приведены в табл. 32, 33 и 34. Они показывают, что бурые сыпучие руды, как и зеленые, отличаются от черных постоянным присутствием заметных количеств фракции меньше 0,1 мм. Это отличие особенно резко выявляется на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак. Черная сыпучка здесь хорошо отмыта и содержит фракцию меньше 0,1 мм, как было указано выше, в среднем в количестве 0,71%, при максимальном содержании ее 1,77%. Бурая сыпучка тех же участков содержит эту фракцию в количестве от 3,05 до 19,45%, а в среднем в количестве 9,40%.

На Южном участке месторождения Кок-булак эти различия несколько сглаживаются. Черная сыпучка здесь мельче. Содержание в ней фракции меньше 0,1 мм колеблется от 0,29 до 6,15% и в среднем составляет 2,96%. В бурой сыпучке того же участка содержание этой фракции колеблется от 4,76 до 18,78% и в среднем составляет 9,41%. Здесь нет разрыва в содержании мелких фракций между образцами черной и бурой сыпучки, но среднее их количество в первой все же в 3 раза с лишним меньше, чем во второй.

Наиболее типично представлены бурые сыпучие руды на месторождении Кутан-булак, где черные сыпучие руды не были встречены. Здесь бурая сыпучка содержит от 13,96 до 52,88%, а в среднем 26,85% фракции меньше 0,1 мм. Большое количество этой фракции позволило для образцов месторождения Кутан-булак произвести более дробное ее подразделение. Оказалось, что в ней присутствуют частицы не только алевритового, но и пелитового размера, количество которых колеблется от 5,94 до 26,42%, а в среднем составляет 10,79%. Пелитовая фракция бурой сыпучки представляет собой тонкий, охристый, сильно мажущий порошок.

По содержанию фракций, более крупных, чем алевритовая, образцы бурой сыпучки очень разнообразны. Среди них есть мелкозернистые разности, в которых от 75 до 81% по весу приходится на фракцию 0,25—0,1 мм (образцы из шурфа 45 и обн. Нового на Южном участке месторождения Кок-булак), есть среднезернистые разности, у которых от 50 до 60% по весу приходится на фракцию 0,5—0,25 мм (образцы из верхних слоев шурфа 68 на месторождении Кутан-булак, образцы из скв. 25, 194 и 195 на Центральном участке месторождения Кок-булак), но преобладают руды разностернистые, с пестрым содержанием различных фракций. Количество фракций больше 1 мм, представляющей собой мелкие галечки массивного гидрогетита или оолитовой руды более древней генерации, в бурых сыпучих рудах может достигать 10,45%.

Средний размер зерен образцов бурой сыпучки колеблется примерно в тех же пределах, что и у черной сыпучки, а именно — от 0,14 до 0,44 мм, понижаясь в двух образцах месторождения Кутан-булак, богатых пелитовой фракцией, до 0,09 и даже 0,08 мм. Однако количество образцов с малым диаметром зерен в бурой сыпучей руде больше, чем в черной с двух северных участков месторождения Кок-булак. Поэтому средние для месторождений и отдельных участков цифры диаметра ее зерен меньше, чем зерен черной сыпучей руды Центрального и Северного участков Кок-булака, и близки к средним размерам зерен черной сыпучей руды Южного участка этого месторождения. Почти такие же средние размеры зерен имеют зеленые сыпучие руды соответствующих участков месторождений.

Коэффициент сортировки бурой сыпучей руды в среднем больше, чем черной, а на месторождении Кутан-булак достигает очень больших величин (в среднем 2,38). Следовательно, бурая сыпучая руда, как и зе-

лая, отсортирована хуже, чем черная, что объясняется постоянным присутствием в ней пылеватого охристого материала.

Таблица 35

Электромагнитное обогащение фракций сыпучей руды из бурых оолитов (Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	% выхода магнитной части	Фракции магнитной части в % к общей навеске					% выхода немагнитной части	Фракции немагнитной части в % к общей навеске				
		>1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	<0,1 мм		>1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	<0,1 мм
1. Скв. 25, глубина 4,9 м (обр. 598) . . . . .	80,13	0,36	11,42	48,55	17,30	2,50	19,87	1,03	1,16	8,49	7,96	1,23
2. Скв. 79, глубина 30 м (обр. 165) . . . . .	79,87	0,80	8,11	15,93	52,83	2,20	20,13	Нет	2,07	2,11	10,90	5,05
3. Скв. 194, глубина 36,5—38 м (обр. 595)	87,38	1,60	20,60	38,10	19,10	7,98	12,62	0,26	1,10	2,02	6,78	2,46
4. Скв. 195, глубина 16,2—21,2 м (обр. 230)	89,21	0,17	0,99	53,60	33,45	1,00	10,79	Нет	0,89	2,35	5,50	2,05
5. Скв. 197, глубина 20 м (обр. 717) . . . . .	90,11	9,56	26,16	31,64	15,87	6,88	9,89	0,50	2,03	1,82	5,54	Нет
6. Скв. 199, глубина 20 м (обр. 291) . . . . .	87,36	2,40	9,55	58,86	8,53	8,02	12,64	0,12	0,63	1,52	9,56	0,81
7. Скв. 205, глубина 20 м (обр. 207) . . . . .	69,46	2,00	1,45	15,90	38,73	11,38	30,54	Нет	0,39	2,19	19,86	8,10
Среднее из 7 образцов . . . . .	83,36	2,41	11,18	37,51	26,55	5,71	16,64	0,27	1,18	2,93	9,45	2,81

В таблицах 35 и 36 приведены данные электромагнитного разделения фракций образцов бурых сыпучих руд с Северного, Центрального и Южного участков месторождения Кок-булак.

Эти таблицы показывают, что процент выхода магнитного концентрата в бурой сыпучке ниже, чем в черной, и что в этом концентрате в заметном количестве появляется фракция меньше 0,1 мм, совершенно отсутствующая в концентрате черной сыпучей руды. Количество этой фракции в магнитном концентрате бурой «сыпучки» колеблется в больших пределах от 1,00 до 15,31%, а в среднем составляет для руд Центрального и Северного участков 5,71%, а для руд Южного участка — 11,19%.

Что касается соотношения размерности оолитов и нерудных зерен, то в бурой сыпучей руде оно сохраняется таким же, как и в черной. На Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак оолиты крупнее нерудных зерен. Первые концентрируются во фракции 0,5—0,25, а вторые во фракции 0,25—0,1 мм. На Южном же участке этого не наблюдается. Как и в черной сыпучей руде, зерна нерудных обломочных минералов здесь примерно равны оолитам, или даже (в среднем) несколько крупнее их.

Видимо, соотношение размеров оолитов и нерудных зерен зависит не от типа руд, а от условий образования того или иного месторождения.

Просмотр под биноклем и микроскопом различных фракций немагнитной части бурой сыпучей руды показывает, что она сложена зернами кварца и других обломочных минералов, которые так же сильно изъедены

**Электромагнитное обогащение фракций сыпучей руды из бурых оолитов  
(Южный участок месторождения Кок-булак)**

Место взятия образца	% выхода магнитной части	Фракции магнитной части в % к общей навеске					% выхода немагнитной части	Фракции немагнитной части в % к общей навеске				
		> 1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	< 0,1 мм		> 1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	< 0,1 мм
1. Руда из обн. Нового (обр. 994) . . . . .	53,33	0,93	3,13	16,67	23,27	9,33	46,67	0,13	4,60	26,20	15,74	Нет
2. Руда из обогащения на отметке 298,1 м (обр. 997)	91,17	0,03	11,82	31,18	39,20	8,94	8,83	Нет	0,38	2,98	5,02	0,45
3. Руда из обн. № 4 (обр. 1001) . . . . .	75,98	1,17	3,80	25,14	30,56	15,31	24,02	0,10	0,96	7,07	12,39	3,50
Среднее из трех образцов . . . . .	73,49	0,71	6,26	24,33	31,01	11,19	26,51	0,08	1,98	12,09	11,03	1,32

по краям и замещены по трещинкам гидрогетитом, как и в образцах черной сыпучей руды.

Процент выхода магнитного концентрата бурой сыпучей руды Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак несколько ниже, чем процент выхода магнитного концентрата черной сыпучей руды тех же участков. В изученных образцах он колеблется от 69,46 до 90,11 и в среднем составляет 83,36 (для зеленых сыпучих руд — 84,51%). В таких же рудах Южного участка он значительно ниже и в трех изученных образцах колеблется от 53,33 до 91,17. Средняя по этому участку цифра 73,49% мало достоверна из-за небольшого количества образцов. Однако несомненно, что бурые сыпучие руды Южного участка месторождения Кок-булак более загрязнены примесью зерен обломочных минералов, чем такие же руды более северных участков этого месторождения.

Характерные особенности гранулометрии бурой сыпучей руды и ее магнитного концентрата легко объясняются высказанным выше предположением о происхождении ее в результате современного окисления зеленой сыпучей руды. Окисление хлорита наружных оболочек зеленых оолитов и присутствующего местами между ними слабого хлоритового цемента дает ту охристую пыль, которая характерна для образцов бурой сыпучки и совершенно отсутствует в образцах хорошо промытой черной сыпучки, которая отложилась уже как чисто окисная руда.

Химические анализы показывают, что бурая сыпучая руда так же легко и хорошо обогащается электромагнитной сепарацией, как и черная. Имеющиеся по этому вопросу данные сведены в табл. 37. При засоренности образца руды зернами обломочных минералов и низком исходном содержании железа получается несколько меньший процент выхода концентрата (в обр. 207 из скв. 205 всего около 70), но качество его во всех образцах примерно одинаковое. Следует, однако, заметить, что магнитный концентрат бурой сыпучей руды содержит несколько меньше железа, чем такой же концентрат черной сыпучей руды. В последнем количество железа не падало ниже 48% и в среднем составляло 49%, а в первом оно колеблется между 43,84 и 47,42%, давая в среднем 45,61%.



**Результаты обогащения сыпучей руды из бурых гидрогетитовых оолитов  
электромагнитной сепарацией  
(Центральный и Северный участки месторождения Кок-булак)**

Место взятия образца	Исходная руда		Магнитный концентрат		% выхода концентрата
	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe	
1. Скв. 25, глубина 4,9 м (обр. 598)	52,51	36,72	65,10	45,57	80,13
2. Скв. 79, глубина 30 м (обр. 165)	54,11	37,84	67,75	47,42	79,87
3. Скв. 205, глубина 20 м (обр. 207)	44,02	30,83	62,64	43,84	69,46
Среднее из трех образцов	50,21	35,13	65,16	45,61	76,49

Для химической характеристики бурых сыпучих руд имеются семь анализов их образцов с различных участков месторождения Кок-булак и анализы фракции 0,5—0,25 мм магнитных концентратов трех из этих образцов. Данные этих анализов, сведенные в табл. 38 и 39, в полном соответствии с приведенными выше данными электромагнитного обогащения, свидетельствуют о том, что бурые сыпучие руды Южного участка

**Химический состав (в %) типичных образцов  
(Центральный и Южный участки)**

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Кварц своб.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO
<b>Центральный</b>									
1. Скв. 25, глубина 4,9 м (обр. 598) . . . . .	26,02	Не опред.	52,51	0,10	6,20	0,20	1,06	1,08	Не опред.
2. Скв. 79, глубина 30 м (обр. 165) . . . . .	24,82	То же	54,11	Нет	7,50	0,40	1,31	0,46	То же
3. Скв. 199, глубина 20 м (обр. 201) . . . . .	20,50	»	59,96	0,10	5,42	0,25	1,39	1,00	Нет
4. Скв. 205, глубина 20 м (обр. 207) . . . . .	32,70	25,50	44,02	0,10	6,12	0,20	1,25	1,10	0,15
<b>Южный</b>									
5. Шурф 45, руда из отвала (обр. 681) . . . . .	34,92	26,58	41,95	0,47	5,67	0,50	1,24	0,93	0,18
6. Шурф 46, руда из отвала (обр. 690) . . . . .	32,05	26,10	45,50	0,11	5,50	0,19	1,30	0,50	0,05
7. Скв. 159, глубина 23,40 м (обр. 772) . . . . .	36,18	28,10	42,33	0,07	7,02	0,38	0,30	0,76	0,31
Среднее из 7 образцов	29,59	—	48,63	0,13	6,20	0,30	1,12	0,83	0,14

месторождения Кок-булак более загрязнены примесью зерен нерудных минералов, чем такие же руды Северного и Центрального участков этого месторождения. В первых содержание  $Fe_2O_3$  достигает только 45,50% (= 31,85% железа), а количество кварца в некоторых образцах — 28,10%. Во вторых содержание  $Fe_2O_3$  колеблется от 44,02 до 59,96% (от 30,83 до 42,00% железа), т. е. значительно выше, хотя и ниже, чем в черной сыпучей руде тех же участков.

Интересно, что в бурых сыпучих рудах почти всегда присутствует небольшое количество закиси железа (до 0,47%). Это подтверждает предположение о происхождении их в результате окисления руд, первоначально состоявших в значительной своей части из закисных соединений железа.

Степень гидратации окислов железа в бурых сыпучих рудах гораздо выше, чем в черных. Если в концентрате последних отношение  $Fe_2O_3 : H_2O$  было немного больше единицы (в среднем 1 : 1,17), то в бурых сыпучих рудах оно колеблется от 1 : 1,35 до 1 : 1,65. Таким же оно остается и в магнитном концентрате этих руд. Вероятно, в действительности не вся вода связана с гидроокисью железа. Часть ее должна быть связана с глиноземом или с теми соединениями, в которые последний входит. Поэтому истинные отношения  $Fe_2O_3 : H_2O$  в бурых сыпучих рудах будут меньше указанных выше, но, во всяком случае, они будут приближаться к 1 : 1,5 или к формуле  $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$ . Это говорит о том, что в бурых сыпучих рудах окислы железа представлены крайними степенями гидратации гидрогетита, переходными к лимониту (согласно принятой нами и обус-

Таблица 38

сыпучих руд из бурых гидрогетитовых оолитов месторождения Кок-булак)

$P_2O_5$	$CO_2$	S	C	$H_2O^+$	$H_2O^-$	Сумма	Fe металлич. общее	Пересчет на гетит	Колич. $H_2O$ в гетите	Избыток $H_2O$ против гетита	Отношение $Fe_2O_3 : H_2O$	Вероятное количество $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$
Участок												
1,30	Нет	0,05	0,05	8,50	2,54	99,61	36,72	58,42	5,91	2,59	1 : 1,44	61,01
1,03	»	0,07	Нет	8,10	1,22	99,02	37,84	60,20	6,09	2,01	1 : 1,35	62,21
0,66	0,30	0,10	0,05	9,20	1,30	100,23	42,00	66,71	6,75	2,45	1 : 1,36	69,16
1,00	Нет	0,10	Нет	8,20	3,75	98,72	30,83	49,01	4,96	3,24	1 : 1,65	52,25
Участок												
1,47	0,46	0,21	0,10	7,33	2,68	98,11	29,40	46,67	4,72	2,61	1 : 1,55	49,28
1,48	0,38	Нет	Нет	8,00	3,80	98,96	31,85	50,62	5,12	2,88	1 : 1,56	53,50
0,89	0,40	»	0,16	7,78	3,18	99,76	29,63	47,09	4,76	3,02	1 : 1,63	50,11
1,12	0,22	0,08	0,05	8,16	2,64	99,20	34,04	54,10	5,47	2,68	1 : 1,51	56,79

**Химический состав (в %) магнитной части  
(Центральный участок)**

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Кварц своб.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO
1. Скв. 25, глубина 4,9 м (обр. 598) . . . . .	6,40	Не опред.	65,10	0,20	10,02	0,40	1,35	1,25	Не опред.
2. Скв. 79, глубина 30 м (обр. 165) . . . . .	4,10	То же	67,75	Нет	9,02	0,50	1,50	0,80	То же
3. Скв. 205, глубина 20 м (обр. 207) . . . . .	5,82	1,36	62,64	0,12	10,18	0,40	1,44	0,96	0,41
Среднее из трех образ- цов . . . . .	5,11	—	65,16	0,11	9,74	0,43	1,43	1,00	0,41

ловленной ниже классификации минералов группы гидроокиси железа). Бурые сыпучие руды, как и черные, содержат некоторые количества глинозема и растворимого кремнезема, которые образовались, скорее всего, в результате разложения некогда входившего в состав этих руд хлорита. Однако отношения глинозема и растворимого кремнезема в бурой сыпучке совершенно другие, чем в черной (табл. 40). В то время как в последней отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : SiO<sub>2</sub> колебалось от 2,08 до 14,00, в бурой сыпучке оно равно 0,40—0,52 (т. е. очень близко к отношению Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : SiO<sub>2</sub> в зеленой сыпучей руде), и только в ее магнитном концентрате поднимается до 1,23<sup>1</sup>. Иными словами, если по отношению к черной сыпучке

Таблица 40

**Соотношение глинозема и растворимого кремнезема в бурых сыпучих рудах  
(месторождение Кок-булак)**

Место взятия образца	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> в %	Растворимый SiO <sub>2</sub> в %	Весовое отношение Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>	Молекулярное отношение Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>
<b>Центральный участок</b>				
1. Скв. 159, глубина 23,40 м (обр. 772) . . . . .	7,02	8,08	0,87	0,52:1
2. Скв. 205, глубина 20 м (обр. 207)	6,12	7,20	0,85	0,50:1
3. Скв. 205, глубина 20 м (обр. 207), электромагнитный концентрат . .	10,18	4,46	2,28	1,23:1
<b>Южный участок</b>				
4. Шурф 45, руда из отвала (обр. 681)	5,67	8,34	0,68	0,40:1
5. Шурф 46, руда из отвала (обр. 690)	5,50	5,95	0,92	0,50:1

<sup>1</sup> Вероятно, за счет присутствия в зеленой сыпучей руде некоторого количества оолитов I типа, богатых глиноземом. При электромагнитном обогащении эти оолиты несомненно попадают в концентрат.

фракции 0,5—0,25 мм бурых сыпучих руд  
месторождения Кок-булак)

Р <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CO <sub>2</sub>	S	C	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	Fe металл. общее	Пересчет на гетит	Кол-ч. H <sub>2</sub> O в гетите	Избыток H <sub>2</sub> O против гетита	Отношение Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : H <sub>2</sub> O	Вероятное количество Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · nH <sub>2</sub> O
1,70	Нет	0,20	0,10	10,80	1,80	99,32	45,57	72,42	7,32	3,48	1 : 1,47	79,90
1,62	»	0,10	Нет	11,10	2,50	98,99	47,42	75,37	7,62	3,48	1 : 1,45	78,85
1,80	0,40	0,10	0,12	11,24	3,20	99,67	43,84	69,69	7,05	4,19	1 : 1,59	73,88
1,71	0,13	0,13	0,07	11,05	2,50	99,33	45,61	72,49	7,33	3,72	1 : 1,50	76,12

можно говорить о несомненном присутствии свободных гидратов глинозема, то в бурой сыпучке освободившийся при разложении хлорита глинозем целиком или в подавляющей своей части связан с кремнеземом в каких-то глинистые минералы. Интересно, что при магнитном обогащении бурой сыпучей руды количество растворимого кремнезема в концентрате убывает, отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : SiO<sub>2</sub> возрастает в 2 раза с лишним, а отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> остается примерно таким же, как в исходной руде (или даже несколько возрастает). Это говорит о том, что глинозем бурых сыпучих руд сконцентрирован в оолитах, но что часть растворимого кремнезема не связана с глиноземом и не заключена в оолитах, а образует вне их немагнитные выделения, вероятно в форме опала.

По низкому содержанию оснований, окиси марганца, серы и органического углерода бурые сыпучие руды близки к черным. Различия в средних содержаниях этих компонентов находятся в пределах точности химических анализов.

## 2. ООЛИТОВЫЕ РУДЫ СЦЕМЕНТИРОВАННЫЕ

Основным типом руд Приаралья, который встречается на всех месторождениях и обычно преобладает в разрезах, являются сцементированные оолитовые руды. Они часто содержат мелкие галечки руды более древней генерации, но величина и количество их невелики. Редко встречаются руды, лишенные таких галечек, да и в тех под микроскопом можно видеть, что среди оолитов имеются рудные обломочки, только очень небольшой величины. По характеру цемента и отчасти по составу оолитов сцементированные руды делятся на три подтипа.

2а. Руда из гидрогетитовых или гидрогетитово-хлоритовых оолитов в сидеритово-хлоритовом цементе. Это темно-серые, темно-зеленые, иногда почти черные руды, обычно очень твердые, плотные и тяжелые. Их оолиты в шлифах иногда неотличимы от оолитов черной сыпучей руды и из рудных минералов содержат один гидрогетит (табл. X, фиг. 4 и табл. XI, фиг. 4). Однако преобладают в этих рудах оолиты из чередующихся концентров гидрогетита и хлорита. Наблюдаются случаи, когда внутренние хлоритовые концентры более окислены, чем наружные, сохраняющие чистый зеленый цвет (табл. X, фиг. 1 и 2). В других случаях последней внешней оболочкой оолитов является гидрогетитовая и прямо к ней примыкает

**Химический состав (в %) типичных образцов руд из гидрогетитово-  
(Северный и Центральный**

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Кварц своб.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO
1. Скв. 1, глубина 48—59 м (обр. 84) . . . . .	17,08	He опред.	42,12	11,84	8,95	0,37	0,86	0,74	Нет
2. Скв. 25, глубина 30,8—30,9 м (обр. 93) . . . . .	29,88	15,29	15,50	16,47	12,40	0,72	2,09	1,90	»
3. Скв. 26, глубина 51—52 м (обр. 77) . . . . .	9,40	He опред.	42,54	15,36	8,04	0,31	2,12	0,84	He опред.
4. Скв. 51, глубина 47,20 м (обр. 322) . . . . .	10,53	»	29,34	24,12	7,00	0,39	2,50	0,89	0,58
5. Скв. 59, глубина 49 м (обр. 168) . . . . .	8,64	»	33,58	22,18	8,71	0,36	2,06	0,38	0,47
6. Скв. 59, глубина 57 м (обр. 811) . . . . .	12,44	»	35,70	18,01	4,73	0,48	3,16	1,00	0,37
7. Скв. 59, глубина 64 м (обр. 323) . . . . .	11,04	»	36,76	18,39	7,45	0,34	1,50	0,49	0,54
8. Скв. 60, глубина 60 м (обр. 144) . . . . .	18,26	13,40	21,43	25,05	8,06	0,32	1,90	0,84	0,35
9. Скв. 68, глубина 31,80 м (обр. 216) . . . . .	6,02	He опред.	46,58	14,17	8,04	0,52	2,30	0,94	0,58
10. Скв. 69, глубина 38 м (обр. 167) . . . . .	11,58	»	40,89	16,51	6,55	0,28	1,94	0,98	0,40
11. Скв. 72, глубина 39 м (обр. 236) . . . . .	16,88	»	29,80	19,98	7,62	0,48	2,04	0,70	0,58
12. Скв. 116, глубина 40 м (обр. 172) . . . . .	30,99	26,60	21,76	21,02	3,91	0,53	1,70	1,30	0,22
13. Скв. 131, глубина 26—29 м (обр. 782) . . . . .	12,38	10,00	45,00	13,82	7,00	0,35	0,72	0,57	0,47
14. Скв. 194, глубина 42,5—44,3 м (обр. 221) . . . . .	11,52	6,35	34,85	20,66	7,84	0,45	1,34	1,09	0,56
15. Скв. 196, глубина 27,3—28,4 м (обр. 297) . . . . .	17,44	He опред.	35,36	17,91	4,78	0,29	1,71	1,22	0,94
16. Скв. 196, глубина 37 м (обр. 298) . . . . .	19,68	15,40	25,04	22,52	4,31	0,20	2,04	0,80	He опред.
17. Скв. 197, глубина 50 м (обр. 113) . . . . .	8,98	5,10	35,48	21,84	6,68	0,29	1,76	1,22	0,56
18. Скв. 203, глубина 49,5—56,35 м (обр. 150) . . . . .	8,38	4,30	48,17	13,05	6,62	0,50	1,60	0,83	0,30
19. Скв. 206, глубина 18 м (обр. 209) . . . . .	31,20	25,50	29,94	12,62	5,52	0,47	1,68	0,77	0,26
20. Скв. 208, глубина 16,65 м (обр. 196) . . . . .	27,04	18,61	22,09	16,60	6,79	0,37	4,75	0,93	0,47
21. Скв. 422, глубина 60—70 м (обр. 549) . . . . .	22,40	15,05	28,09	15,34	13,46	0,42	1,16	1,00	0,32
22. Скв. 439, глубина 45,50 м (обр. 512) . . . . .	34,50	30,40	23,90	12,68	7,89	0,53	1,56	1,40	0,28
23. Скв. 439, глубина 50,50 м (обр. 507) . . . . .	23,06	15,20	22,13	22,44	6,31	0,46	2,44	1,04	0,36
Среднее . . . . .	17,36	15,48	32,43	17,91	7,33	0,41	1,95	0,95	0,41

хлоритовых оолитов с сидеритово-хлоритовым цементом  
участки месторождения Кок-булак)

Р <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	С органич.	Сумма	Fe металлнич. общее	Fe в пересече- те на одну после удале- ния CO <sub>2</sub>	Сидерит Fe <sub>3</sub> CO <sub>3</sub>	Кальцит CaCO <sub>3</sub>	Ca <sub>2</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	Остаток FeO в хлорите
0,30	0,10	6,43	8,04	2,88	Не опред.	99,71	38,69	41,47	15,89	0,91	0,65	2,00
0,64	0,06	11,08	4,70	2,94	0,70	99,08	23,66	27,00	26,44	2,39	1,39	0,06
0,81	0,05	10,12	8,01	2,43	Не опред.	100,03	41,72	46,40	24,88	2,07	1,77	0,29
1,00	Нет	13,90	5,55	3,94	0,35	100,08	39,94	45,74	35,75	2,02	0,56	2,19
1,70	0,11	13,28	6,78	0,72	0,52	99,49	40,76	47,94	35,01	Нет	3,71	0,45
1,95	Нет	10,65	6,07	5,00	0,30	99,86	38,99	43,86	28,08	1,54	4,25	1,70
1,01	»	11,15	6,43	3,90	0,33	99,33	40,03	45,86	28,74	0,56	2,20	0,55
1,01	0,12	14,22	5,22	2,25	0,48	99,51	34,48	40,67	36,01	1,27	2,20	2,70
1,60	0,05	8,90	8,09	2,12	Не опред.	99,91	43,62	47,93	22,72	0,64	2,40	0,07
1,60	0,06	9,29	7,47	2,06	» »	99,61	41,46	45,90	24,49	Нет	3,54	1,31
1,70	0,09	11,06	6,06	2,44	0,45	99,88	36,40	40,98	29,16	»	3,71	1,88
0,50	0,06	12,42	2,69	1,30	Не опред.	98,40	31,58	37,00	30,45	1,98	1,09	2,12
0,34	0,04	7,84	7,78	2,80	0,21	99,32	42,25	46,18	19,98	0,59	0,73	1,42
0,99	0,65	10,55	7,00	2,08	0,40	99,98	40,47	45,30	27,47	0,30	2,16	3,66
1,50	0,05	10,33	6,33	1,72	Не опред.	99,58	38,88	43,56	27,23	Нет	3,21	1,01
1,00	0,10	15,95	5,50	1,05	0,65	99,84	35,04	42,27	40,29	1,51	2,19	0,04
1,51	0,04	12,95	6,03	2,04	0,50	99,88	41,84	48,13	33,97	Нет	3,26	0,82
1,34	0,10	7,33	8,12	3,10	0,30	99,74	43,86	47,28	19,33	»	2,92	1,05
0,91	0,07	7,20	5,86	3,09	Не опред.	99,60	27,50	29,76	17,74	1,07	1,99	1,61
2,36	0,05	11,41	4,81	2,14	» »	99,21	27,91	31,80	26,04	3,48	5,16	Нет
0,46	0,10	8,84	5,01	1,43	0,35	98,38	31,59	35,30	21,98	1,12	1,00	1,70
0,81	0,25	8,15	5,32	1,56	0,40	99,23	26,59	29,20	20,24	1,07	1,77	0,12
1,36	0,20	13,01	4,79	1,49	0,65	99,74	32,94	38,00	33,18	1,48	2,97	1,62
1,15	0,12	10,70	6,16	2,37	0,44	99,60	36,53	41,20	27,18	1,05	2,38	1,24

сидеритовый цемент (табл. VII, фиг. 2). Разъедание наружной оболочки оолитов наблюдается редко. Большой частью гидрогетит оолитов по ровной четкой линии граничит с сидеритом или хлоритом цемента. Свежий раскол зерна таких руд очень интересен. Он изобилует ржаво-бурыми зернами на темно-зеленом, иногда почти черном фоне.

Руды с сидеритово-хлоритовым цементом сравнительно редко имеют заметную простым глазом конгломератовую текстуру, но в их шлифах всегда можно наблюдать мелкие окатанные угловатые обломочки более древней оолитовой руды с бурым гидрогетитовым цементом. Это говорит о переотложенном состоянии основной части их оолитового материала.

Хлорит и сидерит в цементе таких руд находятся в различных количественных соотношениях, что отражается на цвете и крепости породы. Чем больше хлорита, тем она зеленее и рыхлее; чем больше сидерита, тем она темнее и тверже.

При изучении шлифов этих руд видно, что сидерит образуется по хлориту. Это особенно хорошо можно проследить на образцах из глубоких частей залежей Центрального и Северного участков месторождений Кокбулак, где руда лежит близко к поверхности глин чеганской свиты. Количество хлорита в цементе здесь больше, кристаллы сидерита мелкие, и можно с уверенностью говорить, что первоначально эти руды имели чисто хлоритовый цемент. В более позднюю стадию диагенеза хлорит цемента замещался сидеритом и возникла плотная и крепкая руда, с трудом разбиваемая молотком (табл. V, фиг. 4 и табл. XII, фиг. 2). Этот процесс подробнее описан в главе IX.

Руды с сидеритово-хлоритовым цементом в какой-то мере были развиты на всех месторождениях Северного Приаралья. Об этом можно судить по скоплениям углекислого газа, которые на каждом месторождении затрудняли проходку глубоких шурфов. Однако в своем первоначальном, не окисленном виде эти руды сохранились не на всех месторождениях. На Кутан-булаке, например, они вообще не были встречены. На Талды-эспе они сохранились только в наиболее глубокой, обводненной части рудной залежи Центрального участка, к северу от оврага Тасты-сай (в котловине у поселка разведочной партии). На месторождении Кара-сандык они были вскрыты всеми тремя скважинами (11, 14 и 15), пересекающими рудную залежь севернее береговых обрывов.

Однако широко развиты и представлены руды описываемого подтипа

Химический состав (в %) типичных образцов руд из гидрогетитово-  
(Месторождения Чоку

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1. Талды-эспе, шурф скв. 151, руда из отвала . .	21,40	28,91	19,26	5,66	4,65	2,00	0,45	1,00
2. Кара-сандык, скв. 11, глубина 34,45—37,45 м .	20,28	27,31	22,02	7,95	1,45	0,62	0,15	0,50
3. Кара-сандык, скв. 11, глубина 34,45—39,45 м	19,50	29,80	20,35	8,90	1,50	2,75	0,20	0,27
4. Кара-сандык, скв. 15, глубина 42 м . . . . .	19,12	23,79	22,63	10,20	1,39	0,61	0,23	0,35
Среднее . . .	20,07	27,45	21,06	8,18	2,20	1,50	0,26	0,53

только на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак, где преимущественно они слагают нижние концы наклонных рудных линз, расположенные глубже современного уровня грунтовых вод. Здесь эти руды разнообразны по деталям состава и нередко обладают значительными мощностями, которые измеряются первыми десятками метров. Выше уровня грунтовых вод сидерит разрушается сразу и замещается гидрогетитом, а хлорит окисляется медленнее и во многих местах обнаруживается в цементе бурых руд, лежащих над зеркалом водоносного горизонта.

На Южном участке месторождения Кок-булак руды с сидеритово-хлоритовым цементом почти отсутствуют. Причина этого заключается в том, что залежь Южного участка высоко приподнята, хорошо дренирована и сильно окислена.

Однако группа скважин 19-й разведочной линии, вскрывшая рудную залежь Южного участка в опущенном крыле флексуры, обнаружила, что в нижней своей части, расположенной под зеркалом грунтовых вод, она сложена плотными рудами зеленого и черно-зеленого цвета. Это указывает на то, что некогда руды с сидеритово-хлоритовым цементом были широко распространены и на Южном участке месторождения Кок-булак.

Химические анализы оолитовых руд с сидеритово-хлоритовым цементом сведены в табл. 41 и 42. Эти анализы с трудом поддаются минералогическому пересчету, потому что многие компоненты ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ) какой-то частью входят в сложные соединения — хлориты с очень непостоянной формулой и переменным отношением составных частей. Однако из анализов можно сделать вывод, что общее количество хлоритов в рудах описываемого типа невелико. Действительно, после пересчета  $\text{CaO}$  на фосфат, его остатков на кальцит, а остатков  $\text{CO}_2$  на сидерит оказывается, что остатки  $\text{FeO}$ , которые могут входить в хлорит, очень незначительны.

В рудах Кок-булака количество  $\text{FeO}$ , оставшегося на хлорит, колеблется от 0 до 3,66% и в среднем составляет всего 1,24%. Трудно точно сказать, какому количеству хлорита соответствуют эти цифры, потому что в анализах более или менее чистых хлоритов Кок-булака содержание  $\text{FeO}$  колеблется в широких пределах — от 6,41 до 15,79% (см. главу о минералогии). Однако несомненно, что общее количество хлорита здесь невелико и в большинстве образцов не превышает 10—15%.

Таблица 42

хлоритовых оолитов с сидеритово-хлоритовым цементом  
свинской синклинали)

S	$\text{CO}_2$	Потери при проналивании	Сумма	Fe металл. общее	Fe в пересчете на руду после удаления $\text{CO}_2$	$\text{FeCO}_2$	$\text{CaCO}_3$	$\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2$	Остаток FeO в хлорите
0,59	9,30	14,97	98,90	35,24	38,90	17,14	6,18	2,20	8,62
Нет	12,50	18,50	98,78	36,24	41,49	31,90	1,51	1,10	2,62
0,08	8,50	15,98	99,33	36,68	40,22	19,93	2,13	0,58	7,98
0,12	13,14	18,64	97,18	36,34	42,14	32,61	1,75	0,76	2,39
0,20	10,86	17,02	98,55	36,12	40,69	25,40	2,89	1,16	5,40



В рудах этого подтипа из месторождений Талды-эспе и Кара-сандык остатки FeO после пересчета на сидерит, видимо, входящие в состав хлорита, значительно больше. Их величина изменяется от 2,39 до 8,62% и в среднем составляет 5,40%. Соответственно, хлоритов здесь значительно больше, что подтверждает и изучение шлифов. Интересно, что количество хлорита увеличивается не за счет сидерита, а за счет свободных гидроокислов железа. Оолиты неокисленных сцементированных руд Талды-эспе и Кара-сандыка богаче хлоритом, чем оолиты таких же руд Кок-булака, в составе которых более заметную роль играет гидрогетит. В соответствии с этим среднее количество Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в рудах описываемого подтипа из месторождений юга Чокусинской синклинали равно 27,45%, а в рудах Кок-булака 32,43%. Следует заметить, что часть этого Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и там и здесь входит в хлориты, и поскольку в первом случае хлоритов больше, постольку разница в содержании свободных гидроокислов железа в рудах сравниваемых типов в действительности еще выше, чем это следует из приведенных цифр.

Количество цементного сидерита в рудах описываемого типа колеблется от 15,89% для образцов, в цементе которых имеется и хлорит, до 40,29% для образцов с чисто сидеритовым цементом. В среднем оно составляет для Кок-булака 27,18% и для месторождений юга Чокусинской синклинали — 25,40%.

В рудах с сидеритово-хлоритовым цементом процент CO<sub>2</sub> колеблется от 6,43 в образцах с минимальным количеством сидерита до 15,95 в образцах с максимальным его содержанием. В связи с этим железа в них меньше, чем в окисленных разностях руд, из которых CO<sub>2</sub> удален. В среднем для Кок-булака содержание железа в рудах этого типа равно 36,53%, а для месторождений юга Чокусинской синклинали 36,12%. Однако соответствующие графы табл. 41 и 42 показывают, что пересчет на породу после удаления CO<sub>2</sub> повышает общее содержание железа в первом случае в среднем до 41,20%, а во втором случае до 40,69%. Это говорит о том, что руды с сидеритово-хлоритовым цементом представляют собой не худшее металлургическое сырье по сравнению с другими типами руд Приаралья, поскольку при их плавке CO<sub>2</sub> будет удаляться.

Интересно, что в то время как описываемые ниже массивные неоолитовые сидериты постоянно богаты CaCO<sub>3</sub> и часто переходят в анкериты, — сидеритовый цемент оолитовых руд почти не содержит углекислого кальция. Количество его в рудах с таким цементом на Кок-булаке колеблется от 0 до 3,48% и в среднем составляет всего 1,05%<sup>1</sup>. Близкие цифры содержания CaCO<sub>3</sub> дают образцы с Кара-сандыка и только образец с месторождения Талды-эспе дал более высокое его содержание — 6,18%.

Что касается фосфата кальция, то количества его, показанные в соответствующих графах минералогического пересчета таблиц 41 и 42, конечно, условны и, вероятно, несколько завышены по сравнению с действительными. Зерна коллофана, т. е. одной из минералогических разновидностей фосфата кальция, в рудах с сидеритово-хлоритовым цементом несомненно присутствуют (табл. VIII, фиг. 2). Подробно они описаны в главе о минералогии. Поэтому минералогический пересчет мы начинаем с количества кальция, связанного с фосфором. Однако несомненно, что значительная часть фосфора не образует самостоятельных фосфатных минералов, а распылена в адсорбированном виде в рудных минералах. Следовательно, количество фосфата кальция должно быть в действитель-

<sup>1</sup> Судя по данным разведочных отчетов, некоторые пометровые пробы руд с сидеритово-хлоритовым цементом Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак содержат до 10—12% CaCO<sub>3</sub>, скорее всего, за счет перехода цементного сидерита в анкерит. Однако такие пробы очень редки.

ности меньше указанного и, соответственно, кальцита должно быть несколько больше. В таком случае за счет уменьшения части  $\text{CO}_2$ , необходимой для пересчета на сидерит, освобождается  $\text{FeO}$ , которое, вероятно, дает несколько больший процент хлорита, чем это предусматривается в таблице. Однако все эти отклонения от вычисленных цифр должны быть очень невелики, так как количество  $\text{CaO}$ , связанного с  $\text{P}_2\text{O}_5$ , для образцов с месторождения Кок-булак равно в среднем всего 1,2%, и только некоторая часть его, т. е. значительно меньше 1%, может в действительности входить в состав не фосфата, а карбоната. Для месторождений же юга Чокусинской синклинали соответствующие цифры еще меньше.

Оолитовые руды с сидеритово-хлоритовым цементом могут быть в различной степени загрязнены примесью зерен обломочных минералов. Процент кварца в них колеблется от 4,30 до 30,40, в связи с чем общее количество кремнезема изменяется от 6,0 до 34,50%. Почти столь же большие колебания в содержании кремнезема мы наблюдаем в оолитовых рудах с гидрогетитовым цементом (табл. 44, 45, 46), но в более чистых черных сыпучих рудах его количество не превышает 18,29%.

Содержание глинозема в рудах с сидеритово-хлоритовым цементом колеблется от 3,91 до 13,46% и в среднем для Кок-булака составляет 7,33%. Несомненно, что большая часть этого глинозема входит в состав хлоритов. Однако в некоторых образцах (табл. 44, обр. 782, 113, 549 и 512) количество  $\text{Al}_2\text{O}_3$  настолько больше количества растворимого  $\text{SiO}_2$ , что в них можно предполагать присутствие свободного глинозема. Это вполне естественно, так как в этих рудах иногда бывает очень много гидрогетитовых оолитов I типа, аналогичных оолитам черной сыпучей руды. Содержание же в последних свободного глинозема, как мы видели раньше, несомненно.

По содержанию остальных компонентов оолитовые руды с сидеритово-хлоритовым цементом не отличаются сколько-нибудь существенно от руд других типов соответствующих месторождений.

2 б. Руда из гидрогетитовых оолитов в таком же цементе. К этому подтипу относятся плотные руды из оолитов, сложенных гидрогетитом, в ржаво-желтом или темно-буrom гидрогетитовом цементе. Оолитовый бурый железняк представляет собой то крепкую, очень плотную породу (табл. III, фиг. 2), то несколько менее плотную, рассыпающуюся при выветривании.

Оолитовые руды с гидрогетитовым цементом повсеместно слагают верхние части рудных тел, лежащие выше уровня грунтовых вод. В этой зоне на всех месторождениях они преобладают. Граница бурых руд с гидрогетитовым цементом и зеленовато-серых руд с сидеритово-хлоритовым цементом в тех рудных телах, где последние имеются, очень резкая, совпадающая с современным уровнем грунтовых вод.

При сравнении разрезов скважин, расположенных по наклону рудных линз на месторождении Кок-булак, отчетливо видно, что эта граница близка к горизонтальной и сечет слоистость. Однако наблюдаются случаи, когда окисленные руды с гидрогетитовым цементом, переслаивающиеся с рудами зелеными неокисленными, развиты и ниже уровня грунтовых вод. В таких случаях окисленные руды всегда отличаются большой пористостью и относительной рыхлостью. Их окисление произошло, по-видимому, под влиянием циркуляции грунтовых вод, богатых кислородом. Оно никогда не бывает полным. В бурых гидрогетитовых рудах, лежащих ниже уровня грунтовых вод, под микроскопом всегда можно найти участки неокисленного хлоритового цемента. Эти руды постепенными переходами связаны с рудами зелеными, совсем не окисленными.

С гидрогетитовыми рудами иных текстур оолитовые гидрогетитовые руды связаны постепенными переходами. Особенно нечувствительны их

Таблица 43  
 Механический состав (в %) плотных руд из гидрогетитовых оолитов в таком же цементе (из рашных месторождений)

Место взятия образца	Фракции в мм							Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки	
	>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01			Сумма фракций <0,1 мм
<b>Кутан-булак</b>										
1. Шурф 2, глубина 5,7 м (обр. 10)	0,26	3,40	12,81	28,02	12,48	16,13	27,20	55,81	0,07	3,15
2. Шурф 2, слой 6 (обр. 11)	9,13	54,22	10,07	7,70	3,60	4,57	10,71	18,88	0,63	2,93
3. Шурф 2, слой 8 (обр. 12)	15,58	19,81	10,75	20,98	7,33	9,12	16,43	32,88	0,21	3,85
4. Шурф 120, слой 17, глубина 12,8 м (обр. 35)	9,91	14,98	26,95	16,03	8,65	10,80	12,68	32,13	0,27	3,61
5. Шурф 125, слой 4 (обр. 15)	Нет	0,02	0,76	55,64	25,32	6,08	12,18	43,58	0,16	1,46
6. Шурф 125, слой 8 (обр. 16)	4,08	4,06	3,60	24,58	14,00	16,84	32,84	63,68	0,05	2,30
7. Шурф 129, слой 17, глубина 11,8 м (обр. 27)	6,58	17,50	16,92	18,13	9,75	12,73	18,39	40,87	0,16	2,45
8. Шурф 130, слой 4 (обр. 25)	9,10	15,70	20,45	20,97	13,21	10,14	10,43	33,78	0,21	2,81
9. Шурф 150, слой 8, глубина 8 м (обр. 51)	6,44	10,32	41,35	11,95	10,03	9,56	10,35	29,94	0,31	2,40
10. Шурф 150, слой 8, глубина 10 м (обр. 52)	8,68	20,93	40,26	13,11	3,92	5,28	7,82	17,02	0,36	1,70
11. Шурф 151, слой 10, глубина 12 м (обр. 53)	9,98	18,04	34,60	14,93	8,41	7,97	6,07	22,45	0,33	2,19
<b>Талдыэспе</b>										
12. Шурф 180, слой 10 (обр. 19)	9,76	10,46	20,78	19,88	10,26	12,44	16,42	39,12	0,17	3,74
<b>Кара-сандык</b>										
13. Руда из обнажения на Рудном мысу (обр. 20)	3,00	5,08	3,65	45,30	18,75	9,62	14,60	42,97	0,12	1,98
14. Руда из обнажения на останце (обр. 21)	0,34	0,36	23,20	62,75	2,81	3,02	7,52	13,35	0,19	1,33
<b>Кок-булак</b>										
15. Скв. 72, глубина 25—26 м (обр. 212)	3,17	18,40	21,35	44,05	4,10	5,53	3,40	13,03	0,21	1,74
16. Скв. 52, глубина 19—20 м (обр. 101)	2,50	15,50	35,80	20,00	14,00	5,10	7,10	26,20	0,28	2,08
Среднее из 16 образцов	6,16	14,29	20,21	26,50	10,41	9,05	13,98	32,84	0,23	2,48

переходы к бобово-оолитовым и мелкогалечным конгломератовым разностям. В шлифах хорошо видно, что в каждом образце оолитовых руд имеются следы перемыва рудного материала в виде обломков оолитов и руды более древней генерации. Когда эти обломочки мелкие, приблизительно равновелики оолитам и хорошо различаются только под микроскопом, — мы называем руду оолитовой. Когда эти обломочки много крупнее оолитов и хорошо видны простым глазом, мы называем руду мелкогалечной. Когда же они облечены одной или несколькими гидрогетитовыми оболочками, мы называем руду бобово-оолитовой.

Менее плотные разности гидрогетитовых оолитовых руд сравнительно легко дезинтегрируются длительным кипячением в воде. Некоторые образцы при этом требуют раздавливания пальцами, деревянным или фарфоровым пестиком. Гидрогетитовые оолитовые руды разных месторождений, дезинтегрированные таким образом, были подвергнуты механическому анализу, данные которого сведены в табл. 43.

Механический анализ дезинтегрированных образцов плотных руд менее точно отражает первичную гранулометрию породы, чем такой же анализ сыпучих руд, однако все же он позволяет сделать некоторые выводы. Он показывает, что руды описываемого подтипа содержат гораздо больше фракции  $< 0,1$  мм, чем любой из сортов сыпучих руд. Количество ее колеблется от 13,03 до 63,68%, а в среднем составляет 32,84%. Значительную часть этой фракции составляют частицы пелитового размера (в среднем 13,38%). Это тонкий охристый цементный гидрогетит. В алевритовой фракции встречаются как обломочки этого гидрогетита, так и зерна нерудных минералов. Последние особенно многочисленны во фракции 0,1—0,05 мм и продолжают встречаться в мелкопесчаной фракции 0,25—0,1 мм. В последней фракции количественно преобладают оолиты и обломки оолитов. Более крупные фракции сложены оолитами, сцементированными агрегатами оолитов и рудными обломками. Основное количество оолитов в одних образцах приходится на фракцию 0,25—0,1 мм, в других на фракцию 0,5—0,25 мм, а в некоторых (Кутан-булак, шурф 2, слой 6, обр. 11) даже на фракцию 1,0—0,5 мм. Содержание фракции больше 1 мм колеблется от 0 до 15,58%, отражая начальные стадии перехода от руд оолитовых к рудам мелкогалечным конгломератовым.

Приведенные в таблице средние размеры зерен и коэффициенты сортировки изучавшихся образцов не отражают гранулометрического состава первоначального осадка, и потому делать по ним какие-либо выводы было бы опасно.

Детальным химическим анализам были подвергнуты образцы сцементированных гидрогетитовых руд месторождения Кок-булак (табл. 44). Судя по этим анализам, в рудах содержится от 33,40 до 45,75% железа (в среднем 39,92%). В них почти всегда сохраняются ничтожные количества FeO, которые указывают на бывшее участие в строении руд закисных соединений железа. FeO содержится, по-видимому, в остатках хлорита, потому что количество CO<sub>2</sub> очень невелико (максимально 1,73%) и с избытком перекрывается содержанием CaO (от 0,91 до 4,78%, в среднем 2,17%). Содержание в руде заметных количеств Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (от 2,50 до 9,23%) и небольших количеств MgO (от 0 до 1,24%) также, по-видимому, указывает на бывшее участие в ее строении хлоритов.

Степень гидратации окиси железа колеблется в широких пределах — от отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub>O = 1 : 1,02 (гетит) до отношения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub>O = 1 : 1,69 (лимонит). В большей части образцов этих руд гидратация Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> соответствует, однако, гидрогетиту.

Содержание SiO<sub>2</sub> также колеблется очень сильно — от 7,66 до 29,29%, в зависимости от степени загрязнения руды зернами кварца и других нерудных минералов.

Определенного соотношения в содержании  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$  или  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  не наблюдается.

Серы (сульфатной) очень мало (максимум 0,48%), а во многих образцах она отсутствует. Содержание  $P_2O_5$  колеблется от 0,61 до 2,68%, причем оно не связано какими-либо правильными отношениями с содержанием  $Fe_2O_3$  или других компонентов.

Для сцементированных оолитовых гидрогетитовых руд месторождений Кутан-булак и Бирде-куль имеются менее полные анализы, не позволяющие рассчитать степень гидратации окислов железа (табл. 45 и 46). Эти анализы показывают, что по содержанию основных химических компонентов руды описываемого подтипа из месторождений Чокусинской синклинали очень близки к таким же рудам Кок-булака. Небольшая разница наблюдается только в содержании второстепенных компонентов. Так, руды Кутан-булака и особенно Бирде-куля содержат меньше  $P_2O_5$ , чем

Химический состав (в %) типичных образцов цементиро  
(Северный и Центральный участки)

Место взятия образца	$SiO_2$	$Fe_2O_3$	FeO	$Al_2O_3$	$TiO_2$	CaO	MgO	MnO
1 Шурф 25, глубина 3м (обр. 306)	17,58	51,47	0,12	5,83	0,65	4,04	0,91	0,24
2 Скв. 50, глубина 1,30—3,8 м (обр. 85)	19,68	58,27	1,20	2,50	Следы	2,33	0,66	Нет
3. Скв. 50, глубина 1,30—3,8 м (обр. 60)	17,58	55,77	0,10	6,20	0,30	4,14	0,82	»
4. Скв. 50, глубина 11,9—12,5 м (обр. 307)	15,38	61,52	0,07	4,50	Следы	4,78	0,62	Не опред.
5. Скв. 50, глубина 18,0—18,9 м (обр. 314)	16,03	62,74	0,07	6,40	0,25	0,91	Нет	То же
6. Скв. 50, глубина 19,3—20,7 м (обр. 315)	23,66	58,90	0,05	5,80	Следы	1,50	0,82	0,20
7. Скв. 52, глубина 19—20 м (обр. 101)	28,03	51,25	0,10	4,80	0,20	2,23	1,08	0,21
8. Скв. 52, глубина 20,5—22 м (обр. 102)	29,29	51,25	0,88	5,00	0,20	2,53	0,30	Не опред.
9. Скв. 72, глубина 25—26 м (обр. 212)	14,07	64,66	0,07	4,25	0,35	0,95	0,71	0,30
10. Скв. 201, глубина 6,5—7,0 м (обр. 249)	7,66	65,36	0,30	5,74	0,50	1,64	1,02	0,24
11. Скв. 204, глубина 4 м (обр. 277)	22,00	51,36	0,47	4,24	Следы	2,64	0,33	0,40
12. Скв. 208, глубина 16 м (обр. 190)	13,06	64,00	0,40	6,57	0,84	0,92	0,76	Нет
13. Скв. 224, глубина 5 м. (обр. 427)	15,36	52,65	0,35	8,54	0,44	1,88	1,24	0,57
14. Скв. 435, глубина 22,5—23 м (обр. 509)	28,24	47,70	0,20	9,23	0,49	1,60	0,84	0,20
15. Скв. 1095, глубина 18—27 м (обр. 923)	11,92	62,10	Нет	8,43	0,70	0,92	0,80	0,32
16. Скв. 1096, глубина 4,70—7,0 м (обр. 936)	23,96	54,11	»	6,06	0,70	1,72	0,87	0,39
Среднее . . . . .	18,96	57,07	0,28	5,88	0,35	2,17	0,74	0,24

руды Кок-булака. Зато руды Кутан-булака содержат несколько больше MgO и MnO, чем руды Кок-булака.

Для цементированных оолитовых гидрогетитовых руд остальных месторождений имеются лишь многочисленные сокращенные анализы из разведочных отчетов, которые показывают, что по содержанию железа, алюминия, фосфора и серы эти руды мало отличаются от таких же руд рассмотренных выше месторождений. Некоторые из таких анализов для месторождений Кара-сандык и Талды-эспе приведены в табл. 47.

2в. Руды из гидрогетитовых оолитов в кальциновом цементе. Это плотные светло-бурые или серо-желтые породы, в которых особенно ясно выделяются черные оолиты, вследствие разницы их цвета и грязно-белого или светло-желтого цвета цемента (табл. IV, фиг. 3). Оолиты таких руд всегда полностью состоят из гидрогетита со слабо выраженным концентрическим строением, т. е. они принадлежат к оолитам I типа (табл. V, фиг. 1 и табл. VIII, фиг. 1).

Таблица 44

важных руд из гидрогетитовых оолитов с таким же цементом месторождения Кок-булак)

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	C	Сумма	Fe металлич. вообще	Пересчет на гетит	Колич. H <sub>2</sub> O в гетите	Избыток H <sub>2</sub> O против гетита	Отношение Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :H <sub>2</sub> O	Вероятное количество Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> и H <sub>2</sub> O
2,68	0,14	1,73	8,94	5,36	0,15	99,84	36,03	57,26	5,79	3,15	1:1,54	60,41
1,73	0,03	Нет	10,15	3,50	Нет	100,05	40,79	64,82	6,55	3,60	1:1,55	68,42
1,63	0,48	Не опред.	8,30	3,20	»	98,52	39,06	62,04	6,27	2,03	1:1,32	64,07
1,74	0,13	То же	8,20	3,05	Не опред.	99,99	43,08	68,44	6,92	1,28	1:1,19	69,72
0,92	0,17	0,20	8,50	3,50	То же	99,69	43,92	69,80	7,06	1,44	1:1,20	71,24
0,89	0,07	Не опред.	7,58	0,50	»	99,97	41,30	65,52	6,62	0,96	1:1,15	66,48
1,10	0,32	0,30	7,80	2,50	»	99,92	35,81	57,01	5,76	2,04	1:1,34	59,05
0,98	0,10	0,20	8,30	0,96	»	99,99	35,81	57,01	5,76	2,54	1:1,44	59,55
1,66	Нет	Нет	9,30	2,39	0,10	98,81	45,28	72,22	7,27	2,03	1:1,28	73,96
1,87	»	0,97	8,98	5,52	Не опред.	99,80	45,75	72,71	7,35	1,63	1:1,22	74,28
0,75	»	1,66	9,62	5,50	Нет	98,97	36,00	57,14	5,78	3,84	1:1,66	60,98
0,86	0,10	0,31	7,32	4,86	Не опред.	100,00	44,80	71,20	7,20	0,12	1:1,02	71,31
2,37	0,15	1,17	10,05	3,35	0,05	98,17	36,36	58,57	5,92	4,13	1:1,69	62,70
0,84	Не опр.	1,08	7,14	2,66	0,10	100,32	33,40	53,07	5,37	1,77	1:1,32	54,84
0,85	0,14	0,38	9,66	3,20	0,04	99,46	43,47	69,08	6,98	2,68	1:1,30	71,76
0,61	Не опр.	0,32	8,87	1,84	0,11	99,56	37,87	60,20	6,09	2,78	1:1,45	62,98
1,34	0,14	0,64	8,67	3,24	0,06	99,60	39,92	63,51	6,42	2,25	1:1,35	65,73

Химический состав (в %) типичных образцов цементированных руд из гидротермических осадков с таким же цементом (Месторождение Кутан-Булак)

Место взятия образца	Неастворив- шийся остаток	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Потеря при прокалке ншн	Сумма	Fe металлич. общее
1. Шурф 2, глубина 5,75—6,70 м (обр. 10) . . . . .	16,08	13,67	55,01	Не опред.	10,70	2,50	1,70	0,60	1,70	0,12	11,17	99,58	38,47
2. Шурф 2, глубина 10—10,45 м (обр. 12) . . . . .	22,50	17,10	55,82	Следы	Не опред.	Не определилось			1,50	0,15	10,00	89,97	39,08
3. Шурф 129, глубина 11,4—12,4 м (обр. 20) . . . . .	21,67	20,67	53,90	Не опред.	10,77	Не опред.	Не опред.	0,87	0,80	0,20	9,82	98,03	37,69
4. Средняя проба Уральского инсти- тута «Механобр» . . . . .	Не опред.	14,36	57,78	0,10	8,50	0,31	0,98	0,33	0,52	Следы	16,48	99,26	40,45
5. Средняя проба Ленинградского института «Механобр» . . . . .	»	16,96	54,37	Следы	7,50	2,59	1,62	0,72	0,53	0,19	14,84	99,32	38,06
6. Средняя проба Института стали в Москве . . . . .	»	19,00	64,50	0,49	6,00	2,19	1,08	0,60	0,63	0,04	Не опред.	94,58	45,10
Среднее . . . . .	20,08	16,96	56,89	0,15	8,69	1,85	1,34	0,62	0,94	0,11	12,46	96,79	39,81

Химический состав типичных образцов цементированных руд из гидротермальных солонгов с тапми же цементом (Месторождение Бирде-куль)

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Потеря при прокаливании	Сумма	Fe металл. общее
1. Руда из обнажения; слой 1 (обр. 1) . . . . .	19,42	53,67	Следы	9,59	0,69	0,61	0,12	0,27	0,11	13,05	97,53	37,56
2. Руда из обнажения; слой 3 (обр. 2) . . . . .	15,04	56,09	0,78	11,97	0,72	0,68	0,12	0,88	0,16	12,87	99,31	40,29
3. Руда из обнажения; слой 5 (обр. 3) . . . . .	26,28	45,20	Нет	10,35	Не опред.			1,20	0,23	14,41	97,67	31,64
Среднее . . . . .	20,25	51,65	0,26	10,63	0,70	0,64	0,12	0,78	0,17	13,44	98,17	36,49



**Результаты сокращенных химических анализов спеченированных руд  
из гидрогетитовых оолитов с таким же цементом  
(Месторождения Кара-сандык и Талды-эспе)**

Место взятия образца	Нераствори- мый остаток	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +TiO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Потери при прокаливании	Fe металлич. общее
<b>Кара-сандык</b>								
1. Расчистка 1, слой 5 (обр. 27) . . . . .	13,61	Не опред.	71,58	Не опред.	Не опред.	0,45	10,80	50,06
2. Расчистка 1, слой 9 (обр. 28) . . . . .	18,22	То же	60,34	То же	1,62	0,28	12,00	42,20
3. Расчистка 1, слой 16 (обр. 29) . . . . .	11,22	»	62,76	»	Не опред.	0,18	13,30	43,89
4. Расчистка 1, слой 22 (обр. 30) . . . . .	31,56	»	50,69	»	То же	0,27	11,40	35,45
5. Расчистка 2, слой 7 (обр. 31) . . . . .	7,30	»	64,36	»	1,92	0,34	14,10	45,01
6. Расчистка 2, слой 8 (обр. 32) . . . . .	12,59	»	63,56	»	Не опред.	0,16	11,75	44,45
7. Расчистка 2, слой 13 (обр. 33) . . . . .	16,36	»	61,14	»	То же	0,18	12,50	42,76
8. Расчистка 2, слой 20 (обр. 34) . . . . .	19,24	»	60,34	»	1,84	0,44	12,60	42,20
9. Расчистка 2, слой 21 (обр. 36) . . . . .	24,55	»	51,29	»	Не опред.	0,31	10,30	35,81
10. Расчистка 3, слой 2 (обр. 37) . . . . .	22,24	»	53,11	8,88	То же	0,55	10,90	37,14
11. Расчистка 3, слой 3 (обр. 38) . . . . .	9,50	8,30	66,78	8,75	0,90	0,04	12,30	46,70
12. Расчистка 3, слой 5 (обр. 39) . . . . .	15,86	14,10	64,35	7,50	1,76	0,23	11,10	45,00
13. Расчистка 3, слой 11 (обр. 40) . . . . .	13,16	Не опред.	61,95	8,15	Не опред.	Нет	11,70	43,32
14. Расчистка 3, слой 13 (обр. 41) . . . . .	13,92	13,00	64,35	7,20	То же	0,40	12,30	45,00
15. Расчистка 3, слой 15 (обр. 42) . . . . .	13,60	Не опред.	60,34	9,10	»	0,27	11,30	42,20
16. Расчистка 4, слой 5 (обр. 43) . . . . .	Не опред.	12,59	57,13	8,10	0,85	Не опред.	11,50	39,99
17. Расчистка 4, слой 6 (обр. 44) . . . . .	То же	11,86	52,15	7,05	1,20	То же	12,10	36,55
<b>Талды-эспе</b>								
18. Скв. 2, слой 17 (обр. 45)	12,59	Не опред.	63,56	7,40	Не опред.	0,16	11,75	44,45
19. Скв. 3, слой 13 (обр. 46)	13,92	То же	64,35	8,05	То же	0,40	12,30	45,00

В шлифах описываемых руд ни разу не были встречены оолиты, в которых сохранились бы остатки хлорита. Цемент руд всегда состоит из одного кальцита. Он бывает слабо прокрашен окислами железа, но отдельные участки гидрогетитового или хлоритового цемента в нем никогда не встречаются (табл. VIII, фиг. 1). Как правило, по структуре это цемент сплошного выполнения пор.

Нередко в руде с кальцитовым цементом имеются не только оолиты, но также галечки и обломки железистых конкреций или неолитового гидрогетита. Такие породы намечают переход к мелкогалечным конгломератовым рудам с кальцитовым цементом, которые описаны ниже.

Руды с кальцитовым цементом в разрезах месторождений Чокусинской синклинали встречаются очень редко, отдельными невыдержанными прослойками. Прослойку такой руды, мощностью 5—8 см, можно видеть, например, в основании рудной залежи в самых южных обнажениях Западного участка месторождения Кутан-булак. Прослойки такой же руды имеются среди грубых рудных конгломератов северо-восточного крыла Северного участка этого месторождения.

Сравнительно широко распространены руды с кальцитовым цементом на месторождении Кок-булак. В овраге Тас-сай, пересекающем Центральный участок этого месторождения, можно видеть пачки такой руды, мощностью по несколько метров, выступающие вертикальными стенками или даже образующие карнизы среди откосов рыхлой черной сыпучки. Однако бурением установлено, что руды с кальцитовым цементом на этом участке распространены только отдельными небольшими пятнами в узкой полосе вдоль оврага Тас-сай. Они не прослеживаются ни в глубину, под уровень грунтовых вод, ни в стороны от оврага — на площади, где сохранилась коренная вскрыша руд. Во время разведки руды с кальцитовым цементом были встречены еще в нескольких местах Центрального и Северного участков месторождения Кок-булак, в виде пачек значительной мощности среди руд других типов, преимущественно среди черных сыпучих руд, но всегда на ограниченной площади, явно связанной с какими-то депрессиями современного или раннечетвертичного рельефа. Ни разу руда с кальцитовым цементом не была встречена ниже уровня грунтовых вод, что говорит об ее вторичном эпигенетическом происхождении. Подробнее процесс ее образования рассматривается ниже.

Образцы руд с кальцитовым цементом были обработаны на холоду 5%-ной соляной кислотой. Кальцит при этом полностью растворялся, а гидрогетитовые оолиты, освобожденные от цемента, были подвергнуты механическому анализу.

Механический состав их позволил выделить две группы образцов руд с кальцитовым цементом. Эти группы различаются по содержанию в бескарбонатном материале фракции мельче 0,1 мм. В первой группе оно очень мало и не превышает 5,44%, а в среднем составляет 2,45%. Во второй группе оно значительно больше, не снижается менее 11,56%, а в среднем составляет 18,43%. Сравнение с данными определений количества  $\text{CaCO}_3$  показывает, что первая группа образцов характеризуется значительно более высоким содержанием цементного кальцита, чем вторая. Так как в шлифах видно, что в обоих случаях цемент имеет характер сплошного выполнения пор, то можно предполагать, что именно большое количество алевроитового и пелитового материала в образцах второй группы было причиной сравнительно невысокого содержания цементного кальцита. В образцах первой группы такого материала между оолитами почти не было, руда первоначально была крупнопористой и содержание выполненного эти поры эпигенетического цемента могло достигать 17—25%. Следовательно, руды с кальцитовым цементом до своей цементации были несколько различными по механическому составу.

Данные сухого отсева первой группы образцов руд с кальцитовым цементом (после растворения  $\text{CaCO}_3$ ) приведены в табл. 48, а данные электромагнитного разделения фракций отсева этих образцов — в табл. 49.

Сравнивая цифры этих таблиц с цифрами аналогичных таблиц для других, рассмотренных выше типов руд, нетрудно убедиться, что оолитовый материал первой группы образцов руд с кальцитовым цементом

Механический состав (в %) руд с кальцитовым цементом после растворения в HCl (Центральный и Северный участки месторождения Кок-булак; руды с большим количеством кальцита)

Место взятия образца	Фракции сухого рассева в мм					Количество CaCO <sub>3</sub>	Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1			
1. Тас-сай, руда из верхнего слоя обнажения (обр. 87)	2,14	16,03	55,44	21,96	5,44	17,27	0,33	1,38
2. Тас-сай, руда из обнажения (обр. 88)	11,19	14,84	50,09	21,36	2,52	22,14	0,32	1,49
3. Скв. 46, глубина 18 м (обр. 100)	5,50	10,15	55,25	28,00	1,10	23,98	0,35	1,43
4. Скв. 225, глубина 19 м (обр. 89)	3,04	5,86	52,90	36,05	2,15	Не опр.	0,31	1,45
5. Скв. 326, глубина 19—20 м (обр. 90)	3,80	11,45	58,20	25,50	1,05	25,02	0,38	1,37
Среднее из 5 образцов	5,15	11,67	54,16	26,57	2,45	22,10	0,34	1,42

Таблица 49

Электромагнитное обогащение фракций руд с кальцитовым цементом после растворения в HCl

Место взятия образца	% выхода магнитной части	Фракции магнитной части в % к общей навеске					% выхода немагнитной части	Фракции немагнитной части в % к общей навеске				
		>1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	<0,1 мм		>1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	<0,1 мм
1. Тас-сай, руда из верхнего слоя обнажения (обр. 87)	92,35	2,14	15,65	54,00	20,00	0,06	7,65	Нет	0,40	0,50	1,50	5,25
2. Тас-сай, руда из обнажения (обр. 88)	87,42	9,10	13,15	47,10	17,62	0,45	12,58	2,09	1,70	3,00	3,75	2,04
3. Скв. 46, глубина 18 м (обр. 100)	90,65	5,05	8,30	50,75	26,50	0,05	9,35	0,48	1,84	4,48	1,53	1,02
4. Скв. 225, глубина 19 м (обр. 89)	93,10	3,15	5,30	51,80	32,60	0,25	6,90	Нет	0,55	1,08	3,40	1,87
5. Скв. 326, глубина 19—20 м (обр. 90)	90,81	3,70	9,90	53,81	23,15	0,25	9,19	0,12	1,50	4,45	2,30	0,82
Среднее из 5 образцов	90,87	4,63	10,46	51,49	24,08	0,21	9,13	0,53	1,20	2,70	2,50	2,20

очень близок к оолитовому материалу черных сыпучих руд (табл. 18, 19 и 20). У них одинаковый, очень низкий процент выхода фракции меньше 0,1 мм, причем эта фракция в обоих случаях целиком или почти целиком является немагнитной, примерно одинаковый процент выхода магнитного концентрата, одинаково пестрое содержание фракции более 1 мм, очень близкие средние размеры оолитов, в главной своей массе и там

Механический состав (в %) руд с кальцитовым цементом после растворения в соляной кислоте (руды с малым количеством кальцита)

Место взятия образца	Франкции сухого отсева в мм						Количество СаСО <sub>3</sub>	Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	<0,1	0,1—0,25	0,25—0,5	0,5—1,0	1,0—2,0	Нерастворимый остаток			
1. Кок-булак, скв. 196, глубина 18—20 м (обр. 107) . . .	5,68	30,04	28,90	23,82	11,56	92,40	7,60	0,38	2,00
2. Кок-булак, скв. 224, глубина 6 м (обр. 427) . . . . .	7,11	13,25	28,49	31,40	19,75	96,63	2,37	0,24	1,95
3. Кок-булак, скв. 435, глубина 16—17 м (обр. 493) . . .	2,15	7,72	34,80	31,96	23,37	87,96	12,04	0,22	1,81
4. Кок-булак, шурф на ск. 435, глубина 30 м (обр. 509)	2,44	11,69	22,10	44,70	19,07	93,83	6,17	0,19	1,74
Среднее из 4 образцов	4,35	15,68	28,57	32,97	18,43	92,70	7,05	0,26	1,87

и здесь попадающих во фракцию 0,5—0,25 мм. Даже средние размеры зерен, полученные для первой группы нерастворимых остатков руд с кальцитовым цементом Центрального участка Кок-булака и для черных сыпучих руд того же участка, почти равны (0,34 и 0,33 мм). Близки и коэффициенты их сортировки (1,42 и 1,45).

Таким образом, сравнение данных механического анализа показывает, что первая группа образцов оолитовой руды с кальцитовым цементом — это эпигенетически сцементированная черная сыпучая руда. Такой вывод подтверждается изучением под бинокляром децементированного материала первой группы образцов руд с кальцитовым цементом, а также сравнением шлифов этих образцов со шлифами искусственно сцементированной черной сыпучки.

Легко убедиться, что первая группа образцов руд с кальцитовым цементом содержит только оолиты I типа, сложенные гидрогетитом, лишённые концентрического строения, с трещинками синерезиса, покрытые блестящей черной оболочкой, т. е. совершенно такие же, как в черной сыпучей руде.

Механические анализы децементированного материала второй группы руд с кальцитовым цементом (руд с малым количеством кальцита) приведены в табл. 50.

По высокому выходу фракции менее 0,1 мм и соотношению других фракций они легко могут быть сопоставлены с механическими анализами образцов бурой сыпучей руды из различных месторождений (табл. 32, 33 и 34). Содержание фракции меньше 0,1 мм в нерастворимом остатке образца руд с кальцитовым цементом из месторождения Кутан-булак (26,98%) случайно оказалось почти равным среднему содержанию этой фракции в бурых сыпучих рудах того же месторождения (26,85%). Содержание той же фракции в нерастворимых остатках руд с кальцитовым цементом с Центрального и Северного участков месторождения Кок-булак оказалось в среднем даже выше, чем содержание ее в бурых сыпучих рудах этих участков (18,43 и 9,40%).

Изучение под бинокляром различных фракций механического анализа децементированного материала второй группы образцов руд с кальцитовым цементом подтверждает их образование за счет цементации бурой сыпучей руды. Ослиты этой группы образцов не черные, блестящие, как

**Химический состав (в %) типичных образцов руд  
(Центральный участок)**

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1. Тас-сай, руда на поверхности обнажения (обр. 87) . . . . .	5,48	54,94	Нет	7,82	0,36	10,32	0,30	Нет	1,00
2. Тас-сай, руда из обнажения (обр. 88)	7,04	52,59	0,14	6,08	0,36	12,40	0,22	»	0,70
3. Скв. 46, глубина 18 м (обр. 100) . . . . .	10,24	50,36	0,15	4,94	0,20	13,44	0,23	0,13	0,50
4. Скв. 57, глубина 39,30—39,70 м (обр. 171)	16,14	45,49	0,26	3,81	Нет	13,36	0,36	0,12	0,70
5. Скв. 336, глубина 19—20 м (обр. 90) . . . . .	6,10	55,19	Нет	5,00	»	14,01	0,15	Нет	Не опр.
Среднее из 5 образцов . . . . .	9,00	51,72	0,11	5,53	0,18	12,71	0,25	0,05	0,72

Примечание. Сера в этих образцах отсутствует.

**Химический состав (в %) остатков от растворения руд  
(Центральный участок)**

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Кварц	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
<b>I. Нсобработанные</b>											
1. Тас-сай, шурф 2, руда из отвала (обр. 76) . . . . .	7,70	Не опред.	66,42	Следы	7,05	0,30	Нет	0,30	Нет	1,89	Нет
2. Тас-сай, руда из обнажения (обр. 88) . . . . .	6,46	То же	66,01	»	7,56	0,28	0,60	0,34	»	1,58	»
<b>II. Магнитный концентрат</b>											
3. Тас-сай, руда из обнажения (обр. 88) . . . . .	3,40	3,00	68,24	0,13	8,81	0,37	2,28	0,55	Нет	1,62	Нет
<b>III. Фракция меньше</b>											
4. Тас-сай, руда из обнажения (обр. 88) . . . . .	11,60	5,45	61,55	0,24	9,30	0,36	0,30	0,58	Неопределялись		

в первой группе, а рыжие или бурые, матовые с поверхности. Фракция меньше 0,1 мм этих образцов представляет собой мелкие обохранные зерна обломочных минералов и порошокватый охристый гидрогетит, который отмечался в той же фракции и в бурых сыпучих рудах.

Таким образом, цифры механических анализов и изучение под биноклем фракций механического анализа позволяют утверждать, что оолитовые руды с кальцитовым цементом образовались за счет эпигенетической цементации руды двух других подтипов: черной сыпучей руды и бурой сыпучей руды.

из гидрогетитовых оолитов с кальцитовым цементом  
месторождения Кок-булак)

CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	Fe метал- лич. общее	Каль- цит	Пере- счет на гетит	Колич. H <sub>2</sub> O в ге- тите	Избыток воды про- тив гетита	Отношение Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :H <sub>2</sub> O	Вероятное количество Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · ·nH <sub>2</sub> O
7,50	9,28	2,78	99,60	38,44	17,27	61,12	6,18	3,10	1 : 1,50	64,22
9,63	8,89	2,17	100,27	36,81	22,14	58,50	5,91	2,98	1 : 1,50	61,48
10,62	8,10	1,15	100,06	35,30	23,98	56,02	5,66	2,44	1 : 1,43	58,46
11,64	6,50	1,50	99,88	31,84	23,84	50,60	5,11	1,39	1 : 1,27	51,99
11,01	7,05	1,05	99,87	38,63	25,02	61,40	6,21	0,84	1 : 1,14	62,24
10,08	7,97	1,73	99,93	36,21	22,45	57,53	5,81	2,15	1 : 1,37	59,67

Таблица 52

с кальцитовым цементом в слабой соляной кислоте  
месторождения Кок-булак)

CO <sub>2</sub>	C	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	Fe метал- лич. общее	Пере- счет на гетит	Колич. H <sub>2</sub> O в ге- тите	Избыток H <sub>2</sub> O про- тив гетита	Отношение Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : H <sub>2</sub> O	Вероятное количество Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · ·nH <sub>2</sub> O
нерастворимые остатки										
0,11	Нет	11,02	3,00	97,79	46,49	73,89	7,47	3,55	1 : 1,47	77,44
0,20	»	11,46	3,58	98,07	46,20	73,44	7,43	4,03	1 : 1,54	77,47
нерастворимого остатка (черные оолиты)										
1,00	0,19	10,32	2,68	98,59	47,77	75,92	7,68	2,64	1 : 1,34	78,56
0,10 мм нерастворимого остатка										
0,10	0,46	8,48	4,22	97,19	43,08	68,47	6,92	1,56	1 : 1,23	70,03

Это подтверждается и соотношением различных типов руд в разрезах. Поскольку черные сыпучие руды, по крайней мере на месторождении Кок-булак, распространены гораздо шире, чем бурые, и образуют тела гораздо большей величины, постольку возникшие из них руды с кальцитовым цементом также распространены несколько больше и залегают более мощными телами (например, в овраге Тас-сай), чем руды с кальцитовым цементом, возникшие за счет бурых сыпучих руд.

Полным химическим анализам подвергались только образцы первой группы руд с кальцитовым цементом, т. е. руд с высоким содержанием

кальцита, образовавшихся за счет цементации черной сыпучей руды (табл. 51). Судя по анализам, эти руды содержат от 17,27 до 25,02%  $\text{CaCO}_3$ . Содержание других компонентов в них соответственно пониженное по сравнению с остальными типами руд:  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  от 45,49 до 55,19%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  от 3,81 до 7,82% и т. д. Закисное железо или отсутствует совсем, или составляет доли процента. Степень обводненности окислов железа (отношение  $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{H}_2\text{O}$ ) колеблется от 1 : 1,14 до 1 : 1,50, т. е. в тех же пределах, как и для черной сыпучей руды. В среднем оно равно 1 : 1,37. Как и в сыпучих рудах, часто совершенно отсутствует марганец. Таким образом, мы видим, что данные химического анализа руд с кальцитовым цементом не противоречат сделанным выше выводам о происхождении их за счет цементации черной сыпучей руды.

Еще более очевидным это становится при просмотре химических анализов остатков от растворения руд с кальцитовым цементом в слабой соляной кислоте. Эти анализы сведены в табл. 52. Из нее, в частности, видно, что магнитный концентрат таких нерастворимых остатков (т. е. выделенные из руды с кальцитовым цементом оолиты) содержит значительное количество свободного глинозема. Молекулярное отношение глинозема к растворимому кремнезему равно для него 13,2 (см. табл. 25). Такие соотношения этих двух химических компонентов встречаются исключительно в оолитах черной сыпучей руды.

Последний анализ табл. 52 свидетельствует о том, что фракция меньше 0,1 мм нерастворимого остатка руд с кальцитовым цементом также сложена на 70% рудным материалом и лишь в незначительной степени кварцем (5,45%) и глинистыми минералами.

Данные этого анализа находятся в кажущемся противоречии с результатами электромагнитного обогащения фракций механического анализа того же образца (см. табл. 49). Из таблицы видно, что магнитная часть фракции меньше 0,1 мм составляет всего 0,45% породы, а немагнитная часть той же фракции 2,04%. Можно было бы ожидать, что химический анализ неразделенной фракции меньше 0,1 мм даст около 20% гидрогетита, а он дал его около 70%. Это объясняется тем, что мелкие зерна кварца и других нерудных минералов, не попадающие в магнитный концентрат, также содержат значительное количество гидрогетита — в виде поверхностных пленок, заполнения трещинок, а часто и замещения отдельных частей этих зерен.

### 3. БОБОВО-ООЛИТОВЫЕ РУДЫ

Основная масса бобово-оолитовых руд состоит из обычных оолитов бурого железняка, но среди них разбросаны, то более, то менее густо, «бобовины» овальной или продолговатой формы, иногда с гладкой блестящей оболочкой. Диаметр «бобовин» от 0,5 до 1 см (табл. VII, фиг. 2, 3 и 4). В большинстве случаев они могут быть легко выделены из породы. Изучение шлифов показывает, что эти «бобовины» состоят из скопления чистых оолитов или оолитов среди кварцевого алеврита, сцементированных гидрогетитом и облеченных общей однослойной, а иногда и многослойной оболочкой из гидрогетита. В некоторых случаях оболочка образует выпуклости, повторяющие форму заключенных внутри бобовины оолитов (табл. VII, фиг. 3, 4).

Многочисленные шлифы показывают, что материал бобовин отличается от материала вмещающей породы. Иногда они различаются по величине, форме и минералогическому составу оолитов, иногда по примеси кварцевого алеврита, который присутствует или только в бобовинах, или только в окружающей породе. Это говорит о том, что бобовины железных

руд Приаралья представляют собой не продукт коагуляции бесструктурного геля (диагенетические конкреционные образования), как бобовины многих других железорудных месторождений (Халилово, Малка,) а группы оолитов, облекавшихся общей оболочкой в процессе перемещения по дну бассейна течениями. Этому способу их образования соответствует и то, что цемент внутри бобовин никогда не бывает хлоритовым, даже в том случае, когда хлорит имеется во вмещающей бобовины руде.

Количество оолитов в бобовинах очень различно. В Приаральских рудах отмечается от 3 до 65 оолитов в шлифе одной бобовины.

Бобово-оолитовые руды бывают рыхлыми, с неясно выраженной слоистостью, и плотными, сцементированными. В последнем случае в них хорошо заметна неправильная косая слоистость.

Эти руды присутствуют лишь в более северных месторождениях Чокусинской синклинали, обычно в виде прослоев и линз. На месторождении Кутан-булак они играют более заметную роль, образуя иногда слои до 5—6 м мощностью в разных частях рудной залежи, а в некоторых выработках даже слагая ее целиком (шурфы 36, 61 и некоторые другие).

На месторождении Талды-эспе имеются руды, в которых «бобовины» плотно соприкасаются друг с другом; в местах соприкосновения они сцементированы гидрогетитом, а остальное пространство между ними остается пустым. Следовательно, эти руды плотны, но пористы.

На месторождениях Кара-сандык и Кок-булак прослоев бобово-оолитовых руд нет. Вообще бобово-оолитовые руды в месторождениях Северного Приаралья распространены нешироко и, кроме месторождения Кутан-булак, редко встречаются в своих типичных разностях. По своему генезису они занимают промежуточное положение между рудами оолитовыми и мелкогалечными конгломератовыми. Бобово-оолитовые руды иногда содержат кроме бобовин явные угловатые галечки руды древней генерации, уже уплотнившейся к моменту перемива, иногда же переходят в оолитовые разности, заключающие лишь редкие мелкие бобовины.

Механические анализы бобово-оолитовых руд, дезинтегрированных кипячением в воде, сведены в табл. 53. Эти анализы показывают, что бобово-оолитовые руды представляют собой образования весьма разнотельные, коэффициент сортировки которых редко бывает небольшим (1,35—1,36), иногда достигает даже 5, а в среднем также очень велик (2,86). Отчасти это объясняется присутствием в изучавшихся образцах большого количества пелитовых и алевролитовых фракций, преимущественно сложенных гидрогетитом, который дает при дезинтеграции цемент руд. Суммарное количество этих фракций колеблется от 5,80 до 41,78%, а в среднем составляет 20,74%, т. е. немного меньше, чем в оолитовых рудах с гидрогетитовым цементом (см. табл. 43). Однако несомненно, что и в подвергавшемся цементации рудном материале бобово-оолитовых руд диаметр частиц был весьма различным.

В то время как в оолитовых рудах с гидрогетитовым цементом фракция больше 1 мм никогда не превышала 10% и в среднем составляла 6,16%, в бобово-оолитовых рудах ее количество изменяется от 19,20 до 36,84%, в образце из расчистки 2 месторождения Бирде-куль достигает 58,71%, а в среднем составляет 28,85%. Эта фракция состоит главным образом из бобовин, хотя на месторождении Кутан-булак в нее попадает и наиболее крупная часть одиночных оолитов.

Фракции от 1 до 0,1 мм сложены преимущественно оолитами. Просмотр данных механического анализа показывает, что на месторождении Кутан-булак в бобово-оолитовых рудах преобладают оолиты среднетельные (0,5—0,25 мм) и крупнотельные (1,0—0,5 мм). Некоторые образцы более чем на половину состоят из крупных оолитов (шурф 2, слой 5; шурф 3, слой 6). На более южном месторождении Талды-эспе



крупные оолиты преобладают лишь в одном образце, а в трех остальных главная часть оолитов принадлежит фракции 0,25—0,1 мм.

Вычисленные в таблице средние размеры зерен образцов занижены против первоначальных средних размеров зерен осадка за счет присутствия алевроитового и пелитового цементного материала.

Таблица 53

Механический состав (в %) бобово-оолитовых гидрогетитовых руд (месторождения Чокусинской синклинали)

Место взятия образца	Франции в мм							Сумма фракций <0,1 мм	Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01			
Кутан-булак										
1. Шурф 2, слой 5 . . .	20,55	55,23	4,07	3,71	1,63	3,10	11,71	16,44	0,69	1,36
2. Шурф 3, слой 6 . . .	20,00	58,70	9,99	3,77	1,29	1,60	4,65	7,54	0,73	1,35
3. Шурф 130, слой 12, глубина 16 м . . .	19,20	15,78	11,92	18,21	14,13	10,21	10,55	34,89	0,22	3,54
4. Шурф 130, слой 13, глубина 17 м . . .	25,63	12,88	6,77	18,18	14,40	10,73	11,41	36,54	0,20	4,25
5. Расчистка 118, слой 4, глубина 1,2 м . . .	20,56	18,04	20,54	19,78	8,10	4,30	8,68	21,08	0,34	2,59
6. Расчистка 118, слой 5, глубина 2,6 м . . .	23,50	15,16	40,12	12,36	2,68	1,84	4,34	8,86	0,40	1,90
7. Расчистка 118, слой 7, глубина 5 м . . .	36,84	22,36	28,20	6,80	2,10	1,30	2,40	5,80	0,68	2,25
8. Расчистка 118, слой 11, глубина 8,5 м . . .	20,94	13,56	27,18	19,44	5,88	5,24	7,76	18,88	0,34	2,29
9. Расчистка 120, слой 1	32,84	19,16	20,34	14,88	5,38	3,08	4,32	12,78	0,55	2,45
Талды-эспе										
10. Скв. 120, слой 3	22,86	37,82	22,72	8,00	2,56	1,80	4,24	8,60	0,61	1,74
11. Руда из обн. 1, Тасты-сай . . . . .	30,96	6,60	5,10	15,56	17,27	13,27	11,24	41,78	0,14	5,00
12. Руда из обн. 2, Тасты-сай . . . . .	35,24	11,70	7,65	13,98	10,80	11,17	9,46	31,43	0,40	4,35
13. Руда из обн. 3, Тасты-сай . . . . .	28,49	10,10	9,06	16,52	11,95	11,44	12,44	35,83	0,21	4,50
Бирде-куль										
14. Расчистка 1, слой 1	35,58	15,88	9,01	16,35	10,15	8,81	4,22	23,18	0,52	3,79
15. Расчистка 2, слой 3	58,71	20,89	9,10	3,76	1,20	1,69	4,65	7,54	1,25	1,60
Среднее из 15 образцов . . . . .	28,85	22,26	15,39	12,75	7,30	5,98	7,47	20,74	0,49	2,86

Имеющиеся неполные химические анализы бобово-оолитовых руд месторождений Кутан-булак и Талды-эспе приведены в табл. 54. Они показывают, что содержание железа в них несколько ниже, а содержание кремнезема несколько выше, чем в оолитовых гидрогетитовых рудах тех же месторождений. Первое колеблется от 36,05 до 43,32% и в среднем составляет 38,54%; второе колеблется от 17,04 до 23,00% и в среднем составляет 19,59%. Количество окиси кальция определено выше, чем в оолитовых рудах; оно колеблется от 0,57 до 5,48% и в среднем составляет 2,39%. Содержание же остальных химических компонентов не

Химический состав (в %) типичных образцов бобово-оолитовых руд

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	S	Потери при про- каливании	Сумма	Fe метал- лич. общес
Месторождение Кутан-булак												
1. Гасястка 120, глубина 5 м . . . . .	23,00	56,65	Нет	5,41	0,60	0,50	0,58	1,30	0,62	10,95	99,61	39,65
2. Шурф 130, глубина 18,30—19,30 м . . . . .	19,74	53,89	Не опред.	9,68	1,65	0,40	0,51	1,13	0,40	11,66	99,06	37,69
3. Шурф 151, глубина 11,0—12,0 м . . . . .	20,95	52,37	То же	4,90	5,48	2,17	0,45	0,50	0,96	14,04	101,82	36,71
4. Шурф 3, слой 6 . . . . .	17,04	54,43	0,30	7,68	0,57	1,00	0,93	0,45	0,10	9,00	91,50	38,10
5. Средняя проба из разных шурфов . . . . .	21,24	51,50	0,25	6,92	3,34	1,77	0,91	0,45	0,20	12,96	99,54	36,05
6. Средняя проба из разных шурфов . . . . .	17,84	52,36	Нет	8,81	2,25	0,95	0,97	0,49	0,17	11,88	95,72	36,65
7. Средняя проба из разных шурфов, отобранная для Института стали . . . . .	20,12	57,00	Не опред.	6,95	2,89	0,30	0,70	0,56	0,12	12,25	100,89	39,86
Среднее . . . . .	19,99	54,03	0,14	7,19	2,39	1,01	0,72	0,70	0,37	11,82	99,30	37,82
Месторождение Талды-эспе												
8. Сква. 1, слой 2 . . . . .	18,10	55,50	Не определились							12,10	—	38,82
9. Сква. 2, слой 2 . . . . .	18,24	61,95	»							10,50	—	43,32
Среднее из 9 образцов бобово-оолито- вых руд . . . . .	19,59	55,07							0,38	11,70	—	38,54

настолько резко отличается от содержания их в оолитовых рудах, чтобы при небольшом количестве анализов из этих различий можно было делать какие-либо выводы.

#### 4. МЕЛКОГАЛЕЧНЫЕ КОНГЛОМЕРАТОВЫЕ РУДЫ

Мелкогалечные конгломератовые руды состоят из окатанных или угловато-округлых галек оолитовой руды, обломков гидрогетитовых конкреций, железистого песчаника, галек кварца и, реже, окисленного сидерита или сидеритизированных глин. Диаметр обломков и галек не превышает 2 см. Более крупные обломки в этих рудах не встречаются. Иногда мелкогалечные рудные конгломераты бывают плотно сцементированными, иногда же имеют слабый цемент. Гальки этого типа руд бывают то более, то менее отсортированы. Цемент в них часто становится базальным, с погруженными в него гальками и обломками железистых конкреций. Мелкогалечные конгломераты всегда содержат много свободных (не заключенных в гальки) оолитов и дают постепенные переходы к оолитовым рудам с редкой рассеянной галькой руды более древней генерации.

По минералогическому составу цемента мелкогалечные конгломераты делятся на три подтипа: гидрогетитовые, сидеритово-хлоритовые и кальцитовые. Необходимо отметить, что во всех случаях обломочные компоненты мелкогалечных конгломератов сложены гидроксидами железа, даже в рудах с сидеритово-хлоритовым цементом, лежащих ниже уровня грунтовых вод.

4а. Мелкогалечные конгломератовые руды с сидеритово-хлоритовым цементом. Руды этого подтипа, как и другие мелкогалечные конгломератовые руды, содержат большое количество мелких галек гидрогетитовой оолитовой руды древней генерации, мелких, иногда слегка изогнутых плоских обломочков массивного гидрогетита и железистого алевролита. Кроме того, в них изредка встречаются более угловатые обломки в различной степени окисленного сидерита. Только цемент этой разности руд сохранился первичным, указывающим на восстановительный характер иловых вод в зоне отложения рудного материала. Перечисленные обломочные компоненты чисто гидрогетитового или преимущественно гидрогетитового состава находятся в сидеритово-хлоритовом цементе, который в глубине рудных залежей часто совершенно не содержит гидрогетита.

Рудные обломки сопровождаются большим или меньшим количеством оолитов, среди которых имеются и чисто гидрогетитовые (I типа) и относительно более поздние по времени образования оолиты, состоящие из перемежающихся концентров хлорита и гидрогетита (II типа). Реже встречаются оолиты, состоящие главным образом из хлорита, обычно в той или иной степени окисленного и пигментированного гидрогетитом. Количественные соотношения между оолитами того или иного типа, а также между оолитами и рудными обломками бывают самыми различными.

При изучении шлифов руд описываемого типа установлено, что количество цемента и его состав также могут быть самыми различными. В некоторых случаях цемент состоит из крупных, хорошо раскристаллизованных зерен сидерита в слабо раскристаллизованном хлорите. В таком цементе кроме обломков и галек гидрогетитового состава встречаются только редкие хлоритовые оолиты. В других случаях окисленные обломки и гальки руды более древней генерации расположены среди большого количества хлоритово-гидрогетитовых оолитов и только небольшое количество цементного сидерита скрепляет такой конгломерат. Подобно

оолитовым рудам с сидеритово-хлоритовым цементом, мелкогалечные конгломератовые руды с таким же цементом не поддаются дезинтеграции. Поэтому количественно определить в их составе участие различных гранулометрических компонентов не удается. Однако на основании осмотра образцов и изучения шлифов можно утверждать, что среди них имеются не только оолитовые разности с небольшой примесью мелких рудных галек, но и разности, состоящие преимущественно из галек со сравнительно небольшим количеством оолитового материала между ними.

Мелкогалечные конгломераты с сидеритово-хлоритовым цементом нигде не образуют самостоятельных рудных залежей, но наблюдаются в виде небольших линз среди оолитовых руд с таким же цементом. В очень небольшом количестве они встречены в глубине рудной залежи Центрального участка месторождения Талды-эспе (шурф 208 и некоторые соседние) и в керне трех скважин, пересекших вдалеке от береговых обрывов рудное тело месторождения Кара-сандык. Несколько чаще руды этого подтипа встречаются среди оолитовых руд с сидеритово-хлоритовым цементом на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак. Во всех случаях они обнаружены только ниже уровня грунтовых вод.

На месторождениях Кулан-булак, Бирде-куль, Джангиз-тюбе и на Южном участке Кок-булака мелкогалечные конгломераты с сидеритово-хлоритовым цементом не встречены.

Имеющиеся химические анализы руд этого подтипа приведены в табл. 55. Они немногочисленны и по своим результатам принципиально почти не отличаются от анализов оолитовых руд с таким же цементом. Поэтому, не разбирая их подробно, отметим, что конгломератовые руды богаче оолитовых по содержанию  $Fe_2O_3$  и беднее по содержанию  $FeO$ , а следовательно и сидерита. Это видно хотя бы из сравнения следующих средних цифр по месторождению Кок-булак.

	$Fe_2O_3$	$FeO$	Сидерит
Конгломератовые руды . . . . .	41,43%	11,01%	14,27%
Оолитовые руды . . . . .	32,43%	17,91%	27,18%

Такое различие, естественно, объясняется тем, что в конгломератовой руде содержится много галек, сложенных почти исключительно гидрогетитовым материалом. В рудах оолитовых их место занимают гидрогетитово-хлоритовые оолиты и сидеритовый цемент. Следует отметить, что, судя по анализу образца из шурфа 208 на месторождении Талды-эспе, и в конгломератовых рудах содержание сидерита иногда может подниматься до 25,31%. Впрочем зеленая руда этого шурфа содержит лишь рассеянную гальку и, может быть, было бы правильнее отнести ее к подтипу оолитовых руд с сидеритово-хлоритовым цементом.

Следует отметить, что анализы конгломератовых руд с сидеритово-хлоритовым цементом, так же как и оолитовых руд с этим цементом (табл. 41 и 42), показывают, что на месторождениях юга Чокусинской синклинали в них содержится гораздо больше хлоритов, чем на Кок-булаке.

Про остальные химические компоненты можно сказать то же, что говорилось о них при описании оолитовых руд с сидеритово-хлоритовым цементом.

46. Мелкогалечные конгломератовые руды с гидрогетитовым цементом. Наиболее распространенным подтипом мелкогалечных конгломератов являющиеся руды со вторичным гидрогетитовым цементом. Они имеют бурый, красновато-бурый или бурочерный цвет. Иногда каждая галька покрыта красным блестящим налетом маловодных окислов железа.

**Химический состав (в %) типичных образцов мелкогалечных**

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO
Центральный участок								
1. Скв 1, глубина 22,46 (обр. 133) . . . . .	22,08	43,47	10,16	6,00	0,67	1,00	0,42	Нет
2. Скв. 201, глубина 43,5—44,5 м (обр. 251) . . . . .	27,18	39,30	7,66	7,14	0,50	1,40	0,69	0,29
3. Скв. 203, глубина 30 м (обр. 252) . . . . .	10,64	50,05	11,50	7,06	0,55	1,78	0,77	0,27
4. Скв. 458, глубина 54 м (обр. 833) . . . . .	20,21	32,92	14,70	8,08	0,40	3,76	1,72	0,18
Среднее из 4 образцов месторождения Кок-булак	20,03	41,43	11,01	7,07	0,53	1,98	0,90	0,19
5. Талды-эспе, шурф 208, глубина 18 м (обр. 130) . . . . .	16,30	24,57	22,22	11,50	0,35	2,72	1,51	0,30
6. Кара-сандык, скв. 15, глубина 40 м (обр. 132) . . . . .	12,10	40,50	20,05	7,80	0,10	1,65	1,72	Нет

Такие руды особенно характерны для месторождений Кутан-булак, Талды-эспе и Бирде-куль в Чокусинской синклинали, где они залегают пачками значительной мощности и большого протяжения. Более редко и лишь в виде небольших линз они встречаются на месторождении Кара-сандык, а также на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак. На Южном участке этого месторождения и на месторождении Джангиз-гюбе они отсутствуют.

На месторождении Талды-эспе имеются разности руд, которые в некоторых разведочных отчетах неправильно назывались бобовыми, а в действительности представляют собой мелкогалечные конгломераты. Эта разность руды сложена плотно сгруженной, хорошо окатанной и примерно одинаковой по величине галькой оолитового железняка.

Табл. 56, в которой приведены механические анализы мелкогалечных гидрогетитовых конгломератов, дезинтегрированных так же, как гидрогетитовые оолитовые руды, кипячением в воде, показывает слабую сортировку материала. Коэффициенты сортировки каждого образца этих руд очень велики и в среднем равны 3,38. Они несомненно будут меньше, если учесть цементный гидрогетит, который при дезинтеграции попадает в главной своей части в алевритовые и пелитовые фракции. Количество этих фракций в мелкогалечных гидрогетитовых конгломератах колеблется от 6,44 до 22,46%, а в среднем равно 14,96%. Эта цифра меньше, чем соответствующие цифры для гидрогетитовых оолитовых и бобово-оолитовых руд, но больше, чем та же цифра для грубых конгломератов.

Просмотр фракций под биноклем показал, что во фракцию от 2 до 1 мм еще попадает большое количество одиночных крупных оолитов (особенно в образцах с месторождения Кутан-булак) и их агрегатов. Поэтому, чтобы установить количество в рудах галечного материала, при механических анализах выделялась фракция больше 2 мм, сложенная почти исключительно рудными гальками. Количество ее, как оказалось, колеблется в разных образцах руды рассматриваемого типа от 15,0 до 46,51%, а в среднем составляет 28%. Содержание фракции от 2

## конгломератовых руд с сидеритово-хлоритовым цементом

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	Сумма	Fe метал- лич. общее	Сиде- рит	Каль- цит	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	Остаток FeO в хло- рите
-------------------------------	---	-----------------	-------------------	-------------------	-------	-------------------------	--------------	--------------	---	-------------------------------

## месторождения Кок-булак

0,81	Нет	5,26	7,78	2,24	99,89	38,33	13,81	Нет	1,77	1,55
1,17	0,05	4,26	7,06	3,26	99,96	33,47	11,23	»	2,55	0,69
1,00	0,08	4,75	8,89	2,63	99,97	44,03	11,56	1,07	2,18	4,20
0,86	0,18	9,94	6,20	0,80	99,95	33,25	20,46	4,89	1,88	2,00
0,96	0,08	6,05	7,48	2,23	99,94	37,27	14,27	1,49	2,09	2,21
0,47	0,49	11,30	5,00	3,20	99,92	34,68	25,31	3,87	1,02	6,51
0,55	0,15	5,50	7,05	2,10	99,27	43,90	12,44	1,78	1,20	12,33

до 1 мм, в которую входят и мелкие галечки и крупные оолиты, колеблется от 9,14 до 25,06%, а в среднем составляет 16,60%. Следующие три фракции (от 1,0 до 0,1 мм) сложены главным образом оолитами, с небольшой примесью равновеликих зерен кварца и других обломочных минералов. Среднее суммарное количество этих фракций — 41,02% говорит о том, что в мелкогалечных конгломератовых рудах основная роль принадлежит все же не галькам, а оолитам, к которым примешано большее или меньшее количество рудных обломочков более древней генерации.

Химические анализы мелкогалечных рудных конгломератов с гидрогетитовым цементом сведены в табл. 57 и 58. Они более полны для образцов с месторождения Кок-булак и несколько менее полны для образцов с месторождений Чокусинской синклинали. Эти анализы показывают, что руды описываемого подтипа по содержанию большинства компонентов не отличаются сколько-нибудь существенно от оолитовых гидрогетитовых руд соответствующих месторождений и что, следовательно, заключенная в них галька руды более древней генерации имеет такой же химический состав, как и включающая гальки оолитовая порода.

Однако бросается в глаза, что мелкогалечные конгломератовые руды (если они не песчанисты) всегда несколько богаче железом, чем другие разновидности сцементированных руд тех же месторождений (богаче их железом только черная сыпучка). Возможно, что это объясняется существованием вокруг большинства галек глянцевых «корочек» чистого гидрогетита. Степень гидратации окислов железа в описываемых рудах можно было вычислить только для трех образцов. Из анализа этих образцов видно, что отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>: H<sub>2</sub>O колеблется от 1 : 1,2 до 1 : 1,5, т. е. такое же, как и в других сцементированных гидрогетитовых рудах Северного Приаралья.

Определение содержания кварца в образцах мелкогалечных конгломератов не делалось, но соотношение в них SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> таково, что не позволяет предполагать наличия свободного глинозема, которое было установлено для черных сыпучих руд.

Механический состав (в %) мелкогалечных конгломератов с цементом из гидрогелита  
(Месторождения Чокунгской синклинали)

Место взятия образца	Фракции механического анализа в мм								Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки	
	>2 мм	2,0—1,0	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01			Сумма фракц. <0,1 мм
1. Кутан-булак, шурф 68, слой 3, глубина 2,8 м (обр. 47) . . . . .	28,50	9,14	15,66	20,70	14,08	4,00	2,84	5,08	11,92	0,55	3,49
2. Кутан-булак, шурф 68, слой 3, глубина 3,8 м (обр. 68) . . . . .	15,21	20,15	27,94	17,48	8,22	3,80	2,36	4,84	11,00	0,71	2,10
3. Кутан-булак, шурф 68, слой 3, глубина 4,8 м (обр. 49) . . . . .	15,00	16,98	26,08	23,14	8,36	3,82	2,36	4,26	10,44	0,55	1,91
4. Кутан-булак, шурф 68, слой 3, глубина 7,3 м (обр. 50) . . . . .	25,15	23,13	19,72	19,90	5,66	2,06	1,38	3,00	6,44	0,93	2,20
5. Кутан-булак, шурф 68, слой 3, глубина 8,3 м (обр. 54) . . . . .	20,50	17,42	18,16	25,08	8,46	3,42	2,08	4,88	10,38	0,59	2,29
6. Кутан-булак, шурф 70, слой 5, глубина 13,10 м . . . . .	15,10	25,06	25,64	18,50	6,84	2,92	2,12	3,82	8,86	0,75	1,98
7. Кутан-булак, шурф 90, слой 7, глубина 3,8 м (обр. 56) . . . . .	40,60	13,49	9,01	5,76	10,93	9,18	5,03	6,00	20,21	1,25	4,79
8. Кутан-булак, шурф 90, слой 8, глубина 5 м (обр. 57) . . . . .	25,00	21,51	13,41	7,15	12,56	7,81	6,47	6,09	20,37	0,90	3,70
9. Талды-эспе, руда из обн. Тасты-сай (обр. 58) . . . . .	46,51	13,41	7,15	12,56	7,81	6,47	3,00	3,09	12,56	1,78	3,64
10. Талды-эспе, шурф 10, слой 2, руда из отвала (обр. 60) . . . . .	38,86	11,20	6,68	11,35	9,45	8,45	10,00	4,01	22,46	1,00	5,04
11. Талды-эспе, шурф 51, слой 4, руда из отвала (обр. 59) . . . . .	31,38	14,16	10,20	13,24	11,00	10,48	5,50	4,04	20,02	0,71	4,25
12. Бирде-куль, руда из обнажения (обр. 61) . . . . .	34,23	13,53	8,14	15,74	10,45	8,98	5,00	3,93	17,91	0,83	5,15
Среднее из 12 образцов . . . . .	28,00	16,60	15,66	15,88	9,48	5,95	4,01	4,42	14,96	0,88	3,38

Что касается остальных химических компонентов, неизменно находящихся в очень малых количествах, то имеющиеся анализы недостаточны для установления достоверных средних цифр их содержания, которые можно было бы сравнивать с их количеством в рудах других типов.

4в. Мелкогалечные конгломератовые руды с кальцитовым цементом. Это плотные породы, состоящие из черных или бурых гидрогетитовых оолитов с примесью мелких галек руды более древней генерации, скрепленных кальцитовым цементом, светлым или желтым от пропитывающих его окислов железа.

Руды этого подтипа ни на одном месторождении не были обнаружены в сколько-нибудь заметном количестве. Однако они встречаются кое-где небольшими линзами на месторождениях Чокусинской синклинали, а несколько более широко развиты среди оолитовых руд с кальцитовым цементом на месторождении Кок-булак.

На Кутан-булаке, Талды-эспе и Кара-сандыке, вследствие прокрашенности кальцита окислами железа, они почти не отличаются по внешнему виду от обычных мелкогалечных бурых железняков и в поле распознаются только по реакции с соляной кислотой. Выбор образцов руд описываемого подтипа с этих месторождений на химический анализ производился после просмотра шлифов и выделения слоев, более богатых  $\text{CaCO}_3$ .

На месторождении Кок-булак, напротив, мелкогалечные конгломераты с кальцитовым цементом легко узнаются в отвалах шурфов и в обнажениях по грязно-белому цвету цемента. В таком светлом цементе особенно рельефно выделяются черные оолиты и черная окатанная железистая галка, покрытая блестящей пленкой «стеклянной головы». На всех месторождениях конгломератовые руды с кальцитовым цементом, как и оолитовые руды с кальцитовым цементом, встречаются только выше уровня грунтовых вод.

Мелкогалечные конгломератовые руды с кальцитовым цементом легко дезинтегрируются растворением на холоду в 5%-ной соляной кислоте, которая удаляет цемент, не разрушая остальных компонентов породы. Механические анализы шести обработанных соляной кислотой образцов этого подтипа руд приведены в табл. 59, а результаты электромагнитного разделения гранулометрических фракций трех из них — в табл. 60.

Эти анализы имеют большое значение для выяснения вопроса о происхождении рассматриваемых руд. Оказывается, что мелкогалечными они могут быть названы лишь по формальному текстурному признаку, а в действительности не имеют ничего общего по гранулометрическому составу с мелкогалечными конгломератовыми рудами, сцементированными гидрогетитом. Напомним, что последние содержат фракцию больше 1 мм в количестве от 31,98 до 59,92%, а в среднем 44,60%. Кальцитовые же конгломераты имеют эту фракцию в количестве от 11,78 до 20,20%, а в среднем 15,24%. Высший предел содержания в них фракции больше 1 мм еще очень далек от низшего предела ее содержания в мелкогалечных конгломератах с гидрогетитовым цементом. Мелкогалечные конгломераты с кальцитовым цементом — это руды по существу оолитовые, со сравнительно небольшой примесью рудных галек. Руды же, состоящие преимущественно из рудных галек и обломков, в Северном Приаралье никогда не имеют кальцитового цемента, а либо сидеритово-хлоритовый, либо гидрогетитовый. Это исключает возможность объяснить образование мелкогалечных конгломератовых руд с кальцитовым цементом за счет эпитогенетического изменения состава цемента других руд того же текстурного типа.

В то же время сравнение гранулометрии дезинтегрированных конгломератовых руд с кальцитовым цементом (табл. 59) с гранулометрией черной сыпучей руды (табл. 33 и 34) обнаруживает их большое сходство.



**Химический состав (в %) типичных образцов мелкогалечных  
(Месторождения)**

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + + TiO <sub>2</sub>	CaO
1. Талды-эспе, шурф 151, слой 10 (обр. 62)	12,21	61,06	0,40	10,06	0,71
2. Талды-эспе, шурф 167, руда из отвала (обр. 63) . . . . .	15,14	57,84	0,45	10,90	0,76
3. Талды-эспе, шурф 187 (обр. 64) . . . . .	9,40	61,22	0,42	12,47	0,74
4. Талды-эспе, шурф 208, слой 3 (обр. 65)	20,40	54,57	0,20	8,85	0,52
5. Кара-сандык, расчистка 1, слой 2 (обр. 66) . . . . .	12,70	57,88	Не опред.	7,75	0,30
6. Кара-сандык, расчистка 1, слой 18 (обр. 67) . . . . .	15,80	61,95	То же	7,20	0,65
Среднее . . . . .	14,27	59,09	0,37	9,54	0,61

**Химический состав (в %) типичных образцов мелкогалечных  
(Центральный участок)**

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
1. Тас-сай, конгломерат из обнажения (обр. 82) . . . . .	8,20	64,04	Нет	9,03	0,30	0,76	Нет	0,05	1,32
2. Скв. 25, глубина 8,80 м (обр. 170) . . . . .	9,36	63,52	0,22	8,56	0,38	0,72	0,50	0,10	0,60
3. Скв. 50, глубина 10,40—11,50 м (обр. 315) . . . . .	14,18	63,15	0,07	6,10	0,15	1,45	Следы	0,05	1,64
Среднее из трех образцов . . . . .	10,58	63,57	0,10	7,90	0,28	0,98	0,17	0,07	1,19

В частности, максимальное содержание грубых компонентов (фракции больше 1 мм) в нерастворимом остатке конгломератовых руд с кальцитовым цементом (20,20%) не превышает максимального содержания тех же компонентов в черной сыпучей руде (21,96%).

Это позволяет утверждать, что конгломератовые руды с кальцитовым цементом, как и оолитовые руды с таким же цементом, образовались за счет эпигенетической цементации рыхлых сыпучих руд.

Разделение руд с кальцитовым цементом на оолитовые и мелкогалечные конгломераты производилось на глаз — по видимому содержанию в них обломков руды древней генерации. Оказалось, что это разделение соответствует определенной границе в содержании фракции больше 1 мм, равной примерно 11,50%. Когда цементировались менее грубые разности черной сыпучей руды, с содержанием этой фракции не свыше 11,50%, мы называли такую породу оолитовой рудой с кальцитовым цементом. Когда цементировались более грубые их разности, с содержанием фракции

рудных конгломератов с гидрогетитовым цементом  
(Чокусинской синклинали)

MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Потеря при прокаливании	Сумма	Fe металлич. общее
0,87	0,10	0,44	0,08	13,86	99,79	43,07
0,84	0,12	0,21	0,10	13,16	99,52	40,88
0,89	0,12	0,55	0,09	14,09	99,99	43,18
0,40	0,30	0,47	0,15	11,50	97,36	38,20
0,25	0,10	0,65	0,12	12,05	91,80	40,51
0,50	0,10	0,70	0,10	11,60	98,60	43,32
0,63	0,14	0,50	0,11	12,71	97,84	41,53

Таблица 58

рудных конгломератов с гидрогетитовым цементом  
месторождения Кок-булак)

S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	Fe метал-лич.	Пересчет на гетит	Колич. H <sub>2</sub> O в гетите	Излишек H <sub>2</sub> O против гетита	Отношение Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : H <sub>2</sub> O	Вероятное колич. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · nH <sub>2</sub> O
0,05	0,40	9,20	2,10	95,45	44,83	71,24	7,20	2,00	1 : 1,28	73,24
0,10	0,69	10,72	3,98	99,45	44,42	70,67	7,15	3,57	1 : 1,50	74,24
0,16	0,35	8,50	3,10	98,90	44,42	70,25	7,10	1,40	1 : 1,20	71,65
0,10	0,48	9,47	3,06	97,95	44,49	70,72	7,15	2,32	1 : 1,33	73,04

больше 1 мм, превышающим 11,50%, мы называли породу мелкогалечным конгломератом с кальцитовым цементом. Граница между этими подтипами руд, конечно, чисто условная. Может быть, ее правильнее проводить по более низкому содержанию фракции больше 1 мм.

При описании оолитовых руд с кальцитовым цементом оказалось, что механические анализы позволяют установить две их разновидности, различающиеся по содержанию фракции меньше 0,1 мм. Руды с малым содержанием этой фракции образовались за счет цементации черной сыпучей руды. Руды с большим содержанием этой фракции — за счет цементации бурой сыпучей руды. Те же две разновидности можно наметить среди мелкогалечных конгломератовых руд с кальцитовым цементом. Образцы их с месторождения Кок-булак имеют низкое содержание фракции меньше 0,1 мм (4,78—8,02%) и образовались, по-видимому, за счет цементации грубых разностей широко распространенных на этом месторождении черных сыпучих руд. Образцы же их с месторождений

**Механический состав (в %) мелкогалечных конгломератов с кальцитовым цементом после растворения в HCl**

Место взятия образца	Фракция сухого рассева в мм					Количество СаСО <sub>3</sub>	Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	<0,1			
1. Кутан-булак, шурф 4, слой 5 (обр. 112) . . . . .	15,02	12,30	30,45	25,17	17,06	25,09	0,30	2,10
2. Кутан-булак, шурф 2, слой 8 (обр. 6) . . . . .	13,69	17,83	17,82	23,68	26,98	Не опр.	0,25	2,58
3. Кара-сандык, рудный мыс (обр. 113) . . . . .	12,50	18,40	32,10	20,65	16,35	14,30	0,33	2,03
4. Талды-эспе, шурф 8, слой 5 (обр. 114) . . . . .	18,26	18,76	17,74	18,01	27,23	16,34	0,30	2,83
5. Кок-булак, Тас-сай, руда из обн. 1 (обр. 116) . . . .	11,78	17,38	49,23	16,83	4,78	23,77	0,39	1,41
6. Кок-булак, Тас-сай, руда из обн. 2 (обр. 119) . . . .	20,20	15,10	35,18	31,50	8,02	Не опр.	0,40	1,66
Среднее из 6 образцов .	15,24	16,63	30,62	20,97	16,74	19,88	0,33	2,10

Таблица 60

**Электромагнитное обогащение фракций мелкогалечных конгломератов с кальцитовым цементом после растворения в HCl**

Место взятия образца	% выхода магнитной части	Магнитная часть в % к общей навеске					% выхода немагнитной части	Немагнитная часть в % к общей навеске				
		>1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	<0,1 мм		>1 мм	1,0—0,5 мм	0,5—0,25 мм	0,25—0,1 мм	<0,1 мм
1. Кара-сандык, Рудный мыс (обр. 113)	80,43	9,30	17,50	28,15	15,18	10,30	19,57	3,22	0,95	3,90	5,50	6,00
2. Кок-булак, Тас-сай, руда из обн. 1 (обр. 116)	89,05	11,62	17,02	44,81	13,85	1,75	10,95	0,15	0,35	4,45	2,95	3,05
3. Кок-булак, руда из обн. 2 (обр. 119) . .	85,05	19,50	13,80	30,10	15,90	5,75	14,95	0,73	1,31	5,10	5,55	2,26
Среднее из трех образцов . . . .	84,84	13,47	16,11	34,35	14,98	5,93	15,16	1,37	0,87	4,48	4,67	3,77

Чокусинской синклинали имеют высокое содержание фракции меньше 0,1 мм (16,35—27,23%) и, очевидно, образовались за счет грубых разностей бурых сыпучих руд.

Во всех случаях основную часть нерастворимого остатка мелкогалечных конгломератовых руд с кальцитовым цементом составляют фракции от 1 до 0,1 мм, заключающие оолиты и небольшую примесь равновеликих им зерен обломочных минералов. Величина суммы этих фракций в изученных образцах колеблется от 54,51 до 83,44% и в среднем равна 68,22%. Чаще всего оолиты преобладают во фракции 0,5—0,25 мм, но иногда они довольно равномерно распределены между различными псаммитовыми фракциями.

Химические анализы мелкогалечных конгломератовых руд с кальцитовым цементом приведены в табл. 61. Они показывают, что руды этого типа почти ничем не отличаются по составу от оолитовых руд с кальцитовым цементом (см. табл. 51). Как будто намечается только, что конгломератовые руды несколько богаче кремнеземом и беднее глиноземом, чем руды оолитовые. Это может объясняться тем, что галечный материал исходных черных сыпучих руд лишь в очень слабой степени был затронут тем процессом выноса кремнезема и накопления свободного глинозема, сильное развитие которого было установлено для оолитов этих руд. Такое предположение подтверждается анализом выделенных из черной сыпучей руды галек, результаты которого приведены в главе IX. Этот анализ ясно говорит об отсутствии в гальках свободного глинозема, который в большом количестве присутствует во вмещающем оолитовом материале черной сыпучки (см. табл. 24 и 25).

Содержание окислов железа в конгломератовых рудах с кальцитовым цементом так же несколько пониженное, как и в оолитовых рудах с кальцитовым цементом. По имеющимся анализам, в первых оно равно в среднем 36,95%, а во вторых — 36,21%. Степень гидратации окислов железа у них также одинакова. В конгломератовых рудах в четырех образцах отношение  $Fe_2O_3 : H_2O$  колеблется от 1 : 1,22 до 1 : 1,35, в пятом достигает 1 : 1,57 и в среднем равно 1 : 1,34. В оолитовых рудах оно колеблется от 1 : 1,14 до 1 : 1,50 и в среднем равно 1 : 1,37. И в тех, и в других часто совершенно отсутствуют закись железа и марганец.

Единственное отличие конгломератовых руд от оолитовых руд с кальцитовым цементом заключается в следующем. Для последних было установлено, что если они содержат фракцию меньше 0,1 мм в количестве больше 10% и образовались за счет бурых сыпучих руд, то содержание в них  $CaCO_3$  не превышает 17%. Более высокое его содержание наблюдалось лишь в рудах с содержанием фракции меньше 0,1 мм до 10%, образовавшихся за счет цементации черных сыпучих руд. Это правило подтверждается и анализами конгломератовых руд с кальцитовым цементом с месторождений Талды-эспе, Кара-сандык и Кок-булак.

Однако оно нарушается для мелкогалечных конгломератов с кальцитовым цементом с месторождения Кутан-булак. Судя по механическим анализам, они образовались за счет бурых сыпучих руд. Однако они содержат цементный кальцит в очень больших количествах (21—25%). Причина этой аномалии остается неясной.

## 5. ГРУБЫЕ КОНГЛОМЕРАТОВЫЕ РУДЫ

Грубые конгломератовые руды — это плотные породы ржаво-бурого или красноватого цвета, с угловатым изломом; иногда они переходят в руды с почковидной текстурой, с характерной гладкой блестящей округло-бугорчатой поверхностью обломков (табл. III, фиг. 1).

Руды этого типа состоят из слабо окатанных галек или угловатых обломков оолитового и бобово-оолитового бурого железняка (руды древней генерации), обломков гидрогетитовых жеод и конкреций, а также из железистого песчаника и алевrolита, сцементированных вторичным гидрогетитом. Диаметр рудных обломков в грубых конгломератах различен, но доходит до 6—8 см.

Ясная сортировка по величине обломочного рудного материала не наблюдается, что, вместе с угловатостью обломков, указывает на недалекий его перенос.

В цементе этих руд встречаются иногда одиночные, а иногда многочисленные оолиты, вероятно, также вымытые из других слоев рудной серии. Иногда цемент заполняет не все пространство между крупными

Химический состав в (%) типичных образцов мелкогалечных

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
1. Кутан-булак, шурф 4, слой 5 (обр. 112)	10,44	50,04	Нет	4,00	0,20	14,06	0,88	Нет	Не опред.	0,10
2. Кутан-булак, шурф 130, глубина 3 м (обр. 68) . . . . .	8,46	55,20	»	3,10	0,80	12,81	0,65	»	0,85	0,05
3. Талды-эспе, шурф 8, слой 5 (обр. 114) . . . . .	18,20	49,90	0,10	4,50	0,50	9,15	0,65	0,08	Не опред.	Нет
4. Кара-сандык, Рудный мыс, расчистка 2 (обр. 113) . . . . .	12,20	54,24	Нет	3,50	0,35	8,00	0,63	0,10	То же	0,13
5. Кок-булак, Тас-сай, руда из обнажения (обр. 116) . . . . .	8,10	54,50	0,10	3,90	Нет	13,90	0,35	Нет	0,50	Нет
Среднее из 5 образцов . . . . .	11,50	52,77	0,04	3,80	0,37	11,58	0,63	0,03	0,67	0,06

обломочными компонентами породы. Тогда она приобретает характерный ноздреватый или губчатый вид с большим количеством пустот и пор. В других случаях конгломератовая руда представляет собой плотную, тяжелую породу со сплошным заполнением пор гидрогетитовым цементом. Обломки и гальки обычно тесно прилегают друг к другу и количество цемента невелико. Определенная ориентировка галек и обломков в такой руде не наблюдается. В обнажениях руд этого типа можно заметить грубую и неправильную косую слоистость, которая обусловлена некоторыми изменениями в величине обломков или наличием тонких прослоев руды с повышенным содержанием рыхлого охристого цемента.

В грубых конгломератовых рудах почти всегда имеется небольшая примесь мелкой кварцевой гальки. В обнажениях она не бросается в глаза или обнаруживается с трудом, так как покрыта тонкой пленкой гидроокислов железа, но на обмытой дождем горизонтальной поверхности руд этого типа хорошо заметна по своему цвету.

Иногда в них встречаются более крупные, хорошо окатанные гальки кварца и диабазы диаметром 5—6 см, а также одиночные остроугольные, совершенно неокатанные куски и глыбы мугоджарского кварца и кремнистого сланца диаметром до 15—20 см. Вопрос об их происхождении рассматривается ниже.

Из всех типов руд, встречающихся в Северном Приаралье, грубые конгломератовые руды особенно богаты включениями описываемой ниже фосфоритизированной древесины. Можно сказать, что белые фосфатные фитоморфозы приурочены почти исключительно к этому типу руд. Они встречаются не везде, не в каждом обнажении, но если в каком-нибудь разрезе видны хорошо заметные издали светлые фитоморфозы, то они всегда концентрируются в прослоях и линзах грубой конгломератовой руды, причем только в руде этого типа достигают крупных размеров.

Распространение грубых конгломератовых руд строго локализовано. В типичных своих разностях и в большом количестве они встречаются только на месторождении Кутан-булак в северной части Чокусинской синклинали, причем и здесь обычно залегают линзами среди руд мелко-

## конгломератовых руд с кальцитовым цементом

CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	Сумма	Fe металл. общец	CaCO <sub>3</sub>	Пересчет на гетит	Количество H <sub>2</sub> O в гетите	Избыток воды против гетита	Отношение Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : H <sub>2</sub> O	еронт. колич. Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> · nH <sub>2</sub> O
10,86	7,63	1,25	99,46	35,03	25,09	55,67	5,63	2,00	1 : 1,35	57,67
9,30	8,00	1,00	100,22	38,63	21,09	61,41	6,21	1,79	1 : 1,29	64,20
7,25	7,10	2,30	99,73	35,00	16,34	55,51	5,61	1,49	1 : 1,27	57,00
6,50	9,59	3,50	98,74	37,96	14,30	60,34	6,10	3,49	1 : 1,57	63,83
10,50	7,50	0,35	99,70	38,15	23,77	60,63	6,13	1,37	1 : 1,22	62,00
8,88	7,96	1,70	99,57	36,95	20,12	58,71	5,93	2,03	1 : 1,34	60,94

галечных конгломератовых, бобово-оолитовых и оолитовых. Лишь на северном конце северо-восточного крыла главной залежи этого месторождения они становятся преобладающими.

На расположенных немного южнее месторождениях Талды-эспе и Бирде-куль грубые конгломератовые руды еще встречаются в разных частях разреза, но уже в очень небольшом количестве. Размер рудных обломков в них никогда не достигает такой величины, как на месторождении Кутан-булак.

На самом южном в Чокусинской синклинали месторождении Кара-сандык мощный слой грубого рудного конгломерата залегает в кровле рудной серии, но здесь он имеет особое происхождение. При описании месторождения было указано, что этот слой образовался в результате абразии и перемыва ранее отложенных руд водами трансгрессирующего пресноводного чиликтинского бассейна. Это базальный слой осадков чиликтинской свиты. В более низких же слоях разреза рудной серии месторождения Кара-сандык грубые конгломераты отсутствуют.

Совершенно отсутствуют грубые конгломераты среди руд месторождений Кок-булак и Джангиз-тюбе, а также в мелких месторождениях юга Тугузской синклинали и Чаграйского плато.

В верхних частях разреза обнаженных участков рудной серии на месторождении Кутан-булак выделяется еще разновидность грубых конгломератов, которую можно назвать крупно-щебенчатой рудой. Она состоит из остроугольных кусков и обломков оолитового железняка и железистого песчаника, промежутки между которыми остаются пустыми или заполнены рыхлой охристой массой. Такие руды имеют очень небольшое распространение. Они образовались, видимо, в результате современного выветривания более плотного конгломерата и потому не выделяются в особый тип.

Для изучения механического состава грубых конгломератовых руд были собраны образцы их со сравнительно слабым цементом из разрезов месторождений Кутан-булак и Талды-эспе. Дезинтеграция, как и в других случаях, производилась длительным кипячением в воде и легким раз-

Механический состав (в %) типичных образцов грубых конгломератовых руд

Место взятия образца	Фракции механического анализа в мм								Сумма фракций <0,1 мм	Средний размер зерен в мм	Коэффициент сортировки
	>2	2-1	1,0-0,5	0,5-0,25		0,1-0,05		0,05-0,01			
				0,5-0,25	0,25-0,1	0,1-0,05	0,05-0,01				
1. Кутан-булак, шурф 2, глубина 1 м (обр. 69)	72,30	10,25	5,00	4,10	3,15	2,25	1,95	1,00	5,20	2,52	1,32
2. Кутан-булак, шурф 4, глубина 6,0-7,15 м (обр. 109) . . . . .	45,50	15,44	13,44	7,12	7,10	3,78	2,64	4,98	11,40	1,66	2,34
3. Кутан-булак, шурф 68, слой 5, глубина 11,6 м	50,12	15,00	12,14	5,76	5,68	3,00	2,82	5,48	11,30	2,00	2,25
4. Кутан-булак, руда из обнажения (обр. 72)	60,10	20,16	3,75	1,80	4,21	2,54	2,90	4,54	9,98	2,29	1,59
5. Кутан-булак, шурф 130, слой 2 (обр. 73) . . . . .	60,20	7,34	5,00	4,61	8,26	5,46	5,32	3,81	14,59	2,22	2,50
6. Талды-эспе, шурф 151, слой 8 (обр. 74) . . . . .	41,35	10,35	10,32	6,44	11,95	5,03	5,00	9,56	19,59	1,05	3,55
7. Талды-эспе, руда из обнажения (обр. 111)	65,20	7,00	4,61	8,26	5,46	5,32	3,81	0,34	9,47	2,32	2,14
8. Талды-эспе, руда из обнажения (обр. 75) . . . . .	55,70	13,50	10,40	5,75	5,80	3,00	2,85	3,00	8,85	2,12	2,09
Среднее из 8 образцов . . . . .	56,31	12,38	8,08	5,48	6,45	3,80	3,41	4,09	11,30	2,02	2,29

давливанием породы пестиком. При этом удавалось достигнуть выделения всех крупных обломочных элементов, хотя в мелких фракциях, несомненно, оставались агрегаты еще более мелких частиц. Данные механического анализа дезинтегрированных таким образом восьми образцов приведены в табл. 62. Из них можно видеть, что в грубых конгломератовых рудах от 41,35 до 72,30%, а в среднем 56,31% по весу приходится на обломки и гальки диаметром более 2 мм и от 7 до 20,16%, а в среднем 12,38% — на мелкие обломочки и крупные оолиты, диаметром от 1 до 2 мм. От 9,76 до 28,71% по весу приходится на псаммитовые фракции. Это преимущественно оолиты и обломки оолитов, а отчасти также обломочки цементного гидрогетита и зерна терригенных минералов (кварца и других). От 4,2 до 10,78% приходится на алевритовые фракции, которые состоят из обломков оолитов, мелких кварцевых зерен и в значительной мере из охристых частиц цементного гидрогетита. Наконец, пелитовые фракции, количество которых колеблется от 1 до 9,56%, состоят главным образом из тонких охристых частиц цементного гидрогетита.

Интересно изменение суммы алевритовых и пелитовых фракций в гидрогетитовых рудах месторождений Чокусинской синклинали в связи с изменением их текстуры. Оно равно (в среднем):

Для оолитовых руд . . . . .	32,84%
» бобово-оолитовых руд . . . . .	20,74
» мелкогалечных конгломератовых руд . . . . .	14,96
» грубых конгломератовых руд . . . . .	11,30

Химические анализы типичных образцов грубых конгломератовых руд из разных месторождений сведены в табл. 63. Из этой таблицы видно, что грубые конгломератовые руды не отличаются сколько-нибудь существенно от сцементированных гидрогетитовых руд других структурных типов, что говорит (как и в рудах мелкогалечных) о близости среднего состава рудных обломков и вмещающей их породы. Содержание железа в грубых конгломератах Кутан-булака колеблется от 37,68 до 42,76%. Оно примерно такое же, как в оолитовых рудах этого месторождения, и несколько выше, чем в бобово-оолитовых рудах. Образец грубых конгломератов с Талды-эспе дал цифру содержания железа, очень близкую к средней для всего этого месторождения. Лишь грубый конгломерат из кровли рудной серии Кара-сандыка дал пониженное содержание железа (34,88%), что объясняется его особым происхождением (указанным выше) и присутствием в нем благодаря этому большого количества нерудных включений.

Содержание  $\text{SiO}_2$  во всех образцах грубых конгломератов много выше содержания  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , так что предполагать присутствие в них свободного глинозема не приходится. Несколько повышенное содержание марганца является особенностью не только грубых конгломератов, но всех вообще руд месторождения Кутан-булак. Содержание остальных компонентов в них колеблется в тех же пределах, что и в других текстурных типах сцементированных гидрогетитовых руд.

## 6. МАССИВНЫЕ РУДЫ НЕООЛИТОВОГО СТРОЕНИЯ

Помимо описанных выше различных типов оолитовых железных руд, в разрезах месторождений Северного Приаралья встречаются карбонатные железные руды, лишенные каких-либо признаков оолитовой структуры. Это породы сидеритово-анкеритового ряда, которые в зоне современного выветривания замещаются плотными тонкозернистыми гидрогетитами, содержащими большую или меньшую примесь карбонатов кальция. Они



Химический состав (в %) типичных образцов грубых конгломератовых руд  
(Месторождения Чокусинской синклинали)

Место взятия образца	Нерастворимый остаток	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Потери при прокаливании	Сумма	Fe метал-лич. общее
Кутан-булак													
1. Шурф 2, глубина 1 м (обр. 69)	15,50	14,30	59,09	Следы	9,25	2,05	0,80	0,70	1,50	0,05	9,70	98,64	44,32
2. Шурф 2, глубина 7,35—7,85 м (обр. 71) . . . . .	19,30	18,15	64,09	0,25	4,85	0,50	0,45	0,55	1,38	0,29	11,45	100,41	42,76
3. Шурф 4, глубина 6—7 м (обр. 109)	19,82	18,32	54,29	Нет	5,60	3,20	1,85	0,74	1,33	0,11	12,00	98,94	37,97
4. Средняя проба Уральского Ин-га «Механобр» . . . . .	Не опред.	18,96	53,83	»	7,97	0,66	1,00	0,92	0,55	0,06	12,55	96,50	37,68
5. Средняя проба Ленинградского Ин-га «Механобр» . . . . .	»	19,92	54,63	»	6,37	2,69	1,68	0,93	0,46	0,20	12,30	99,18	38,24
6. Средняя проба Ин-га стали в Москве Кара-савдык	»	20,00	56,00	0,38	5,93	2,38	1,34	0,90	0,52	0,13	11,40	98,98	39,13
7. Руда из обнажения, Рудный мис (обр. 110) . . . . .	16,10	16,00	49,74	0,10	9,62	4,38	1,10	0,65	1,40	0,15	13,85	97,09	34,88
Талды-эспе													
8. Руда из обнажения, Тасты-сай (обр. 111) . . . . .	20,40	19,50	55,50	0,10	6,25	2,12	1,00	0,10	0,80	0,10	12,30	98,67	38,85
Среднее из 8 образцов . . . . .	—	18,14	55,52	0,10	6,98	2,25	1,15	0,69	0,99	0,14	11,94	98,51	38,86

нигде не являются основным типом руд и на многих месторождениях вообще не обнаружены. Однако существуют рудные залежи, в строении которых они играют небольшую, но постоянную роль, как, например, в наклонных рудных линзах Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак. Заметную роль они играют также в строении озерных рудных залежей джаксылычского возраста, т. е. на Южном участке месторождения Кок-булак и на месторождении Джангиз-тюбе.

Массивные неоолитовые руды по химическому и минералогическому состоянию в них железа, естественно, делятся на два основных подтипа: руды, содержащие карбонаты железа (сидериты и анкериты), и возникшие в результате их окисления гидрогетитовые руды.

**ба. Серые сидериты и анкериты.** Это плотные массивные тяжелые породы, в свежем расколе имеющие темно-серый цвет, иногда с голубоватым или синеватым оттенком. Приведенные ниже химические анализы показывают, что чистых сидеритов среди них нет. Все массивные карбонатные железные руды Северного Приаралья содержат примесь углекислого кальция, которая в одних случаях невелика, а в других почти равновелика содержанию углекислого железа или даже превышает его. Кроме того, все эти руды содержат незначительные примеси углекислого магния и углекислого марганца.

В дальнейшем изложении мы будем называть такие руды сидеритами, если они состоят преимущественно из углекислого железа, или анкеритами, если они содержат значительные примеси кальцита и других карбонатов. Обоснование употребления последнего названия дается в главе о минералогии.

Если сидериты и анкериты лишены примеси зерен обломочных минералов, то в шлифах они представляют собой мелкокристаллическую породу. Оолитовая структура или реликты ее — отсутствуют. Крупные мозаичные кристаллы сидерита, которые характерны для цемента оолитовых руд, не встречаются. Иногда наблюдается неравномерное окрашивание карбонатов гидроокислами железа, а в некоторых шлифах можно видеть участки несидеритизированной глины. В других случаях карбонатные породы содержат большую или меньшую примесь алевритового материала и постепенно переходят в алевролиты с сидеритово-анкеритовым цементом.

Сидериты и анкериты развиты не на всех месторождениях Северного Приаралья.

На месторождении Кутан-булак единичные небольшие конкреции полуокисленного анкерита были встречены только в глубоких шурфах, пройденных на северо-западном крыле Северного участка.

На месторождении Талды-эспе анкериты и анкеритовые алевролиты отмечены также только в виде единичных округлых конкреций, диаметром до 20 см, среди зеленых руд с сидеритовым цементом в глубокой обводненной части рудной залежи Центрального участка, к западу от поселка разведочной партии (шурф 208 и некоторые соседние с ним).

На месторождении Кара-сандык анкериты и сидериты встречены в крайней юго-западной его части в разрезе Рудного мыса, где они залегают уже не конкрециями, а горизонтальными линзами и прослоями мощностью от 2 до 10 см. При описании месторождения отмечалось, что косослоистая рыхлая оолитовая руда здесь содержит горизонтальные прослои светлой алевритовой глины. Прослои карбонатных руд размещаются вдоль контактов оолитовой руды и этой глины, хотя сопровождают не каждый из таких контактов. Лишь в верхней части разреза рудной залежи сидериты и анкериты залегают вытянутыми горизонтальными линзами внутри рыхлой оолитовой руды. К северу от Рудного мыса эти породы исчезают

одновременно с выклиниванием разделяющих руду глинистых прослоев. К востоку от Рудного мыса количество и мощность прослоев алевроитовой глины внутри руды увеличиваются, но в этом направлении прослои карбонатов железа также очень быстро исчезают.

Наиболее часто встречаются сидериты и анкериты в наклонных рудных линзах Северного и Центрального участков месторождения Кокбулак. Здесь они тоже не слагают самостоятельных рудных тел или их крупных частей, но залегают прослоями, мощностью до 1 м (хотя чаще они гораздо тоньше), и существуют разрезы, в которых эти прослои встречаются довольно часто. Внутри залежей черной сыпучей руды сидериты и анкериты встречаются крайне редко и лишь в зонах переслаивания ее с рудами другого типа. Прослой массивных карбонатов железа обычно залегают внутри руд с сидеритово-хлоритовым цементом или вдоль контактов таких руд с пачками рудовмещающих глинисто-алевритовых пород. Особенно часто прослой сидеритов и анкеритов появляются в нижних по наклону концах рудных залежей и среди тех пород, которые при описании месторождения были названы «фацией переслаивания» (табл. IV, фиг. 2).

Изучение шлифов позволяет проследить различные стадии образования руд описываемого типа за счет сидеритизации хлоритово-монтмориллонитовых глин «фации переслаивания». Этот процесс будет описан ниже, в главе о минералогии руд.

Сидеритово-анкеритовые прослои встречаются и на довольно высоком гипсометрическом уровне, но в крыльевых частях наклонных рудных залежей, в зонах их выклинивания и замещения нерудными породами. Если такие крыльевые части рудных залежей наблюдаются в обнажениях (например, в верхних левых отвешках оврага Тас-сай), то прослой сидеритов и анкеритов бывают в большей или меньшей мере окислены, а иногда и целиком превращены в прослой массивного известковистого гидрогетита, прослаивающего здесь опесчаненные оолитовые руды.

Как и при разведке ряда других месторождений, сидериты и анкериты на месторождении Кокбулак не сразу были «опознаны» как руда. В первый год разведки их принимали за песчаники и исключали при бороздковом опробовании и при опробовании керна. На неправильность этого обратила внимание геологов разведки, и при дальнейших работах сидериты и анкериты Кокбулака включались в опробование, хотя и не учитывались в качестве самостоятельного промышленного типа руд в связи с незначительной мощностью их прослоев.

На Южном участке месторождения Кокбулак тонкие прослой сидеритов и анкеритов наблюдались в керне большинства скважин. В связи с тем, что рудное тело этого участка почти целиком лежит выше уровня грунтовых вод, карбонатные руды железа здесь плохо сохранились. Обычно они более или менее окислены и имеют серый цвет лишь в отдельных участках, наиболее удаленных от трещин отдельности. В верхней части рудной залежи имеются многочисленные тонкие прослой плотного массивного гидрогетита, слабо вскипающего с соляной кислотой. Очевидно, они представляют собой результат полного окисления сидеритов и анкеритов. Такие прослой наблюдались не только в керне скважин, но также в шурфах и обнажениях.

Подобные же прослой полностью окисленных сидеритов и анкеритов можно видеть в обрывах западного края месторождения Джангиз-тубе.

Для уточнения вопроса о том, за счет какого рода осадков образовались в процессе диагенеза карбонатные неоолитовые руды железа, 11 их образцов были растворены кипячением в соляной кислоте и получившиеся нерастворимые остатки были подвергнуты механическому анализу. Резуль-

таты этих анализов приведены в табл. 64. Из них видно, что нерастворимые остатки сидеритово-анкеритовых руд представляют собой глину, в редких случаях довольно чистую, обычно же содержащую примесь алеврита, а иногда и мелкозернистого песка. Лишь в одном случае (скв. 208, глубина 16,75 м, обр. 190) они могут быть названы глинисто-песчаным сидеритом. Таким образом, по гранулометрическому составу нерастворимых остатков массивные сидеритово-анкеритовые руды резко отличаются от любых типов оолитовых руд, у которых эти остатки представлены главным образом алевритовыми песками или песчанистыми алевритами.

Следовательно, сидеритово-анкеритовые руды образовались не за счет диагенетического преобразования руд оолитовых, а за счет сидеритизации прослов глин в этих рудах. Это подтверждается и микроскопическим изучением сидерит-анкеритов.

В отношении химического состава карбонатные неоолитовые руды, встречающиеся на месторождениях Северного Приаралья, дают ряд постепенных переходов от довольно чистых сидеритов, в которых на 63,31%  $FeCO_3$  приходится всего 5,25%  $CaCO_3$  и 3,91%  $MgCO_3$ , до пород преимущественно кальцитовых, в которых на 50,98%  $CaCO_3$  приходится 19,20%  $FeCO_3$  и 1,13%  $MgCO_3$ . Крайние члены этого ряда представляют собой породы глубоко различные, но границу между ними приходится проводить более или менее условно. Все карбонатные железосодержащие породы рудных залежей Северного Приаралья делятся нами на две группы.

Т а б л и ц а 64

Механический состав (в %) нерастворимого в HCl остатка сидеритов и анкеритов (Центральный и Северный участки месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	Фракции механического анализа в мм						
	>1	1,0— 0,5	0,5— 0,25	0,25— 0,10	0,1— 0,05	0,05— 0,01	<0,01
1. Скв. 57, глубина 50,65—52,9 м, анкерит (обр. 317) . . . . .	—	0,02	0,04	17,21	13,70	11,87	57,16
2. Скв. 59, глубина 64—64,5 м, сидерит (обр. 335) . . . . .	0,07	0,06	0,01	1,02	12,50	12,80	73,54
3. Скв. 73, глубина 43 м, анкерит (обр. 173) . . . . .	—	—	0,10	0,55	0,32	12,41	86,62
4. Скв. 195, глубина 30 м, сидерит (обр. 233) . . . . .	—	0,01	0,10	3,11	17,59	22,22	56,97
5. Скв. 197, глубина 37,80—39,45 м, сидерит (обр. 109) . . . . .	—	0,16	0,53	17,00	8,85	11,40	62,06
6. Скв. 200, глубина 29,60—30,90 м, сидерит (обр. 176) . . . . .	—	0,06	0,30	12,60	13,03	15,50	58,51
7. Скв. 202, глубина 16,60—23,20 м, сидерит (обр. 139) . . . . .	—	—	—	—	—	3,12	96,88
8. Скв. 204, глубина 13 м, сидерит (обр. 272) . . . . .	—	—	0,14	14,59	11,98	19,35	53,94
9. Скв. 208, глубина 16,75 м, сидерит (обр. 190) . . . . .	—	0,01	0,01	16,80	28,82	23,93	30,43
10. Скв. 375, глубина 82 м, сидерит (обр. 482) . . . . .	—	—	0,01	5,74	15,83	22,93	55,49
11. Скв. 407, глубина 8 м, сидерит (обр. 415) . . . . .	—	—	—	0,23	1,30	15,00	83,47
Средние из 11 образцов . . . . .	0,01	0,03	0,11	8,08	11,27	15,50	65,00

## Химический состав (в %) типичных

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>
Северный и Центральный участки									
1. Скв. 57, глубина 57 м (обр. 142) . . . . .	24,30	7,23	27,57	3,83	Не опр.	5,66	2,50	1,75	0,45
2. Скв. 72, глубина 17 м (обр. 238) . . . . .	17,72	7,70	31,36	4,39	То же	3,58	2,30	1,75	Не оп
3. Скв. 116, глубина 40 м (обр. 172) . . . . .	15,10	2,05	40,00	3,81	0,53	5,20	Не опр.	0,22	0,50
4. Скв. 195, глубина 30 м (обр. 233) . . . . .	18,52	2,32	39,30	3,28	Не опр.	2,94	1,91	Не определя	
5. Скв. 197, глубина 17 м (обр. 110) . . . . .	16,52	2,14	36,58	3,44	То же	5,67	2,95	0,33	Не оп
6. Скв. 197, глубина 42 м (обр. 109) . . . . .	20,87	2,10	34,72	2,44	0,31	5,69	3,95	0,24	»
7. Скв. 202, глубина 40 м (обр. 136) . . . . .	24,46	2,10	34,74	2,79	0,20	3,66	3,01	0,75	»
8. Скв. 204, глубина 31,25 м (обр. 279) . .	25,36	4,38	30,76	5,52	0,20	4,56	1,12	0,35	Не опр.
9. Скв. 206, глубина 18,75 м (обр. 209) . .	18,50	0,36	35,50	4,82	0,23	7,01	0,98	0,23	0,65
10. Скв. 208, глубина 16,75 м (обр. 190) . .	12,96	1,09	38,33	8,24	0,20	5,67	0,81	0,53	0,33
11. Скв. 224, глубина 20 м (обр. 427) . . . .	8,70	0,50	38,90	3,20	0,25	10,25	1,85	Нет	0,65
12. Скв. 427, глубина 52 м (обр. 513) . . . .	23,84	0,33	28,87	9,02	0,60	4,52	4,46	0,10	0,29
13. Скв. 696, глубина 36 м (обр. 647) . . . .	8,11	2,14	39,91	2,81	0,25	7,54	2,34	0,39	Не опр.
Среднее . . . . .	18,07	2,65	35,12	4,43	0,25	5,53	2,17	0,55	0,48
14. Кок-булак, Южный участок, скв. 1098, глубина 36—41 м (обр. 932) . . . . .	15,84	9,29	29,90	4,50	0,15	7,48	2,09	0,39	0,65
15. Кара-сапдык, Руд- ный мыс (обр. 1078)	13,06	12,16	30,76	4,89	0,38	3,64	3,50	0,31	0,53

В породах первой группы содержание FeCO<sub>3</sub> во много раз (от 3,7 до 12) превышает содержание CaCO<sub>3</sub>, а количество последнего не бывает больше 17%. Эти руды мы называем сидеритами. В породах второй группы содержание FeCO<sub>3</sub> или меньше количества CaCO<sub>3</sub>, или приблизительно равно ему, или, наконец, превышает содержание CaCO<sub>3</sub>, но не более,

## образцов сидеритов

№	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	С орг.	Сумма	Fe металл. общее	Fe после уда- ления CO <sub>2</sub>	FeCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	Молекуляр- ное отношение FeCO <sub>3</sub> :CaCO <sub>3</sub>	Весовое отно- шение FeCO <sub>3</sub> : CaCO <sub>3</sub>
месторождения Кок-булак														
Нет	24,64	0,70	0,85	0,51	99,99	27,27	36,19	44,42	9,16	5,20	2,85	0,98	4,2	4,85
ред.	26,01	Не опред.		0,50	96,51	29,80	40,80	50,52	6,41	4,81	2,85	—	6,7	7,83
Нет	28,60	2,69	1,30	Не опр.	100,00	32,40	45,37	64,45	8,21	—	0,36	1,10	6,7	7,85
лось	28,20	1,50	0,75	0,65	99,38	32,41	45,27	63,31	5,25	3,91	—	—	10,6	12,06
ред.	29,80	Не опред.		0,85	98,28	30,60	43,91	58,93	10,12	5,37	0,58	—	5,0	5,82
»	29,05	»	»	0,60	99,89	28,48	40,16	55,94	10,15	6,15	0,39	—	4,7	5,61
»	26,87	0,40	0,50	Не опр.	99,48	28,49	39,03	56,02	6,53	4,35	1,21	—	7,6	8,57
0,10	23,88	2,50	0,27	0,60	99,60	26,41	34,77	49,56	8,14	2,34	0,57	—	5,2	6,09
0,05	27,87	1,60	0,52	0,65	98,97	27,86	38,70	57,40	11,14	2,05	0,38	1,42	4,4	5,15
0,06	28,80	1,15	1,00	0,50	99,67	30,58	43,01	61,75	9,44	1,66	0,86	0,72	5,6	6,54
0,10	33,50	1,00	0,65	0,83	100,38	30,56	45,87	62,67	16,93	3,85	Нет	1,42	3,2	3,70
Не опр.	23,73	2,07	0,81	0,85	99,49	22,68	31,18	46,51	7,46	5,27	0,16	0,63	5,4	6,23
0,10	33,00	1,00	0,80	0,70	99,09	32,54	42,56	64,30	12,46	4,89	0,63	—	4,4	5,16
0,05	28,00	1,46	0,75	0,66	99,29	29,47	40,53	56,60	9,34	3,83	0,90	—	5,2	6,06
0,10	26,50	1,50	0,50	Не опред.	98,89	29,76	40,64	48,17	11,98	4,37	0,63	1,42	3,4	4,02
Не опр.	25,30	0,55	1,28	0,24	96,60	32,43	43,93	49,56	5,37	7,00	0,50	1,16	8,0	9,23

чем в два — два с половиной раза. Такие руды мы называем анкеритами. Количество CaCO<sub>3</sub> в них не падает ниже 18%.

Сидериты распространены на месторождениях Кок-булак, главным образом в наклонных линзах его Северного и Центрального участков, и на месторождении Кара-сандык. Их типичные анализы приведены в

Место взятия образца	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S
Северный и Центральный участки										
1. Скв. 25, глубина 36 м (обр. 101) . . . . .	26,17	1,15	24,56	3,55	0,15	11,72	2,72	0,37	Нет	Не опр.
2. Скв. 57, глубина 51 м (обр. 317) . . . . .	21,30	1,41	19,68	8,24	0,50	14,58	3,26	0,40	0,22	То же
3. Скв. 73, глубина 43 м (обр. 173) . . . . .	21,24	6,09	14,30	7,08	0,50	20,50	0,50	0,25	Нет	»
4. Скв. 116, глубина 12,40—13,70 м (обр. 316)	22,62	2,62	22,20	6,58	0,51	13,00	2,28	0,27	0,36	0,20
5. Скв. 131, глубина 54,20 м (обр. 789) . .	10,32	0,66	29,14	7,99	0,41	13,06	2,88	0,15	0,57	0,50
6. Скв. 200, глубина 35 м (обр. 182) . . . . .	25,24	6,68	10,06	8,31	0,57	19,76	1,24	0,19	0,58	0,45
7. Скв. 201, глубина 61,65 м (обр. 257) . . .	13,98	2,32	27,37	5,69	0,41	13,00	2,06	0,48	4,41	Не опр.
8. Скв. 412, глубина 35—38 м (обр. 440) . .	26,68	1,70	20,25	9,87	0,60	11,00	2,84	0,29	0,57	0,30
9. Скв. 422, глубина 21,70 м (обр. 544) . .	16,88	4,21	11,92	3,04	0,43	28,72	2,40	0,15	0,14	Не опр.
Среднее . . . . .	20,49	2,98	19,94	6,71	0,45	16,15	2,21	0,28	0,76	0,36
10. Талды-эспе . . . . .	29,18	1,50	20,25	8,87	0,30	11,80	0,70	0,30	0,57	0,30
11. Кара-сандык, Рудный мыс, расчистка 2	25,50	1,75	22,93	8,35	0,50	10,90	1,18	0,30	0,60	0,10

табл. 65. Из этой таблицы видно, что сидериты содержат в среднем около 30% железа. Иногда оно почти целиком бывает представлено в закисной форме (скв. 206, глубина 18,75 м; скв. 224, глубина 20 м, и др.).

Однако в большей половине образцов имеется от 2 до 3% окиси железа. Встречаются (в том числе и на больших глубинах) образцы более окисленного сидерита, в которых содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> составляет 4,38, 7,23 и даже 7,70%. В зависимости от степени окисления и от количества нерудных примесей содержание FeCO<sub>3</sub> в сидеритах колеблется от 44,42 до 64,45%. В среднем оно составляет 56,60<sup>1</sup>. Из других карбонатов всегда присутствуют CaCO<sub>3</sub> в количестве от 5,25% до 16,93% (в среднем 9,34%) и MgCO<sub>3</sub>. Количество последнего в некоторых образцах достигает 6,15% и в среднем составляет 3,83%. MnCO<sub>3</sub> присутствует в количествах, не превышающих 2,85% (в среднем всего 0,90%). Соотношения в содержании разных карбонатов непостоянны. Так, отношение (весовое) CaCO<sub>3</sub> к MgCO<sub>3</sub> изменяется от 1,5 до 10.

<sup>1</sup> Все средние цифры содержания различных химических компонентов в этой главе даются для сидеритов и анкеритов Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак. Одиночные анализы руд этого типа с других месторождений при выведении средних цифр во внимание не принимались.

## ТИПЫХ ОБРАЗЦОВ АНКЕРИТОВ

CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	С орг.	Сумма	Fe металл. об-щее	Fe после удаления CO <sub>2</sub>	FeCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	Ca <sub>3</sub> (PO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub>	Остаток MgO после пере-счета	Молеку-лярное от-ложение FeCO <sub>3</sub> :CaCO <sub>3</sub>	Весовое отложе-ние FeCO <sub>3</sub> :CaCO <sub>3</sub>
26,70	1,80	0,85	Не опр.	99,70	20,17	27,55	39,60	20,92	0,60	4,66	Нет	0,49	1,62	1,81
25,88	2,90	1,48	То же	99,85	16,29	21,99	31,70	26,17	0,65	3,96	0,48	1,36	1,04	1,21
25,50	2,30	1,50	»	99,76	15,39	20,67	23,04	36,61	0,41	0,74	Нет	0,26	0,54	0,66
25,30	1,06	1,24	0,60	98,84	19,09	25,66	35,76	22,46	0,43	3,24	0,78	0,73	1,33	1,60
29,70	1,60	1,52	1,00	99,50	23,12	33,05	46,94	22,12	0,25	3,97	1,24	0,98	1,80	2,12
21,59	2,27	1,78	0,80	99,52	12,49	16,00	16,21	34,09	0,30	0,63	1,25	0,94	0,40	0,50
27,23	0,56	1,64	0,40	99,55	22,90	31,53	44,09	13,91	0,78	4,26	9,62	Нет	2,10	2,42
21,90	2,24	1,12	0,65	100,01	16,94	21,74	32,62	18,45	0,47	2,36	1,24	1,71	1,50	1,77
30,40	1,98	0,66	Не опр.	100,55	12,21	17,50	19,20	50,98	0,25	1,13	0,31	1,56	0,30	0,38
26,02	1,86	1,31	0,69	99,69	17,62	23,97	32,13	27,78	0,46	2,77	1,66	—	1,00	1,16
22,10	2,25	1,10	0,60	99,82	16,90	21,70	32,62	19,88	0,48	1,50	1,24	—	1,41	1,64
22,22	3,10	2,05	0,19	99,65	18,03	23,20	36,94	18,18	0,49	Нет	1,32	1,18	1,70	2,03

Количество кремнезема в сидеритах колеблется от 8,11 до 25,36% (в среднем 18,07%), а количество глинозема от 2,44 до 9,02% (в среднем 4,43%). Правильных соотношений в содержании этих компонентов также не наблюдается, что зависит от неравномерной примеси алевритового материала.

Несомненно, впрочем, что значительная часть кремнезема в сидеритах содержится не в виде кварцевого алеврита, а в виде минералов глин, по которым образовался сидерит и остатки которых, как отмечалось выше, иногда наблюдаются в шлифах. В образце сидерита из Кара-сандыка (табл. 65, обр. 1078), в котором общее количество кремнезема равно 13,06%, был определен кварц. Его оказалось всего 4,31%. Минералы свободного кремнезема (кроме кварца) в шлифах этого образца не замечены. Следовательно, 8,75% содержащегося в нем кремнезема входит в минералы глин и другие силикаты.

Массивные сидериты беднее фосфором, чем все остальные типы руд Приаралья. Содержание P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> в них колеблется от 0,29 до 0,65% и в среднем составляет всего 0,48%. Очень мало в них также содержание серы.

Сидериты Кок-булака являются вполне полноценной рудой. Среднее содержание в них железа, пересчитанное на вес породы без CO<sub>2</sub>, удаляемой при плавке, составляет 40,53%.



Место взятия образца	Минеральный нераствори- мый остаток	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>
Центральный и Северный участки						
1. Скв. 68, глубина 34 м (обр. 174). Песчаник мелкозернистый с сидеритовым цементом	52,78	Не опред.	0,35	17,63	1,02	Нет
2. Скв. 116, глубина 26 м (обр. 175). Алевролит с сидеритово-гидрогетитовым цементом	—	43,99	11,76	18,02	3,91	0,53
3. Скв. 201, глубина 9,15—9,45 м (обр. 261). Алевролит с гидрогетитово-кальцитовым цементом . . . . .	44,74	Не опред.	19,77	0,35	2,94	Нет
4. Скв. 202, глубина 60 м (обр. 139). Алевролит с анкеритовым цементом . . . . .	—	43,41	0,48	10,61	5,19	0,25
5. Скв. 208, глубина 18,25 м (обр. 108). Алевролит с анкеритовым цементом . . . . .	—	38,33	1,09	18,96	8,24	0,25
6. Скв. 371, глубина 31,60 м (обр. 456). Алевролит с анкеритовым цементом . . . . .	—	39,48	3,75	6,88	7,47	0,49
Месторождение						
Скв. 32, глубина 20 м. Алевролит с анкеритовым цементом . . . . .	—	38,20	3,89	12,93	3,30	0,36

Анкериты, кроме Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак и месторождения Кара-сандык, встречаются в виде одиночных конкреций также в рудах месторождений речного генезиса (Кутан-булак, Талды-эспе). Их типичные анализы приведены в табл. 66. Из этой таблицы видно, что содержание в анкеритах железа колеблется от 12,49 до 23,12% и в среднем составляет всего 17,62%.

Это железо представлено преимущественно в виде углекислой соли, содержание которой в анкеритах составляет в среднем 32,12%. Однако, как и в сидеритах, часть железа окислена. Содержание окиси железа достигает 6,68%, а в среднем составляет 2,98%.

Резко повышено по сравнению с сидеритами содержание CaCO<sub>3</sub>, количество которого колеблется от 18,18 до 50,98%, составляя в среднем 27,78%. Содержание MgCO<sub>3</sub> так же непостоянно, как в сидеритах; оно колеблется от 0<sup>1</sup> до 4,68%.

Содержание кремнезема в анкеритах колеблется примерно в тех же пределах, что и в сидеритах (от 10,32 до 26,17%, в среднем 20,49%). Содержание глинозема несколько повышено (от 3,04 до 9,87%, в среднем 6,71%). Больше, чем в сидеритах, также содержание окиси титана

<sup>1</sup> Надо сказать, что вывод об отсутствии MgCO<sub>3</sub> в образце анкерита из Кара-сандыка (см. табл. 66) до некоторой степени условен. Он связан с выбранной системой пересчета химических анализов, при которой CO<sub>2</sub> связывалась сначала с CaO, затем с FeO и лишь остатки ее — с MgO. Не исключена возможность, что в действительности часть FeO входит в состав хлорита. Тогда и в этом образце, имеющем 1,18% MgO, можно предполагать наличие MgCO<sub>3</sub>.

## алевролитов, переслаивающих руду

CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	C орг.	Сумма	Fe металлч. общее	Сидерит FeCO <sub>3</sub>	Кальцит CaCO <sub>3</sub>
-----	-----	-----	-------------------------------	---	-----------------	-------------------------------	-------------------------------	--------	-------	-------------------	---------------------------	---------------------------

## месторождения Кок-булак

5,32	2,43	0,22	Не опред.	0,20	17,31	1,05	0,99	Не опред.	99,36	14,44	28,43	9,49
1,70	1,30	0,22	0,50	Не опред.	12,42	2,69	1,30	0,40	98,80	22,18	29,40	1,96
13,44	0,53	0,13	Нет	То же	10,62	3,50	1,98	0,35	98,35	14,11	0,96	23,98
14,78	1,86	0,10	Не опред.	0,40	18,42	2,10	1,50	0,30	99,40	8,59	17,09	26,39
10,67	1,81	0,53	0,25	0,10	15,65	2,60	1,50	Не опред.	99,98	15,50	19,17	19,04
17,88	1,32	0,05	0,39	0,25	17,50	1,95	0,65	0,60	98,20	7,97	11,08	31,91

## Талды-эспе

14,94	1,46	0,54	1,52	0,30	19,49	0,88	0,88	0,50	99,19	12,79	21,75	23,46
-------	------	------	------	------	-------	------	------	------	-------	-------	-------	-------

(в среднем 0,45%), окиси фосфора (в среднем 0,76%) и серы (в среднем 0,36%).

Несмотря на низкое содержание железа, анкериты Приаралья должны рассматриваться как руды. Кремнезема они содержат не больше, чем другие типы руд, а высокое содержание оснований делает их естественным флюсом для руд, менее богатых ими.

При увеличении примеси зерен обломочных минералов сидериты и анкериты переходят в алевролиты, а иногда и в мелкозернистые песчаники с сидеритово-анкеритовым цементом. Эти породы уже не представляющие практического интереса, в своем распространении тесно связаны с сидеритами и анкеритами и по внешнему виду похожи на них. Отличием служат ясно видимые в свежем расколе блестящие зернышки кварца и чешуйки слюды. Типичные химические анализы этих алевролитов приведены в табл. 67. Из нее видно, что в сидеритово-анкеритовых алевролитах содержание кремнезема не падает ниже 38,33% (в сидеритах и анкеритах оно не превышало 26,17%). Содержание железа может достигать в них 22,18%, т. е. быть почти таким же, как в наиболее бедных сидеритах, но отношение (весовое) кремнезема к железу у них больше 2 (у изученных образцов сидеритов и анкеритов оно ни разу не было больше 1). Углекислое железо цемента алевролитов часто более или менее окислено. Иногда оно почти целиком замещено гидрогетитом (Кок-булак, скв. 201, глубина 9,15—9,45 м). Первоначальный анкеритовый характер цемента устанавливается в этих случаях по небольшим остаточным содержаниям закиси железа и большому количеству CaCO<sub>3</sub>. В противоположность

этому, присутствующие почти на всех месторождениях Приаралья песчаники и алевролиты с эпигенетическим гидрогетитовым цементом никогда не содержат кальцита и даже следов закиси железа.

Содержание  $\text{CaCO}_3$  в карбонатных алевролитах колеблется от 1,96% в их сидеритовых разностях, до 31,91% в анкеритовых разностях. Интересно, что и в последнем случае они содержат 11,08 %  $\text{FeCO}_3$ .

По содержанию глинозема, окиси титана, окиси фосфора и серы, вернее — по отношению этих компонентов к сумме карбонатов, сидеритово-анкеритовые алевролиты близки к сидеритам и анкеритам.

**66. Б у р ы е г и д р о г е т и т ы.** Эти руды образовались при окислении и выветривании сидеритов и анкеритов.

Описанные в предыдущем разделе сидериты и анкериты типично развиты только в глубоких частях рудных залежей, лежащих ниже уровня грунтовых вод. Выше уровня грунтовых вод они окисляются. Однако вследствие тонкой зернистости и большой плотности пород окисление их происходит медленнее, чем окисление оолитовых руд с сидеритовым цементом. Если сидерит в цементе оолитовых руд исчезает почти полностью сейчас же выше уровня грунтовых вод (в противоположность хлориту), то массивные сидериты и анкериты, окисленные лишь с поверхности прослоев и по трещинкам отдельности, нередко наблюдались на небольшой глубине в шурфах и даже в свежих обнажениях. Образование гидрогетитовой корочки затрудняет проникновение атмосферного кислорода в глубь плотной породы и предохраняет внутренние части ее от окисления.

Однако в старых обнажениях и в зонах залегания руд на поверхности или под почвой окисление сидеритов и анкеритов обычно бывает полным. Судя по химическим анализам, они уже совершенно не содержат закисного железа. Это плотные, массивные гидрогетитовые породы бурого или темно-желтого цвета, в разной мере обогащенные углекислым кальцием и загрязненные примесью алевролитового материала. При большом содержании алевролита — это гидрогетитовые алевролиты с ясно выраженным базальным характером цемента.

Поскольку не только анкериты, но и сидериты месторождений Северного Приаралья всегда содержат примесь  $\text{CaCO}_3$ , постольку образовавшиеся в результате их окисления массивные неоолитовые гидрогетиты сохраняют эту примесь и всегда вскипают с соляной кислотой. Это позволяет легко отличить их от гидрогетитов иного происхождения.

Химический состав (в %) массивных  
(Северный и Южный участки)

Место взятия образца	$\text{SiO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{FeO}$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{MnO}$
1. Скв. 372, глубина 7,40 м, Северный участок (обр. 575) . .	23,32	39,91	Нет	9,55	0,55	7,64	1,44	0,50
2. Скв. 422, глубина 12,60 м, Северный участок (обр. 565) . .	12,20	53,59	»	8,36	0,58	4,04	1,40	0,52
3. Скв. 1099, глубина 14 м, Южный участок (обр. 941) . . . .	14,72	59,42	»	6,40	0,40	1,70	0,86	0,70
Среднее из трех образцов .	16,75	50,67	—	8,10	0,51	4,46	1,23	0,57

Два типичных анализа гидрогетитов описываемого типа с Северного участка и один с Южного участка месторождения Кок-булак приведены в табл. 68.

Из этих анализов можно видеть, что содержание железа во вторичных гидрогетитах колеблется в широких пределах — от 27,30 в алевритовых разностях с относительно высоким содержанием кремнезема (23,32%) до 41,60% в разностях наиболее чистых. Интересно, что гидрогетит в рудах этого типа гидратирован больше, чем во всех остальных. Отношение  $Fe_2O_3:H_2O$  в анализах колеблется от 1 : 1,42 до 1 : 1,90. Оно не отражает истинной степени гидратации окиси железа, поскольку часть  $H_2O$ , несомненно, связана с присутствующими в этих породах минералами глины. На это указывает возрастание отношения  $Fe_2O_3 : H_2O$  по мере увеличения количества  $Al_2O_3$ . Величина части  $H_2O$ , связанной в глинах, точно не может быть определена, поскольку не известны ни количество глинистых примесей, ни их минералогическая формула. Если мы примем, что глинистые примеси массивных гидрогетитов представлены, как и в окружающих породах, монтмориллонитом, что молекулярное отношение  $Al_2O_3 : H_2O$  в нем равно всего 1 : 2 и что весь глинозем образцов табл. 67 входит в этот монтмориллонит, то отношение  $Fe_2O_3 : H_2O$  в наиболее богатом водой образце из скв. 372 снизится с 1 : 1,90 до 1 : 1,1. В двух других образцах оно станет также ниже 1 : 1,5. Эти расчеты позволяют именовать породы из месторождений Приаралья, образовавшиеся при окислении сидеритов, еще гидрогетитами, а не лимонитами. Однако и при этом остается несомненным, что окислы железа гидратированы в них больше, чем в рудах других типов.

Содержание кальцита в трех изученных образцах вторичных гидрогетитов колеблется от 2,0 до 11,86%. Содержание в них остальных компонентов близко к содержанию их в сидеритах и анкеритах, если пересчитать его на вещество, лишенное части  $CO_2$ , связанной с закисным железом.

## 7. СРАВНЕНИЕ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

Руды различных типов уже сравнивались между собой при их описании. Поэтому здесь мы только кратко подведем некоторые общие итоги.

Почти все железные руды Приаралья имеют типичную оолитовую структуру. Неоолитовыми являются лишь прослой сидеритово-анкерит-

Таблица 68

гидрогетитов неоолитового строения месторождения Кок-булак)

$P_2O_5$	S	$CO_2$	$H_2O^+$	$H_2O^-$	Сумма	Fe металлич. общее	Пересчет на гетит	Колич. $H_2O$ в гетите	Избыток $H_2O$ против гетита	Отношение $Fe_2O_3:H_2O$	$CaCO_3$	$Ca_3(PO_4)_2$
0,85	Не опр.	5,66	8,37	2,71	99,60	27,30	43,41	4,40	3,97	1:1,90	11,86	1,85
1,07	То же	2,89	10,42	4,08	99,15	37,51	59,62	6,03	4,39	1:1,70	4,98	2,33
0,42	0,05	0,89	9,50	2,32	97,38	41,60	66,10	6,68	2,82	1:1,42	2,00	0,92
0,78	—	3,15	9,43	3,03	98,70	35,47	55,72	5,70	3,73	1:1,67	6,28	1,70

Сравнительная таблица средних цифр химического состава

Типы руд и месторождения	SiO <sub>2</sub>	Кварц своб.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>
1. Сыпучая руда из черных гидрогетитовых оолитов. Северный и Центральный участки Кок-булака . . . . .	12,60	—	64,46	0,13	6,91	0,40
2. Сыпучая руда из зеленых оолитов. Кок-булак и Кара-сандык . . . . .	25,69	15,47	35,04	14,54	9,35	
3. Сыпучая руда из бурых гидрогетитовых оолитов. Центральный и Южный участки Кок-булака . . . . .	29,59	26,57	48,63	0,13	6,20	0,30
4. Плотная руда с сидеритово-хлоритовым цементом. Центральный и Северный участки Кок-булака . . . . .	17,36	15,48	32,43	17,91	7,33	0,41
5. Плотная руда с сидеритово-хлоритовым цементом. Талды-эспе и Кара-сандык . . . . .	20,07		27,45	21,06	8,18	
6. Руда из гидрогетитовых оолитов с таким же цементом. Северный и Центральный участки Кок-булака . . . . .	18,96		57,07	0,28	5,88	0,33
7. Руда из гидрогетитовых оолитов с таким же цементом. Кутан-булак . . . . .	16,96	—	56,89	0,15	8,69	
8. Руда из гидрогетитовых оолитов с таким же цементом. Бирде-куль . . . . .	20,25	—	51,65	0,26	10,63	
9. Руда из гидрогетитовых оолитов с кальцитовым цементом. Центральный участок Кок-булака . . . . .	9,00	—	51,72	0,11	5,53	0,18
10. Гидрогетитовая бобово-оолитовая руда. Кутан-булак . . . . .	19,99		54,03	0,14	7,34	
11. Мелкогалечные конгломератные руды с сидеритово-хлоритовым цементом. Центральный участок Кок-булака . . . . .	20,03	—	41,43	11,01	7,07	0,53
12. Мелкогалечные гидрогетитовые конгломераты. Центральный участок Кок-булака . . . . .	10,58	—	63,57	0,10	7,90	0,28
13. Мелкогалечные гидрогетитовые конгломераты. Талды-эспе и Кара-сандык . . . . .	14,27	—	59,09	0,37	9,54	
14. Мелкогалечные конгломератные руды с кальцитовым цементом из разных месторождений	11,50	—	52,77	0,02	3,80	0,37
15. Грубые конгломераты Чокусинской синклинали . . . . .	18,14	—	55,52	0,10	6,98	
16. Массивные неоолитовые сидериты . . . . .	18,07	—	2,65	35,12	4,43	0,25
17. Массивные неоолитовые анкериты. Северный и Центральный участки Кок-булака . . . . .	20,49		2,98	19,94	6,71	0,45
18. Массивные неоолитовые гидрогетиты . . . . .	16,75	—	50,67	Нет	8,10	0,51

товых пород и прослоев возникших за счет их окисления тонкозернистых гидрогетитов.

Оолитовые руды Приаралья бывают нецементированными и сцементированными, причем преобладают последние.

## разных типов руд месторождений Северного Приаралья

CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O+	H <sub>2</sub> O-	Потеря при прокал.	C орг.	Fe металл.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·H <sub>2</sub> O	Вероятное колич. гидрогетита	CaCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	FeO, укаст. в строении хлоритов
0,55	0,40	0,17	1,28	0,01	0,13	10,08	1,97	—	0,11	45,01	1:1,37	74,55	—	—	—
1,16	0,88	0,13	1,01	0,09	1,20	6,54	3,09	—	0,89	35,83	—	—	1,20	1,65	13,51
1,12	0,83	0,14	1,12	0,08	0,22	8,16	2,64	—	0,05	34,04	1:1,51	56,79	—	—	—
1,95	0,95	0,41	1,15	0,12	10,70	6,16	2,37	—	0,44	36,53	—	—	1,05	27,18	1,24
2,20	1,50	0,26	0,53	0,20	10,86	Не опред.	Не опред.	17,02	Не опр.	36,12	—	—	2,89	25,40	5,40
2,17	0,71	0,16	1,37	0,11	0,50	8,67	3,24	—	0,06	39,30	1:1,35	65,73	—	—	—
1,85	1,34	0,62	0,94	0,11	Не опред.	Не опред.	Не опр.	12,46	Не опр.	39,81	—	—	—	—	—
0,70	0,64	0,12	0,78	0,17	»	»	»	13,44	»	36,49	—	—	—	—	—
12,71	0,25	0,05	0,72	Не опр.	10,08	7,97	1,73	—	»	36,21	1:1,37	59,67	22,45	—	—
2,54	1,16	0,72	0,70	0,37	Не опред.	Не опред.	Не опр.	12,53	»	38,54	—	—	—	—	—
1,98	0,90	0,19	0,96	0,08	6,05	7,48	2,23	—	»	37,27	—	—	1,49	14,27	2,11
0,98	0,17	0,07	1,19	0,10	0,48	9,47	3,06	Не опред.	Не опред.	44,49	1:1,33	73,04	—	—	—
0,61	0,63	0,14	0,50	0,11	Не опред.	Не опред.	Не опр.	12,71	Не опр.	41,53	—	—	—	—	—
11,58	0,63	0,03	0,67	0,06	8,88	7,96	1,70	11,94	»	36,95	1:1,34	60,94	20,12	—	—
2,25	1,15	0,69	0,99	0,14	Не опред.	Не опред.	Не опр.	—	»	38,86	—	—	—	—	—
5,53	2,17	0,55	0,48	0,05	28,00	1,46	0,75	—	0,66	29,76	—	—	9,34	56,60	—
16,15	2,21	0,28	0,76	0,36	26,02	1,86	1,31	—	0,69	47,62	—	—	27,78	32,13	—
4,46	1,23	0,57	0,78	0,05	3,12	9,43	3,03	—	Не опр.	35,47	1:1,67	60,10	6,28	Нег	—

Несцементированные сыпучие оолитовые руды не могут быть разделены по текстурным признакам. Среди них встречаются разности, содержащие примесь мелкой рудной гальки, но эта примесь невелика и такие разности залегают мелкими линзами среди чистых сыпучих руд. Поэтому

для выделения особого текстурного типа галечных сыпучих руд нет достаточных оснований. Сыпучие руды делятся по минералогическим и литологическим особенностям на три подтипа. Один из этих подтипов является первично-окисным в том смысле, что эти руды приобрели гидрогетитовый состав еще в олигоцене. Это черные сыпучие руды, играющие важную роль в строении рудных залежей месторождения Кок-булак.

Далее выделяются зеленые сыпучие руды преимущественно хлоритового состава и, наконец, возникшие за счет их окисления в современной зоне выветривания бурые сыпучие руды.

Цементированные руды разнообразнее в текстурном отношении. Среди них выделяются в качестве особых типов: 1) руды оолитовые, 2) бобово-оолитовые, 3) мелкогалечные конгломератовые и 4) грубые конгломератовые. Второй и четвертый из этих типов развиты почти исключительно на месторождении Кутан-булак, рудное тело которого целиком лежит в современной зоне окисления. Поэтому руды данных типов содержат только гидрогетитовый цемент. В грубых рудных конгломератах этот цемент, возможно, является первичным. В рудах же оолитовых и мелкогалечных конгломератовых по минералогическому составу цемента выделяются три подтипа: руды с сидеритово-хлоритовым цементом, руды с гидрогетитовым цементом, получившиеся за счет окисления предыдущих, и руды с кальцитовым цементом. Установлено, что последние образуются также в зоне современного окисления, за счет эпигенетической цементации черных и бурых сыпучих руд. В связи с этим несколько сомнительна обоснованность выделения подтипа мелкогалечных конгломератовых руд с кальцитовым цементом. В этом подтипе концентрация рудных галек не превышает наблюдавшейся в черных сыпучих рудах и никогда не достигает такого значительного количества, как в мелкогалечных конгломератовых рудах с сидеритово-хлоритовым цементом или с гидрогетитовым цементом.

Генетические соотношения типов и подтипов руд следующие:

Первичные типы руд		Типы руд зоны окисления
Черные оолитовые сыпучие	→	Черные оолитовые сыпучие
Зеленые оолитовые сыпучие	→	Бурые оолитовые сыпучие
Оолитовые с сидеритово-хлоритовым цементом	→	Оолитовые с гидрогетитовым цементом
?		Бобово-оолитовые с гидрогетитовым цементом
Мелкогалечные конгломераты с сидеритово-хлоритовым цементом	→	Мелкогалечные конгломераты с гидрогетитовым цементом
?		Грубые конгломераты с гидрогетитовым цементом
Массивные неоолитовые сидериты и анкериты	→	Массивные неоолитовые гидрогетиты

Для химической характеристики различных типов и подтипов руд мы пользовались только теми анализами, которые сделаны в лабораториях Геологического института АН СССР. Они приведены в таблицах этой главы. Анализы из разведочных отчетов для указанной цели, к сожалению, не пригодны, потому что опробованию подвергались не прослой руды определенного литологического типа, а «метры» рудных пачек, начиная от их кровли. Сюда попадали руды разного типа, а когда в описании соответствующих выработок отмечается однородная по составу рудная толща, — в этом нельзя быть уверенным вследствие большой схематич-

ности описаний. Проверка по керну многих таких описаний почти всегда обнаруживала более сложное строение рудной толщи. Мелкие прослои руды одного типа среди руды другого типа, как правило, при документации выработок не отмечались. Отсюда очевидно, что анализы разведочных отчетов пригодны для выведения средних цифр по месторождениям и участкам, но не пригодны для характеристики типов руд.

Средние цифры химических анализов, приведенных в этой главе, суммированы в табл. 69. Многие из них выведены на основании небольшого числа анализов и потому не могут считаться очень точными. Поэтому нельзя делать уверенных заключений о распределении в разных типах руд различных химических компонентов. Однако некоторые выводы из табл. 69 сделать можно.

Прежде всего бросаются в глаза особенности химического состава черных сыпучих руд. Эти руды наиболее богаты железом, наиболее бедны  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$  и серой. Последняя в них почти отсутствует. Особенности руд этого типа связаны, по-видимому, со своеобразием процессов окисления, происходивших еще в олигоценовое время.

Далее, из табл. 69 видно, что содержание некоторых компонентов зависит не от типа руды, а от того, с рудами какого месторождения мы имеем дело. Так, например, любые типы руд месторождения Кутан-булак содержат больше марганца, чем руды других месторождений. Фосфором, наоборот, наиболее богаты руды Кок-булака. Подобные особенности химического состава связаны, по-видимому, с генезисом рудных залежей и в зависимости от него распространяются на все типы руд данного месторождения.

Разные по генезису рудные залежи различаются по преобладанию в них руд тех или иных типов. Черные сыпучие руды широко развиты только в залежах дельтового генезиса, хотя в подчиненном количестве известны и в других генетических типах. В связи с этим и руды с кальцитовым цементом заметную роль играют только в дельтовых залежах. Зеленые и бурые сыпучие руды понемногу встречаются всюду. Оолитовые руды с первичным — сидеритово-хлоритовым и вторичным — гидрогетитовым цементом также распространены повсеместно, но в залежах дельтового типа их первичный цемент содержит больше сидерита и меньше хлорита, чем в залежах речных и лиманных. Мелкогалечные конгломератовые руды отсутствуют в озерных залежах, мало распространены в дельтовых и лиманных и широко — в речных. Бобово-оолитовые и грубые конгломератовые руды встречены только среди речных отложений. Напротив, массивные сидериты и анкериты в речных отложениях почти отсутствуют, появляются в лиманных, более широко распространены в дельтовых и достаточно широко развиты среди озерных руд.



## IX. МИНЕРАЛЫ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Минералогический состав железных руд и рудовмещающих пород месторождений Северного Приаралья изучался главным образом путем просмотра около 1000 прозрачных шлифов и 200 аншлифов. Благодаря наличию в рудах карбонатов и хлоритов, в различной степени окисленных, прозрачные шлифы оказались более удобными для определения минералов, чем аншлифы. Для твердых окисленных гидрогетитовых руд приготовлялись специальные, очень тонкие шлифы, а для контроля изучались полированные — аншлифы. Кроме того, для изучения минералогии руд были использованы данные химических, термических и рентгеноскопических анализов. Широко применялся также иммерсионный метод окрашивания глиен.

При изучении минералогического состава железных руд Приаралья я не ставила целью составить исчерпывающий список имеющихся в них и в рудовмещающих породах минералов. Мне казалось более необходимым выяснить характер и происхождение тех минералов, которые являются в рудных толщах породообразующими. Поэтому ниже описываются окислы и гидроокислы железа, железистые хлориты, карбонаты железа, сульфиды железа, некоторые минералы глиен и некоторые важные нерудные минералы, возникшие в процессе диагенеза и эпигенеза (кальцит, гипс, опал, халцедон, фосфаты). Другие — более редкие минералы — не описываются.

Перечень терригенных минералов железных руд и рудовмещающих пород был дан в разделе 6 главы III. Поэтому в настоящей главе кратко описываются лишь важнейшие из них, в том числе рудные.

### 2. ОКИСЛЫ И ГИДРООКИСЛЫ ЖЕЛЕЗА

#### Распространение

На месторождениях Северного Приаралья выше уровня грунтовых вод — в зоне окисления руды образованы преимущественно гидроокислами железа. Они слагают полностью рудные оолиты или образуют в них чередующиеся с хлоритом концентры, принимают значительное, а нередко основное участие в строении цемента руды, выполняют в ней трещины и образуют вторичные выделения в виде конкреций и жеод (натечные и

почковидные формы). Они образуют также базальный цемент включенных в руду обломков алевролита и руды более древней генерации.

Главная часть гидратов окиси железа является вторичным образованием по хлориту и сидериту, которые распространены в глубоких частях рудных залежей. На границе зоны окисления и ниже ее гидроокислы железа встречаются совместно с хлоритом и сидеритом. Здесь они слагают оолиты или отдельные их концентры, а также обломочки руды древней генерации, обычно не принимая участия в строении цемента. Однако в рыхлых разностях руд окисление иногда проникает и ниже уровня грунтовых вод. В этих случаях в шлифах наблюдается замещение гидроокислами железа хлоритово-сидеритового цемента руд.

### Принятая номенклатура минералов группы окиси и гидроокиси железа

Минералам группы гидроокиси железа посвящена большая литература, однако они до сих пор еще не имеют общепринятой номенклатуры. В русских и зарубежных руководствах по минералогии и в специальных исследованиях одни и те же минеральные формы гидроокиси железа часто называются по-разному, а одинаковые названия применяются к минералам различного химического состава. Как пишет Б. П. Кротов (1936, стр. 15), «некоторые названия минералов, предложенные ранее, в настоящее время перенесены на другие минералы; некоторые применялись к различным минеральным видам одновременно; для некоторых видов, собственно говоря, не имеется еще названий».

Подробный разбор истории изучения минералов группы окиси и гидроокиси железа дан Б. П. Кротовым (1936, 1943).

В настоящее время с помощью различных методов физико-химического анализа твердо установлены три факта, важные для классификации и номенклатуры минералов группы гидроокиси железа.

1. Эти минералы диморфны<sup>1</sup>. Они образуют два ряда соединений, члены которых, параллельные и одинаковые по составу, различаются по кристаллической решетке, кривым нагревания и обезвоживания, формам выделения, цвету и другим физическим свойствам, в том числе магнитным. Эти ряды по предложению Габера (Haber, 1925) обозначаются греческими буквами  $\alpha$  и  $\gamma$ <sup>2</sup>. Искусственно получена и третья модификация окислов железа, обозначенная буквой  $\beta$  (Wieser and Milligan, 1935), но в природе она не встречается. Безводная окись железа  $\alpha$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> соответствует минералу гематиту (название употреблялось еще в древности Теофрастом). Она имеет ромбоэдрическую кристаллическую решетку и парамагнитна. Безводная окись железа  $\gamma$ -Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> соответствует минералу маггемиту (название предложено в 1927 г. Вагнером). Она имеет кубическую кристаллическую решетку и ферромагнитна.

2. В обоих рядах существует только одно кристаллическое соединение окиси железа с водой, соответствующее моногидрату. Характер структурной связи окиси железа и воды в разных рядах существенно различен. В ряду  $\alpha$  это соединение имеет структурную формулу  $\text{HFeO}_2$ , а в ряду  $\gamma$  —  $\text{FeO} \cdot \text{OH}$  (Бетехтин, 1950). В моногидрате первого ряда гидроксильная группа отсутствует, а водород помещается между двумя атомами

<sup>1</sup> На диморфизм одинаковых по составу минералов группы окиси и гидроокиси железа начиная с середины прошлого века указывали разные авторы, в частности В. И. Вернадский (1910). Однако доказанным это явление стало лишь в 20-х годах нашего века после появления новых методов изучения структуры минералов.

<sup>2</sup> Против выделения  $\alpha$ - и  $\gamma$ -рядов минералов окиси и гидроокиси железа протестовал только М. С. Тоцилин (1954, стр. 8), по мнению которого, «деление гидроокислов железа на два ряда практически пока нецелесообразно». Однако приведенные им аргументы мало убедительны.

кислорода. Почти все современные авторы называют моногидрат окиси железа ряда  $\alpha$  — гетитом, а моногидрат окиси железа ряда  $\gamma$  — лепидокрокитом, хотя Б. П. Кротов (1943) рекомендует отказаться от названия «лепидокрокит» и называть моногидраты окиси железа  $\alpha$ -гетитом и  $\gamma$ -гетитом, как предложил в 1939 г. Химмель (Himmel).

3. Все прочие гидраты окиси железа, с различным отношением  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , не представляют собой самостоятельных минералов с особыми кристаллическими решетками, а являются продуктами поглощения разных количеств воды либо безводными окислами железа обоих рядов (гематитом и маггемитом), либо моногидратами этих окислов.

Уже вопрос о физической природе этой поглощенной воды является несколько спорным. Е. Позняк и Г. Мервин (Posnjak and Merwin, 1919) на основании изучения термограмм и кривых обезвоживания различных гидроокислов железа пришли к выводу, что вода является частью адсорбированной, частью капиллярной. Н. С. Курнаков и Е. Я. Роде (1926), Г. Г. Уразов (1931) и Е. Я. Роде (1930, 1936) пытались доказать, что поглощенная вода в окислах и моногидратах окислов железа носит цеолитный характер или заключена в виде твердого раствора. Однако, как пишет Б. П. Кротов (1943, стр. 133), «в настоящее время выяснилось, что Е. Я. Роде не удалось разрешить однозначно вопрос о природе воды в гидрогетитах и гидролепидокрокитах». Рентгенометрические же исследования показывают, что межплоскостные расстояния в решетках окислов железа и их моногидратов не изменяются в зависимости от количества содержащейся в них воды, что почти несомненно должно было бы быть в случае твердых растворов. Поэтому все рентгенологи, занимавшиеся этим вопросом (Böhm, 1925; Böhm, 1928; Frebold, 1926; Goldstauß, 1935; Руксби, 1955, и др.), считают, что переменные количества воды, которые обнаруживаются химическими анализами в окислах и моногидратах окислов железа, не образуют твердых растворов, а являются адсорбированными. Тем не менее, Ф. В. Чухров в последнем издании книги «Коллоиды в земной коре» (1955<sub>1</sub>) пишет, что вода в гидроокислах железа находится обычно в состоянии твердого раствора. Очевидно, этот вопрос еще подлежит уточнению.

Существование расхождений в номенклатуре минералов группы гидроокислов железа заставляет указать, в каком смысле то или иное название употребляется мною. Наиболее правильной мне кажется классификация и номенклатура этих минералов, предложенные в 1936 г. Б. П. Кротовым. Поэтому в своей работе я почти точно следую им.

Гематитом, как и все, я называю ромбоэдрическую разность безводной окиси железа, т. е.  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ .

Гидрогематитом — минерал с той же решеткой и с некоторым количеством адсорбированной воды (менее одной части на одну часть  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ).

Гетитом, в соответствии со взглядами большинства современных минералогов, я называю кристаллический  $\alpha$ -моногидрат окиси железа, дающий бурую черту и при обезвоживании переходящий в гематит.

Название лепидокрокит я оставляю для кристаллического  $\gamma$ -моногидрата окиси железа, который отличается от гетита иными межплоскостными расстояниями решетки, особой кривой нагревания, оранжево-желтой чертой, высоким преломлением и другими оптическими признаками.

Для гидроокислов железа с кристаллической решеткой гетита и содержанием воды в количестве от 1 до 1,5 молекулы на одну молекулу  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  мною употребляется название «гидрогетит», несмотря на указания Б. П. Кротова (1936, 1943) и Ф. В. Чухрова (1944), согласно которым П. А. Землячченский в 1889 г. впервые описал под этим названием минерал из группы лепидокрокита. Делается это потому, что в литературе по осадочным железным рудам СССР именно за гидратированными гетитами твер-

до укрепились название «гидрогетит» (Кротов, 1936 и 1942; Новохатский, 1949; Литвиненко, 1953, 1956; Глазковский, 1945; Точилин, 1954, и др.). Другое название привело бы к тому, что одинаковые минералы руд различных месторождений СССР назывались бы по-разному.

Гидроокислы железа, содержащие от 1,5 и более молекул воды на 1 молекулу  $Fe_2O_3$ , я буду называть лимонитом, как это делают И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишников (1951) и М. С. Точилин (1951, 1954).

Рентгенограммы показывают, что гидроокислы железа руд Приаралья имеют межплоскостные расстояния, как у гетита, а химические анализы в большинстве случаев обнаруживают содержание в них воды в количестве от 1 до 1,5 молекул на 1 молекулу  $Fe_2O_3$ . Таким образом, по принятой номенклатуре эти минералы в основном следует относить к гидрогетитам. Другие разности окислов и гидроокислов железа встречаются в рудах Приаралья в очень небольшом количестве, в виде примесей к гидрогетиту.

Ниже дается описание тех минералов группы окиси и гидроокиси железа, которые были встречены в рудах Северного Приаралья.

### Гематит

Встречается очень редко, в виде обломочных зерен угловатой формы и в виде диагенетических кристаллов таблитчатой формы в ядрах оолитов и в цементе руд. Столь же редко он встречается в рудной части тяжелой фракции алевритов и песков, переслаивающих и сопровождающих руду. Этот минерал диагностируется в прозрачных шлифах, в проходящем свете по красному цвету, а в отраженном — по стально-серому. Отражательная способность около 20%. Она легко определяется по сравнению с отражательной способностью ильменита, который часто встречается в рудах.

Поскольку гематит встречается очень редко и преимущественно в виде обломочных зерен, он, по существу говоря, не может рассматриваться как рудообразующий минерал.

### Гидрогематит

Встречается также редко, однако уже как рудообразующий минерал, главным образом эпигенетического происхождения. Иногда тонкой корочкой этого минерала выстланы внутренние полости гидрогетитовых жеод. В других случаях он образует натеки «красной стеклянной головы» на угловатых и окатанных обломках конгломератовых руд в зоне их выхода на поверхность.

Минерал определяется по малиново-красному цвету, красной черте и химическому составу. Под микроскопом это мелкокристаллический агрегат, действующий на поляризованный свет. Красные корочки гидрогематита, снятые со стенок жеод, содержат 71,78%  $Fe_2O_3$  и 6,05% связанной воды. Отношение  $Fe_2O_3 : H_2O = 1 : 0,75$ .

### Лепидокрокит

По данным сводки Г. Вейзера (Weiser, 1935), гетит является кристаллической формой, возникающей обычно при старении гелей и зелей основной водной окиси железа, а лепидокрокит — аналогичной по химическому составу, но иной по характеру решетки формой, возникающей при окислении соединений закиси железа.

Поскольку в месторождениях Приаралья окислы железа образовались главным образом за счет окисления хлорита и сидерита, можно было ожидать, что среди них развиты преимущественно минералы группы лепидокрокита. Однако минералогическое изучение руд зоны окисления не подтверждает этого и заставляет сомневаться в правильности выводов Г. Вейзера. Среди гидроокислов железа в рудах Приаралья встречается минерал, близкий по составу к моногидрату, но, как будет видно ниже,

с оптическими и другими свойствами гетита, а не лепидокрокита. Последний же в рудах Приаралья если и встречается, то в таких ничтожных количествах, что считать его точно установленным нельзя. При просмотре шлифов руд, содержащих обломочки руды древней генерации, встречаются участки цемента оолитов в виде тонкочешуйчатых или волокнистых агрегатов с огненно-красными внутренними рефлексами, относительно высоким рельефом и высоким двупреломлением, что характерно для лепидокрокита. Эти участки так невелики, что выделить их вещество для какого-либо анализа не представлялось возможным.

### Гетит

Этот минерал играет сравнительно незначительную роль в строении руд, однако он несомненно существует и диагностируется по многим признакам.

По составу наиболее близки к гетиту гидроокислы железа в определенном типе руд, а именно — в черных сыпучих рудах, которые (как отмечалось выше) широко развиты только на месторождении Кок-булак. Электромагнитная часть фракции 0,5—0,25 мм этих руд состоит почти исключительно из целых рудных оолитов. Их химические анализы были приведены в табл. 24. Судя по этим анализам, степень гидратации окислов железа в черных оолитах сыпучих руд очень невелика. В некоторых случаях, если всю связанную воду считать соединенной с окисью железа, а присутствующий в них свободный глинозем — безводным, отношение  $Fe_2O_3 : H_2O$  получается равным 1 : 1,01 или 1 : 1,19. Такие цифры говорят о присутствии в руде почти чистого моногидрата окиси железа. Надо, впрочем, отметить, что в других образцах окислы железа в оолитах черной сыпучей руды гидратированы несколько больше.

Очень чистым моногидратом окиси железа оказались сложены рудные галечки, встречающиеся в некоторых разностях черной сыпучей руды. Их химический анализ дал 65,80%  $Fe_2O_3$  и 7,46% связанной воды. Для соотношения  $Fe_2O_3 : H_2O = 1 : 1$ , характерного для гетита, на 65,80%  $Fe_2O_3$  нужно 7,40%  $H_2O$ . Следовательно, если всю связанную воду соединить с окисью железа, то и тогда избыток ее против формулы гетита будет равен всего 0,06%. Гетит таких галек не является чистым минералом, а, как все природные окислы железа, содержит примеси: глины (4,47%  $Al_2O_3$  и 3,86%  $SiO_2$ ), свободного кварца (10,64%),  $P_2O_5$  (1,90%) и незначительного количества карбонатов (0,57%  $CaCO_3$  и 1,04%  $MgCO_3$ ).

Удельный вес рудных галек, определенный с помощью пикнометра, оказался равным 3,95, т. е. очень близким к удельному весу гетита. Отражательная способность их вещества в аншлифе — 17%.

Принадлежность описываемых моногидратов окиси железа гетиту, а не лепидокрокиту доказывается оставляемой ими бурой чертой, коричневыми и бурыми внутренними рефлексами, менее сильным двуетражением и данными рентгеноструктурного анализа (табл. 70). Кристаллическое строение гетита и лепидокрокита различно, вследствие чего на рентгенограммах они дают различные величины межплоскостных расстояний и разную интенсивность близких по положению линий (Руксби, 1955). Все рентгенограммы оолитов и галек из черных сыпучих руд дают межплоскостные расстояния и интенсивность линий, характерные для гетита,

Следует заметить, что если по химическому составу и по четкости линий на рентгенограммах<sup>1</sup> гидроокислы железа черной сыпучей руды близки

<sup>1</sup> Гидрогетит, лимонит и другие многоводные окислы железа, как писалось выше, представляют собой продукты адсорбции воды гетитом и потому не отличаются от него на рентгенограммах по межплоскостным расстояниям и интенсивностям линий. Однако большое количество адсорбированной воды приводит к частичному переходу вещества в состояние геля, что дает меньшую четкость линий на рентгенограммах.

Межплоскостные расстояния для образцов гетита  
(Интенсивность в цифрах дана по десятибалльной шкале)

Инв. №	Кон-булак, шурф 27, черные галеч- ки в сыпуче		Гетит по Рункси (1955)		Гетит по Гинзбургу и Рунавишиниковой (1951)		Гетит по Роде и Брунов- скому (1936)	
	d в Å	интенсив- ность	d в Å	интенсив- ность	d в Å	интенсив- ность	d в Å	интенсивность
1	4,95	2	4,96	3	5,165	1	4,74	Слабая
2	4,60	3	4,15	10	4,58	1	4,39	»
3	4,11	7	3,363	3	4,15	9	4,03	Сильная
4	3,76	2	2,674	6	3,73	1	—	
5	3,37	3	2,565	3	3,40	2	3,27	Оч. слабая
6	2,95	2 р.	2,508	1	2,965	2	2,88	» »
7	2,69	7	2,471	3	2,685	10	2,63	Сильная
8	2,573	3	2,433	7	2,590	2	2,52	Средняя
9	2,437	8	2,237	4	2,445	10	2,42	Оч. слабая
10	2,236	3	2,175	4	2,350	1	2,38	Сильная
11	2,208	3	1,997	1	2,245	4	2,21	Средняя
12	1,941	1 р.	1,908	2	2,190	8	1,98	Оч. слабая
13	1,793	1 р.	1,788	2	2,00	1	1,89	» »
14	1,712	5	1,762	1	1,920	2	1,77	Средняя
15	1,583	1	1,709	6	1,805	2	1,69	Сильная
16	1,556	3	1,679	3	1,720	9	1,63	Слабая
17	1,507	3	1,650	1	1,690	4	1,57	Средняя
18	1,447	3	1,594	1	1,565	9	1,54	Сильная
19	1,347	1 р.	1,554	4	1,515	6	1,49	»
20	1,308	2 ш.	1,500	3	1,460	8	1,43	Средняя
21			1,465	1	1,405	2	1,40	»
22			1,459	1	1,400	3	1,34	Сильная
23			1,445	3	1,360	5	1,30	Средняя
24			1,412	2	1,315	5	1,28	Слабая
25			1,386	2	1,290	3	1,19	Средняя
26			1,361	1	1,150	4		
27			1,351	2	1,145	4		
28			1,340	1	1,125	6		
29			1,309	2	1,100	2		
30					1,065	3		
31					1,055	6		

к гетиту, то в других отношениях (изотропизм, отражательная способность) они всегда ведут себя как гидрогетит. По этим показателям менее гидратированные, близкие гетиту, и более гидратированные (судя по анализам табл. 24) разности гидроокислов железа черных сыпучих руд почти не отличаются друг от друга.

Кроме черных сыпучих руд, гетит или близкие к нему гидраты окислов железа обнаружены в рудах Приаралья еще в нескольких случаях.

В конгломератных рудах месторождений Кутан-булак и Талды-эспе этот минерал встречается в виде натеков типа «стеклянной головы» вокруг рудных галек, бобовин и обломков железистого алевролита, а также слагает внутренние концентры довольно крупных жезд.

Наконец, в цементе гидрогетитовых оолитовых руд под микроскопом видны иногда участки гетита зонально-колломорфного строения, действующ-

щие на поляризованный свет и обнаруживающие желто-оранжево-бурый плеохроизм (табл. VII, фиг. 1). По-видимому, они образовались при дегидратации микроконкреционного гидрогетитового цемента. Ввиду незначительной величины участков гетита в цементе оолитовых руд, выделить вещество таких участков для каких-либо анализов не удалось.

### Гидрогетит

Гидрогетит является основным рудным минералом месторождений Северного Приаралья. Рентгенограммы любых текстурных типов бурых железняков из любого месторождения Приаралья дают более четкие или более расплывчатые линии, характерные для межплоскостных расстояний гетита. Термограммы этих руд дают до гетитовой остановки более или менее резкие перегибы, связанные с удалением адсорбированной воды. Пересчеты химических анализов показывают, что молекулярные отношения воды к окиси железа больше 1, но меньше 1,5 (за редкими исключениями). Эти данные и позволяют считать, что в рудах Приаралья из окислов железа присутствует главным образом гидрогетит.

Это скрытокристаллический, а частично слабо раскристаллизованный минерал, дающий на фарфоровой пластинке бурую или желтую черту, не действующий на поляризованный свет, с показателем преломления — 2,0 — 2,1—2,2. Отражательная способность гидрогетита от 16 до 14% (в некоторых случаях бывает 15 и 19%). Внутренние рефлексы этого минерала бурые, желтые или коричневые. Удельный вес, определенный пикнометром, различен, но не ниже 3 и не выше 3,95—4,00. Плотность и твердость гидрогетита различны и зависят от его структуры, которая бывает оолитовой, радиально-лучистой, колломорфной, сферолитовой или метаколлоидной.

По времени образования и формам выделения в рудах Приаралья можно различать большое количество разновидностей гидрогетита, которые кратко описываются ниже.

А. Наиболее древним является гидрогетит оолитов I типа, т. е. оолитов более ранней генерации. Эти оолиты претерпели полное окисление, сопровождавшееся разрушением концентрической структуры еще во время рудообразования, т. е. в среднем олигоцене (табл. II, фиг. 1 и табл. V, фиг. 1 и 2). Слагающий их гидрогетит представляет собой коричневый или темно-бурый, в тонких шлифах оптически изотропный минерал. Внутренние рефлексы его темно-желтые и бурые. В косом отраженном свете гидрогетит древней генерации имеет темно-серый цвет с металлическим оттенком. В аншлифах отражательная способность его колеблется от 17 до 15 (табл. VII, фиг. 1).

В прозрачных шлифах гидрогетит оолитов I типа имеет сплошную трещиноватую поверхность (табл. II, фиг. 1). Концентрическая структура отсутствует или очень слабо заметна. Из таких оолитов состоит черная сыпучая руда без цемента. Кроме того, они встречаются в рудах других типов поодиночке среди оолитов более поздней генерации, а также слагают бобовины и обломки перемытой руды более древней генерации (табл. VII, фиг. 2).

Обломки оолитов I типа часто являются ядрами оолитов II типа (табл. V, фиг. 3 и 4).

На месторождении Кок-булак обнаружены руды, состоящие из очень мелких обломочных зерен гидрогетита. Эти зерна лишены и внешнего вида и внутреннего строения оолитов. Они имеют разнообразную форму окатанных обломочков и по величине не превышают 0,1—0,2 мм. Такие окатанные зерна гидрогетита древней генерации, явно перемытые и перенесенные водой, часто лежат в совершенно неокисленном хлоритовом

Межплоскостные расстояния рентгенограмм для образцов гидрогетитов месторождений Кок-булак, Алапаевского и Уральского (Интенсивность в цифрах дана по десятибалльной шкале)

№ линии	Кок-булак, Южный участок, бурые оолиты. Магнитная фракция 1,0—0,5 мм		Кок-булак, черные оолиты I типа		Алапаевский гидрогетит (по Чухрову, 1955,)		Уральский гидрогетит. Бакал (по Горбунову, 1952)	
	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность
1	5,0	2	—	—	4,613	2	6,08	Оч. слабая
2	4,60	4	4,60	3	4,178	10	4,76	Ср. слабая
3	4,17	10	4,14	10	3,385	3	4,32	» »
4	3,74	1	—	—	2,975	1	3,95	Оч. сильная
5	3,73	3	3,68	3	2,690	8	3,52	Оч. слабая
6	2,97	2	3,10	3	2,580	3	3,21	Ср. слабая
7	2,84	1	2,81	1	2,450	10	2,72	Оч. слабая
8	2,70	8	2,69	8	2,253	4	2,61	Оч. сильная
9	2,58	3	—	—	2,189	6	2,42	Ср. сильная
10	2,44	9	2,42	8	2,020	1	2,34	» »
11	2,25	3	2,27	4	1,923	1	2,19	Средняя
12	2,19	3	2,18	5	1,895	1	2,16	Оч. сильная
13	1,99	1 ш. р.	1,98	1 ш. р.	1,832	2	1,92	Оч. слабая
14	1,905	1 ш. р.	1,90	1	1,719	8	1,87	Слабая
15	1,904	1 р.	—	—	1,692	2	1,82	»
16	1,803	7	1,81	4	1,659	1	1,78	Оч. слабая
17	1,695	1	1,74	3	1,603	2	1,73	» »
18	1,657	1	1,72	2	1,564	6	1,68	Оч. сильная
19	1,606	2	—	—	1,510	4	1,66	Сильная
20	1,566	4	1,560	4	1,454	4	1,63	Ср. слабая
21	1,509	4	1,500	4	1,423	2	1,58	Сильная
22	1,454	3	1,454	3	1,395	2	1,49	Оч. сильная
23	1,419	2	—	—	1,362	1	1,47	Сильная
24	1,397	—	—	—	1,319	2	1,43	»
25	1,356	1 оч. ш. р.	—	—	1,292	1	1,39	Слабая
26	1,317	3	—	—	1,266	1	1,37	Ср. сильная
27	1,289	1	—	—	1,246	1	1,33	» »
28	—	—	—	—	1,127	1	—	—

или сидеритовом цементе (табл. XI, фиг.2). Эти же галечки, являющиеся ядрами оолитов, бывают окружены хлоритовыми или гидрогетитовыми концентратами более поздней генерации и участвуют тогда в образовании нормальных оолитов (табл. II, фиг. 3).

Гидрогетит древней генерации был выделен отсевом и электромагнитной сепарацией, главным образом из черной сыпучей руды, лишенной цемента. Удельный вес такого гидрогетита изменяется от 3,15 до 3,96 (черные оолиты из сыпучей руды: шурф 2 — 3,15; шурф 3 — 3,96; скв. 116 — 3,61 и скв. 203—3,51).

Химические анализы (глава VIII, табл. 24) показывают, что из девяти образцов магнитного концентрата черных оолитов четыре имеют отношение  $Fe_2O_3 : H_2O$  от 1,01 до 1,08, а другие пять — от 1 : 1,19 до 1 : 1,36. В среднем на 70,32%  $Fe_2O_3$  приходится 9,30%  $H_2O$ , т. е. молекулярное



отношение  $Fe_2O_3 : H_2O = 1 : 1,17$ . Такая малая величина содержания воды в окиси железа и потеря гидрогетитом в оолитах более древней генерации концентрической структуры объясняются его дегидратацией и большей раскристаллизованностью, чем гидратов окиси железа более поздней генерации. Иногда черные блестящие оолиты I типа в результате перекристаллизации, сопровождаемой дегидратацией, приближаются по составу к гетиту.

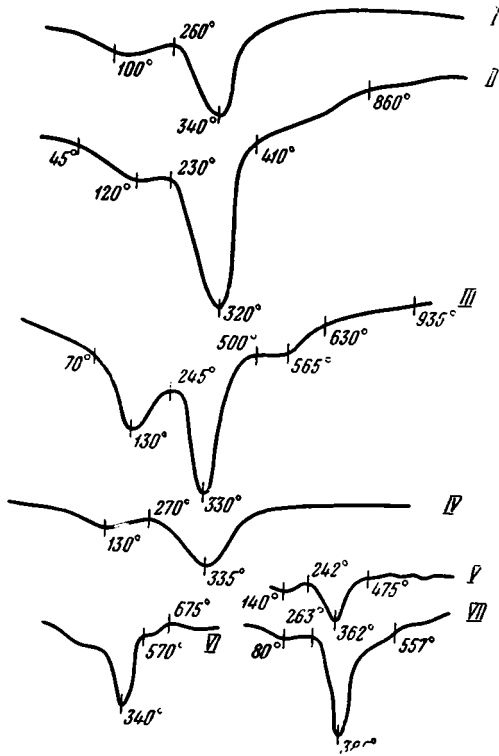


Рис. 42. Термограммы гидроокислов железа.

I — Кутан-булак, шурф 17, магнитный концентрат, оолиты фракции 0,5—0,25 мм; II — Кок-булак, скв 205, магнитный концентрат, бурые оолиты фракции 0,5—0,25 мм; III — Кок-булак, Южный участок, шурф 48, выделенный бурый цемент руды; IV — Кок-булак, Южный участок, шурф 47, бурая плотная оолитовая руда; V — охристые гидрогетиты из руды Мало-Халиловского месторождения (по М. И. Калганову, 1942); VI — природные гидрогетиты (по Е. Я. Роде, 1930); VII — скрытокристаллические гидрогетиты из руды Ново-Киевского месторождения (по М. И. Калганову, 1942)

и кривая обезвоживания лимонита по А. Г. Бетехтину (1950).

Все они очень близки между собою. Однако необходимо отметить, что гидрогетиты Приаралья из оолитов I типа, приближающиеся по содержанию воды к гетитам, наиболее похожи по кривой нагревания на волокнистые гидрогетиты Алапаевских и Синарских месторождений на Урале (Е. Я. Роде, 1936). Подобно им, приаральские гидрогетиты имеют ясно выраженную гетитную остановку при  $340^\circ$ . Ни в одном образце из многих исследованных не проявлялся эндотермический эффект при  $360^\circ$  или  $385^\circ$ , что наблюдалось на кривых нагревания халиловских гидрогетитов (Яницкий, 1942, стр. 319; Калганов, 1942, стр. 268; Калганов и

перекристаллизации, сопровождаемой дегидратацией, приближаются по составу к гетиту. Рентгенометрическое изучение электромагнитной части черной сыпучей руды показало, что гидрогетит оолитов I типа рентгенокристаллический. Порошковые рентгенограммы дают типичную кристаллическую структуру гетита, т. е.  $\alpha-Fe_2O_3 \cdot H_2O$  (табл. 71), очень близкую к эталонам, приведенным, например, в работах Е. Я. Роде и Б. К. Бруновского (1936), Н. И. Горбунова, И. Г. Цурюпы и Е. А. Шурыгиной (1952) и Х. П. Руксби (1955).

Термограммы и кривые обезвоживания электромагнитных концентратов черной сыпучей руды также характерны для гидрогетита. На термограммах гидрогетита древней генерации (оолиты I типа) низкотемпературная остановка при  $100-120^\circ$  (выделения адсорбированной воды) выражена слабо, что соответствует низкому содержанию в нем этой воды. Зато резко выражена «гетитная» остановка при температуре  $330-340^\circ$ , соответствующая (по Е. Я. Роде, 1936) разложению гетита.

На рис. 42 приведены термограммы гидрогетита из месторождений Приаралья, а для сравнения — термограммы гидрогетита из работ Е. Я. Роде (1936), М. И. Калганова (1942)

Левина, 1942, стр. 185 и 187), лимонита, изучавшегося А. Г. Бетехтиным (1950), а также матовых гидрогетитов (бурых железняков), изучавшихся Е. Я. Роде (1936).

Б. Гидрогетит оолитов II типа. Оолиты II типа, как говорилось ранее, обладают ясно выраженной концентрической структурой и состоят из чередования слоев гидрогетита и хлорита (табл. II, фиг.3) или из одного гидрогетита (табл. II, фиг. 2 и табл. VIII, фиг. 1).

Их вещество не подвергалось еще в олигоценовое время той дегидратации и полному окислению, как вещество оолитов I типа. Гидрогетит таких оолитов изучался в шлифах. Для различных его анализов брались отсеянные и подвергнутые электромагнитному обогащению оолиты из бурых сыпучих руд, а также из цементированных кипячением в воде и раздавливанием менее плотных разностей цементированных оолитовых руд.

Гидрогетит оолитов II типа в проходящем свете имеет коричневый цвет различных оттенков. Он оптически всегда изотропен. В отраженном косом свете он не имеет серых оттенков, а только желто-бурые. Внутренние рефлексы его чисто желтые. Отражательная способность его в шлифах ниже, чем гидрогетита оолитов I типа (12—15%). Удельный вес его меньше и обычно близок к 3 (от 2,89 до 3,41). Твердость различна — от 3 до 5. Под микроскопом в иммерсионных препаратах гидрогетит растертых оолитов II типа имеет вид мелких агрегатов или тонких чешуек, не действующих на поляризованный свет.

Гидрогетит оолитов II типа представляет собой более водные окислы железа, чем гидрогетит оолитов I типа. Это видно прежде всего по данным химических анализов бурых сыпучих руд и цементированных оолитовых руд, сложенных преимущественно такими оолитами (табл. 38 и 39). В первом отношении  $Fe_2O_3 : H_2O$  колеблется от 1 : 1,35 до 1 : 1,63, составляя в среднем 1 : 1,5; во-вторых, от 1,02 до 1,66, составляя в среднем 1,35<sup>1</sup>. Относительно высокая степень гидратации окислов железа в оолитах II типа подтверждается и их термограммами (рис.42), на которых можно видеть ясно выраженный эндотермический эффект при 100—120°, соответствующий удалению адсорбированной воды. В остальном эти термограммы сходны с термограммами оолитов I типа, и эндотермическая остановка, связанная с разложением гетита, остается у них при 330—340°.

Рентгенограммы порошка гидрогетита из оолитов II типа остаются близкими к рентгенограммам гетита, опубликованным в существующей литературе. Межплоскостные расстояния (табл. 71) показывают близкое сходство между образцами с месторождения Кок-булак (бурые оолиты) и алапаевским желто-бурым гидрогетитом (по Ф. В. Чухрову, 1955<sub>1</sub>), а также гидрогетитом из Бакальского меторождения (по Н. И. Горбунову, И. Г. Цурюпе и Е. А. Шурьгиной, 1952).

В. Гидрогетит цемента руд зоны окисления в основной своей части вторичен. Он дает многочисленные разновидности выделений и структур. Чаще всего гидрогетитовый цемент руд по структуре бывает метаколлоидным: слугстовым, колломорфным, зональным, ритмическим, ячеистым, петельчатым, сферолитовым и концентрически-слоистым. Иногда гидрогетитовый цемент представлен рыхлой землистой массой, в некоторых же случаях он микроглобулярный или микроконкреционный. По характеру выполнения пространства между оолитами гидрогетитовый цемент бывает базальным, поровым или слугстовым. По физическим свойствам он очень

<sup>1</sup> При условном пересчете всей связанной воды на окись железа. Действительная степень гидратации должна быть несколько ниже.

изменчив. Удельный вес его колеблется от 2,90 до 4,00, твердость от 2 до 5, плотность — от охристого порошка до каменистой породы.

В зависимости от состава и структуры первоначального цемента можно выделить три модификации гидрогетитового цемента.

а) Гидрогетит цемента плотной тяжелой руды, образовавшийся при окислении сплошного сидеритового цемента. Наиболее плотным цементом неокисленных руд является сидеритовый. В таких рудах оолиты разнообразны по составу, но цемент сложен сплошным мозаичным сидеритом. При окислении этого цемента образуется плотный гидрогетитовый цемент колломорфной, зональной или концентрически-слоистой структуры (табл. VII, фиг. 1). Зоны, или концентры такого цемента в шлифах и аншлифах резко выделяются неоднородной окраской, зависящей от различной степени окисления сидерита, и в некоторых случаях имеют различные оптические свойства.

б) Гидрогетит цемента неплотной руды (табл. VI, фиг. 4). Такой гидрогетит образуется за счет окисления пластинчатого хлоритового цемента руд. Первичным цементом оолитов и более древних рудных обломков в подавляющем большинстве случаев являлся железистый хлорит, который не всегда подвергался сидеритизации. Такой цемент в зоне выветривания обычно полностью замещается сплошным аморфным охристым гидрогетитовым цементом, не просвечивающим в тонких шлифах и окрашенным в густой буро-коричневый цвет.

в) Гидрогетит микроконкреционного цемента руды. Такой гидрогетит образуется при окислении пористого хлоритового или сидеритового цемента. Вторичные выделения гидрогетита в трещинах и порах руды образуют микроконкреции, микросферы и округлые сгустки диаметром около 0,03—0,05 мм. В некоторых случаях микросферы обладают ясно выраженной концентрически-слоистой или радиально-лучистой и радиально-волоконистой структурой. Некоторые из этих микроконкреций имеют правильную сферическую форму, другие же полусферическую, с центром нарастания на поверхности другой микроконкреции или на поверхности оолита. Иногда наблюдается, что вокруг участков микроконкреционного гидрогетита и между ними в цементе сохранились участки неокисленного хлоритового цемента.

Первоначально мы рассматривали гидрогетит микроконкреций только как продукт окисления на месте пористого цементного хлорита или сидерита, но впоследствии были обнаружены такие же гидрогетитовые микроконкреции в кальцитовом цементе кварцевых алевролитов (табл. VIII, фиг. 4) и в трещинках гидрогетитовых алевролитов, т. е. в породах, которые не содержат и, по-видимому, не содержали хлорита. Это обстоятельство заставляет в некоторых случаях рассматривать гидрогетит микроконкреций как продукт инфильтрации окислов железа, возможно, и получившихся в результате окисления хлорита, но в другом месте, где-нибудь выше по разрезу рудной толщи, а не там, где сейчас наблюдаются эти микроконкреции.

Иногда гидрогетит в цементе руд представлен веретенообразными стяжениями. Это наблюдалось в цементе руд некоторых шурфов месторождения Кутан-булак. Длина веретенообразных стяжений от 0,01 до 0,1 мм. Степень сжатости различная, концы обычно заостренные. Эти стяжения лежат то группами, то поодиночке, иногда сосредоточиваясь вокруг оолитов. Слагающий их гидрогетит непрозрачен. Оригинальная форма этих стяжений является результатом окисления отдельных ромбоэдров сидерита, которые впоследствии, при уплотнении вещества и дегидратации, образовали удлинённые тела.

Г. Гидрогетит пигментный можно наблюдать в хлоритовых концентрах оолитов, а также в хлоритовом, сидеритовом или кальцитовом це-

менте руд, даже и в глубоких частях рудных линз. В хлорите оолитов гидрогетит образуется в виде мельчайших зернышек, хлопьев и расплывчатых пятен. Пигментный гидрогетит хорошо виден внутри хлоритовых оолитов на фото табл. IX, фиг. 1, а также табл. VI, фиг. 3. Чаще всего пигментация охватывает определенные концентры оолита и тогда выделения гидрогетита располагаются кольцеобразно (табл. X, фиг. 1). Нередко они сливаются в концентрически расположенные прожилки. Наконец, иногда гидрогетитовая пигментация охватывает полностью или почти полностью первично-хлоритовое вещество оолита, затушевывая его концентрическую структуру. Получаются сплошные коричневатые микроглобулярные оолиты с хлоритовой оторочкой (табл. V, фиг. 4), в проходящем свете напоминающие гидрогетитовые оолиты I типа.

В цементе руд пигментный гидрогетит представлен различными структурными формами. Например, кальцитовый цемент гидрогетитовых оолитов I типа из обнажений по Тас-саю (Кок-булак) всегда окрашен гидроокислами железа. Содержание  $Fe_2O_3$  в таком цементе равно 4—7%. Гидрогетит, окрашивая отдельные волокна кальцитового цемента, и сам как бы приобретает эту ориентированно-волокнистую структуру (табл. V, фиг. 1). В других случаях гидрогетит развивается вокруг ромбоэдров и неправильных зерен сидерита, образуя как бы рамочку вокруг них (структура краевых каемок). Периферические оторочки из гидрогетита получаются также при развитии его вокруг хлоритовых микросфер и радиально-слоистых образований. Часто пигментный гидрогетит хлоритовых оолитов и гидрогетит окисления хлорита цемента при скрещенных николях сохраняют слабую интерференционную окраску хлорита.

Д. Гидрогетит выполняет часто трещины дегидратации в оолитах и в плотном цементе обломков руды древней генерации. В проходящем свете гидрогетит трещин темно-бурый, аморфный, оптически изотропный. Образование трещин в оолитах, очевидно, связано с диагенетическим уплотнением вещества оолитов (коагуляция зелей, частичная дегидратация и т. д.).

Е. Гидрогетит цемента выполнения пор. В некоторых образцах неокисленных или слабо окисленных руд имеются выделения коричневатого аморфного гидрогетита, заполняющего поры в породе и слегка разъедающего по краям участки более древнего хлоритового цемента. Вероятно, этот гидрогетит образовался в современную эпоху, при просачивании через рудную толщу атмосферных вод (табл. IX, фиг. 3).

Ж. Гидрогетит замещения кварцевых и полевошпатных зерен решетчатой и «цементной» структуры. Зерна полевого шпата, если они встречаются в оолитах, в обломках руды более древней генерации или в цементе окисленной руды, почти всегда бывают прорезаны по спайности тонкими прожилками гидрогетита (табл. XII, фиг. 2 и табл. VI, фиг. 4), иногда настолько густыми, что полевошпатовое вещество сохраняется только в некоторых узких полосках между ними. Изредка встречаются зерна сплошного гидрогетита с параллельно-волокнистой структурой, представляющие собой, по-видимому, псевдоморфозы по полевоому шпату.

Зерна кварца иногда имеют чистые резкие очертания, однако иногда они сильно разрушаются и замещаются гидрогетитом коррозионной структуры, особенно когда находятся внутри гидрогетитовых оолитов (табл. XII, фиг. 1 и 2). Зерна кварца внутри хлоритовых оолитов обычно имеют более свежий вид, хотя при окислении хлорита и они начинают импременноваться гидрогетитом (табл. X, фиг. 1).

В крупных зернах кварца хорошо видно, что замещение его гидрогетитом идет по сети неправильных, ветвящихся, зигзагообразных, пересекающихся между собой трещин (табл. VIII, фиг. 4). В алевролитах и песчаных разностях руд с базальным гидрогетитовым цементом наблю-

дается не растрескивание кварцевых зерен, а разъедание и замещение их по краям.

З. Крайне редок гидрогетит замещения органических остатков. Он обычно имеет ячеистую структуру, представляющую реликт клеточной структуры древесины.

И. Более молодым, чем большинство перечисленных типов гидрогетита, является гидрогетит жеед и секущих прожилков, местами наблюдаемых в рудной толще. Его образование несомненно связано с процессами современного выветривания.

### 3. ЖЕЛЕЗИСТЫЕ ХЛОРИТЫ

#### Распространение и формы нахождения хлоритов

Железистые хлориты — широко распространенные рудные минералы месторождений Северного Приаралья, хотя в количественном отношении они значительно уступают гидроокислам железа. Существенную роль они играют в строении глубоких обводненных частей рудных тел, однако и выше уровня грунтовых вод, в противоположность цементному сидериту, они не исчезают полностью, но отмечены в шлифах иногда вплоть до выхода руды на поверхность.

Роль хлоритов в сложении руд того или другого месторождения зависит не столько от условий рудообразования, сколько от степени окисленности рудного тела. В пределах окисленной зоны степень сохранности хлоритов в значительной мере зависит, по-видимому, от текстуры руд.

Руды наиболее северного разведанного месторождения Чокусинской синклинали — Кутан-булака — почти целиком лежат выше уровня грунтовых вод. Поэтому хлоритов в их составе очень мало. Они совершенно отсутствуют в грубых конгломератных рудах этого месторождения. В цементе мелкогалечных конгломератных руд хлориты иногда встречаются, но слагают не более 2—3% площади некоторых шлифов. В бобово-оолитовых рудах их роль увеличивается, а в цементе оолитовых руд они часто имеются в заметном количестве. Штуфы таких разновидностей руд имеют зеленоватый оттенок. Однако в рудах Кутан-булака, особенно в мелкогалечных конгломератных и бобово-оолитовых, хлорит всегда сильно окислен, имеет в шлифах буроватый цвет и пигментирован гидрогетитом. Выделить в чистом виде его не удается.

На более южном месторождении — Талды-эспе — нижняя часть залежи Центрального участка обводнена, в связи с чем количество хлоритов сильно увеличивается. Здесь встречаются уже руды зеленого цвета, с преобладанием хлорита в цементе и с большим количеством зеленых хлоритовых оолитов. И тут нет ни одного прослоя руды, который целиком состоял бы из хлоритов. Однако в некоторых небольших участках руды количество хлоритов достигает 30—40% всей рудной массы.

На месторождении Кара-сандык даже в обнажениях выступают пласты железных руд с хлоритовыми «рубашками» оолитов. В керне трех глубоких скважин, пересекающих рудное тело на глубине 34—42 м, количество хлоритовых минералов в руде, судя по шлифам, местами достигает 50%.

Наиболее широко развиты железистые хлориты в рудах Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак. Большая мощность рудных тел, значительная часть которых находится ниже уровня грунтовых вод, обеспечила лучшую сохранность здесь этих минералов, чем в рудах месторождений Чокусинской синклинали. На Кок-булаке, как и на этих месторождениях, не встречаются руды, сложенные только хлоритами. Хлориты участвуют в строении руд вместе с гидрогетитом и карбонатами железа (главным образом сидеритом). Поэтому при

изучении руд даже этого месторождения трудно было выделить в чистом виде тот или иной хлорит для различных анализов и точной его диагностики. Однако руда из глубоких скважин Кок-булака, так же как руда из глубоких скважин месторождений Талды-эспе и Кара-сандык, оказалась достаточно богатой хлоритами для их минералогического изучения. Из образцов такой руды и выделялись более или менее чистые минералы.

Хлориты изучались прежде всего в прозрачных шлифах, но меняющийся показатель преломления, неустойчивость других оптических показателей и наличие различных генераций хлорита не позволили выделить этим методом какие-либо отдельные их виды.

По оптическим свойствам хлориты Приаралья, как видно из описания их морфологических разностей, довольно различны. Они то совершенно аморфны и изотропны, то имеют различную степень кристаллизации и образуют чешуйки и пленки, действующие на поляризованный свет. Окраска их сильно колеблется в зависимости от степени окисления. Показатель преломления (N) менее окисленных разностей колеблется от 1,595 до 1,650, а у окислившихся хлоритов (имеющих больший процент  $Fe_2O_3$ ) доходит до 1,770.

При просмотре шлифов создается впечатление, что первоначальный цемент всех оолитовых руд (если не говорить об их грубых конгломератных разностях) был хлоритовым. В процессе диагенеза он был более или менее замещен сидеритом (табл. X, фиг. 1, 2, 3 и 4), а в современную эпоху выше уровня грунтовых вод он был окислен и в различной степени замещен гидрогетитом. Однако и сейчас еще в глубоких частях залежей сохранились такие участки руды, в которых цемент остался преимущественно хлоритовым.

Рассмотрим характер выделений этого минерала в рудах Приаралья.

А. Хлорит обломочный. В шлифах руд различных месторождений Чокусинской синклинали встречаются одиночные обломочные зерна, судя по их оптическим показателям, принадлежащие хлориту. Иногда это угловатые зерна хлорита древнего происхождения, диаметром до 0,2 мм, вымытые из каких-то метаморфических пород. В других случаях это округлые зерна хлорита более бледной окраски, диаметром до 0,5 мм, содержащие внутри мельчайшие зернышки кварца. Зерна последнего типа, видимо, представляют собой окатанные комочки хлоритового цемента железных руд более древней генерации. Размыв, перенос и новое погребение их обломков произошло, по-видимому, очень быстро, потому что хлорит комочков цемента не успел окислиться и лишь мелко пигментирован гидрогетитом.

Б. Хлорит метакolloидных псевдооолитов. Это округлые образования, по размерам равные нормальным оолитам или меньше их (0,4—0,1 мм), но совершенно без центров (табл. V, фиг. 4 и табл. IX, фиг. 1). Возможно, что они образовались в результате собирательной кристаллизации, поверхностного натяжения и дегидратации (Чухров, 1955<sub>2</sub>). Иногда такие псевдооолиты бывают неравномерно окислены. Тогда вместе со свежими зелеными образованиями встречаются и побуревшие псевдооолиты с желтыми или коричневыми пятнами гидратов окиси железа. Хлорит псевдооолитов всегда изотропен, а показатель преломления его колеблется в широких пределах — от 1,600 до 1,660. Плеохроизм едва заметен.

В. Хлорит центров оолитов. Это оливковый или желтовато-зеленый микроагрегатный или скрытокристаллический минерал, всегда изотропный. Плеохроизм слабый — от более зеленого до светлого желто-зеленого. В различных концентрах оолитов хлорит бывает в разной степени окислен и, следовательно, содержит различные количества закисного и окисного железа и других компонентов. Показатель преломления (N) колеб-

лется от 1,630 до 1,700. Он меняется в зависимости от цвета, т. е. от состава минерала, главным образом от содержания в нем трехвалентного железа. Хлоритовые концентры в оолитах чередуются с гидрогетитовыми (табл. II, фиг. 3 и табл. VI, фиг. 1) или же хлориты образуют только одну внешнюю оболочку (табл. V, фиг. 4 и табл. XII, фиг. 3). Реже оолиты образованы одним хлоритом, но имеют явно концентрическое строение (табл. VI, фиг. 3).

Границей концентров в таких случаях являются тончайшие пленки гидроокислов железа, которые под микроскопом кажутся лишь разделами между слоями хлорита. В некоторых случаях концентры хлорита различаются по оттенкам цвета: они то зеленые, то желто-зеленые. Иногда же они обнаруживаются по тонким поперечным трещинкам в одном слое и отсутствию их в другом. Хлорит таких оолитов изотропен, как в оолитах сложного состава и в псевдооолитах, лишенных концентрического строения.

Г. Хлорит цемента оолитов. В нем можно выделить несколько разновидностей, различающихся по степени раскристаллизованности и по структуре.

а) В шлифах руд наиболее часто встречается слабо раскристаллизованный хлоритовый цемент. Это пленочный, чешуйчатый, пластинчатый или микроагрегатный минерал с размером отдельных листочков и чешуек от 0,005 до 0,008 мм. Он явно двупреломляет, имеет микроагрегатную поляризацию с аномальной интерференционной окраской, с тусклыми, серыми, бурыми, сиреневыми и зеленовато-синими цветами интерференции и фигурой одноосного кристалла. Угасание пластинок хлорита прямое и радиально-лучистое. Плеохроизм по Ng — зеленый, по Np — бледно-зеленый, желтоватый. Показатель преломления различный, но в среднем  $N_g = 1,630-1,650$ , а  $N_p = 1,610-1,626$ . Это оптически отрицательный минерал.

Хлорит цемента всегда менее окислен, чем хлорит оолитов, и имеет более яркий зеленый цвет.

По характеру соотношения с оолитами хлоритовый цемент является или цементом сплошного выполнения пор (табл. VII, фиг. 4 и табл. X, фиг. 1) или пленочным (табл. V, фиг. 2 и табл. IX, фиг. 3). В первом случае он обычно микроагрегатный, во втором случае — мелкочешуйчатый или образует листоватые пластинки. Эти пластинки часто расположены перпендикулярно поверхности оолитов (радиально-крустификационная структура). Пленочный хлоритовый цемент часто проникает внутрь оолитов по трещинкам, разделяя их концентры. Он образует здесь ту форму выделения, которую Л. В. Пустовалов назвал «цементом коагуляции коллоидов в капиллярных трещинках» (1940, ч. II, стр. 26). На фото (табл. IX, фиг. 3) виден типичный случай такого выделения хлорита.

По хлориту цемента в процессе диагенеза развивались карбонаты, главным образом сидерит и очень редко анкерит. Они образовывались в виде мельчайших отдельных кристаллов (табл. XI, фиг. 1 и 2), которые замещают, проникают, внедряются в цемент, вытесняя хлорит, затем растут, объединяются в агрегаты и дают при дальнейшей перекристаллизации сплошной плотный мозаичный карбонатный цемент оолитовых руд (табл. XII, фиг. 2, 3 и 4). В процессе диагенеза пластинчатый и чешуйчатый хлорит давал трещинки, которые заполнены опалом или смесью хлорита с опалом. На табл. V, фиг. 4 видно более позднее образование полусфер хлорита в трещинках между пластинчатым хлоритом и кристаллами сидерита.

б) Кроме описанного чешуйчатого и пластинчатого хлорита, в цементе руд часто встречаются образования, возникшие в результате собирательной кристаллизации в гелях. Это различные агрегаты хлорита: микро-

сферолитовые, радиально-лучистые, радиально-слоистые и параллельно-волокистые. Они не заполняют всего пространства между оолитами, а окружают их как бы кружевом (табл. IX, фиг. 1, 2 и 4.) Такой хлоритовый цемент имеет много пор и, концентрируясь вокруг оолитов, создает впечатление (при малом увеличении под микроскопом) структуры краевых каемок или кристификационной. При большом увеличении можно видеть, что отдельные микросферы или полусферы, от 0,002 до 0,05 мм в диаметре, имеют радиально-лучистую или радиально-волокистую структуру и при скрещенных николях дают ясный черный крест (табл. XIII, фиг. 1, 2, 3). Показатель преломления такого хлорита (N) изменяется от 1,590 до 1,656. В некоторых случаях тонкие волокна хлорита ближе к центру имеют более яркий зеленый цвет и более высокий показатель преломления, чем на концах (к периферии микросферы), где они совершенно бесцветны и где показатель преломления их равен 1,420. Можно думать, что такие образования представляют собой смесь хлорита с опалом. Ф. В. Чухров (1955<sub>2</sub>) предлагает сохранить для подобных смесей название «псевдостехиолиты», предложенное Ф. Д. Корню (Cognu, 1909). Такое тонкое срастание минералов — «интерстратификация» (по Ф. В. Чухрову) — наблюдается также для хлорита и сидерита, когда они образуют между оолитами микросферолитовый цемент. В некоторых шлифах (табл. XIV, фиг. 4) можно видеть веерообразные радиально-лучистые и радиально-слоистые микросферы, образованные двумя этими минералами. Границы тонко переслаивающихся минералов иногда резки и хорошо видны, а иногда расплывчаты. На указанной выше фотографии видна интерстратификация даже трех минералов. Сферолитовые образования хлорита и сидерита окаймлены расположенными перпендикулярно к ним волокнами (иглами) из смеси хлорита и опала. Иногда полусферы хлорита бывают окружены тонкой желто-бурой оторочкой гидроокиси железа (табл. XIII, фиг. 2 и 3).

Судя по некоторым шлифам, можно думать, что такой хлоритовый цемент образовался в более позднюю стадию диагенеза, чем другие модификации цементного хлорита. От хлорита концентров оолитов этот хлорит резко отличается своим цветом, анизотропностью, показателем преломления и другими константами.

Д. Хлорит замещения. Хлорит в процессе диагенеза замещает другие минералы. Чаще всего наблюдается замещение зерен кварца и полевых шпатов, которые присутствуют в руде. Почти в каждом шлифе руды из глубоких частей рудной залежи можно видеть разные стадии разъедания и замещения хлоритом по краям и трещинкам кварцевых зерен (табл. XI, фиг. 3). В некоторых случаях кроме коррозии по периферии зерен можно наблюдать оригинальное явление: потемневшие кварцевые зерна покрываются тонкой сетью трещинок, утрачивают в таких местах ясные границы и становятся почти изотропными. Возможно, что в этих случаях происходит, кроме разъедания хлоритом, и частичное превращение кварца в опал. В других случаях подобная сеть трещинок заполнена зеленым хлоритом. Образуется решетчато-петельчатая структура замещения. Трещинки расширяются, и хлорит пронизывает зерно кварца ветвящимися жилками, образуя красивую ярко-зеленую сеть на светлом фоне. Однако низкий показатель преломления (1,425) говорит, скорее всего, о том, что и в этом случае трещинки заполнены не чистым хлоритом, а смесью опала и хлорита.

Один раз было встречено концентрически-зональное зерно циркона, также корродированное и замещенное хлоритом по трещинкам.

Очень редко в шлифах руд при большом увеличении можно наблюдать образование вторичного хлорита по сидериту (табл. XIII, фиг. 1). В порах и трещинках крупнокристаллического мозаичного сидерита образуется



в виде выпотов бледный желтовато-зеленый минерал с низким показателем преломления ( $N=1,580-1,585$ ), по которому он резко отличается от хлорита ранней генерации этих же образцов руды. Возможно, что вторичный хлорит беднее железом.

Очень редко удается наблюдать замещение хлоритом гидрогетита оолитов. Такое замещение хорошо видно на табл. X, фиг. 3 (месторождение Талды-эспе). Хлоритизация оолита происходит с периферии. Хлорит имеет неправильную границу с гидрогетитом и заключает в себе его пятна.

**Е. Хлоритовая глина.** В глубоких горизонтах рудных линз Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак развита фация переслаивания руды с зеленой глиной (табл. IV, фиг. 1 и табл. XV, фиг. 1, 2 и 3). Применяя различные методы исследования, удалось установить, что глина, переслаивающая руду, полиминеральна. Значительной составной частью ее является хлорит. По определению М. А. Ратеева, примененного метод окрашивания, серо-зеленые глины из скв. 200 с глубины 50,2 м в основном состоят из хлоритов и гидрослюд. Незначительное участие в их составе принимают монтмориллонит и бейделлит. Термограммы и рентгенограммы также указывают на присутствие хлорита в глинах фации переслаивания.

Микроскопическое изучение обнаруживает присутствие в этих глинах мелкоагрегатного хлорита с показателем преломления ( $N$ ) около 1,580, кварца, серицита, пирита и мелкокристаллического карбоната железа (сидерита или анкерита), образующегося в процессе диагенеза за счет хлорита.

Подробнее минералы глин фации переслаивания описаны ниже.

#### **Выделение хлоритов для анализа и оптическая характеристика детально изучавшихся образцов**

Выделение хлоритовых минералов из цемента руд Приаралья производилось следующим путем. Сначала просматривались шлифы для нахождения породы, наиболее богатой определенным типом хлорита, без примеси других его генераций и с более постоянным показателем преломления. Образцы таких руд обычно были слабо сцементированы, так как хлорит в цементе дает рыхлые породы. Эти образцы осторожно дезинтегрировались разминанием пальцами и отсеивались через сито, с диаметром отверстий 0,1 мм, для отделения оолитов, которые всегда крупнее этой величины. После отсева фракция менее 0,1 мм подвергалась электромагнитной сепарации, и пробы освобождались от кварца и других нерудных минералов. Затем производилось отмучивание, а после него — отделение тяжелыми жидкостями на центрифуге сидерита, гидрогетита и обломочных зерен рудных минералов. Каждая фракция просматривалась под микроскопом или бинокуляром; для выяснения однородности вещества определялся показатель преломления и в некоторых случаях отбирались иглолкой посторонние минералы. Наиболее богатыми чистым хлоритом оказались те фракции, которые имели удельный вес 2,9—3,10.

Для выделения хлорита из оолитов использовались фракции 0,5—0,25 мм и 0,25—0,1 мм сухого рассева зеленых сыпучих руд или дезинтегрированных руд с рыхлым хлоритовым цементом. Предварительный просмотр шлифов этих руд под микроскопом позволял выделить участки, обогащенные зелеными оолитами. Они раздавливались пестиком, растирались, а затем их материал подвергался такой же обработке, как и материал цемента.

Из руд месторождений Чокусинской синклинали удалось выделить лишь пять образцов цементного хлорита: один — из руд месторождения

Талды-эспе и четыре — из руд месторождения Кара-сандык. На месторождении Кок-булак были встречены в значительном количестве руды, из которых удалось выделить порознь хлорит цемента и хлорит оолитов (12 образцов). Кроме того, из руд этого месторождения, состоящих из гидрогетитовых оолитов в хлоритовом цементе, были получены три образца цементного хлорита. Всего, таким образом, мы располагали для Кок-булака 27 образцами выделенного хлорита.

Для всех образцов хлоритов были получены кривые обезвоживания, термограммы, рентгенограммы, сделаны химические анализы и определены оптические константы. Не все образцы были совершенно свободны от примесей. При разборе химических анализов хлоритов будет указано, какие примеси вычитались из анализа при составлении структурной формулы.

Образцы выделенных хлоритовых минералов представляли собой однородный тонкий зеленый порошок, причем удельный вес хлоритового цемента был равен 2,9—3,0, а удельный вес хлорита, выделенного из оолитов, был равен 3,0—3,1. Показатели преломления изученных хлоритов указаны в табл. 75, 76, 77, 78, 79. При просмотре шлифов руд, из которых выделялись хлориты, оказалось, что хлорит оолитов мало отличается в разных образцах. Это желтовато-зеленый, всегда изотропный мелкоагрегатный минерал. Хлорит цемента руд, наоборот, очень различный.

Цементный хлорит всех четырех образцов из скв. 11 и 15 на месторождении Кара-сандык представляет собой мелкочешуйчатый зеленый минерал, почти изотропный, с едва заметными черно-бурыми и серыми цветами интерференции, со слабым плеохроизмом. Хлорит в цементе этих образцов тесно ассоциирует с сидеритом (табл. 79).

Хлорит цемента руды из шурфа 208 на месторождении Талды-эспе представляет собой мелкоагрегатный, местами хлопьевидный, слабо раскристаллизованный минерал ярко-зеленого цвета. Двупреломление у него слабое, плеохроизм также, цвета интерференции темно-серые, синеватые и бурые. Он одноосен и оптически отрицателен. Других минералов в цементе этого образца мало и его хлорит легко выделился в довольно чистом виде (табл. 79).

Хлорит цемента руд месторождения Кок-булак можно разделить по структуре на три группы.

Наибольшее количество образцов цемента руд содержит ярко-зеленый микросферолитовый хлорит. Каждая сфера, представляющая собой радиально-лучистое образование, дает при скрещенных николях черный крест. Цвета интерференции серовато-синие и темно-зеленые. Плеохроизм от ярко-зеленого до желто-зеленого. Минерал одноосный, оптически отрицательный. Таким цементом обладают обр. 646, 717, 737, 774, 782 и 929 (табл. 75, 76, 77 и 78).

Изучался также зеленый пластинчатый хлорит цемента, обладающий микроагрегатной поляризацией с тусклыми сиренево-зеленовато-синими цветами интерференции. Местами в порах и трещинках такого хлорита присутствуют образовавшиеся позднее радиально-лучистые микросферы и радиально-слоистые микроконкреции. Хлоритовый цемент этого типа имеют четыре образца: 604, 628, 762 и 1050 (см. табл. 75, 76, 77 и 78).

Наконец, мелкочешуйчатый бледно-зеленый хлорит со слабым плеохроизмом и черно-синими и бурыми цветами интерференции оказался в цементе обр. 194, 558 и 786 (см. табл. 75, 76 и 77).

Как будет видно ниже, при изложении данных химических анализов, внешний вид, форма выделения железистых хлоритов и показатель их преломления не отражают принадлежности их к какому-то определенному минеральному виду. Для всей группы хлоритов, включая магни-

вые их разности, работами А. Н. Винчела (Winchell, 1927, 1928, 1936) установлена тесная связь оптических показателей с химическим составом. Однако железистые хлориты осадочного происхождения, попадающие в самую верхнюю часть диаграмм А. Н. Винчела, мало различаются по своей оптической характеристике. Изменяющийся в небольших пределах показатель их преломления отражает главным образом соотношение в их составе FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и отчасти общее содержание Fe, но не отражает отношений RO к SiO<sub>2</sub> и R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к SiO<sub>2</sub>, которые являются основными для химической классификации железистых хлоритов. Поэтому определять виды хлоритов по их оптическим показателям не удается.

### Термическое исследование хлоритов

Изучением кривых нагревания и обезвоживания различных хлоритов занимались многие исследователи. Однако до сих пор не имеется эталонных термограмм для того или иного вида хлоритов (как, например, для разных гидратов окиси железа или разных карбонатов).

Считается установленным, что хлориты, содержащие большое количество закисного железа, отдают воду гораздо легче, чем алюмомагнезиальные хлориты.

Еще К. Дальмером (Dalmer, 1908), который, по Г. Чермаку, делил хлориты на ортохлориты и лептохлориты, было установлено, что последние теряют воду при более низкой температуре, чем первые (главную часть при 400—450°, а остаток при начале красного каления).

В 1926 г. Н. С. Курнаков и В. В. Черных опубликовали большую специальную работу по термическому исследованию змеевиков и хлоритов. По кривым нагревания эти авторы установили, что у различных хлоритовых минералов имеются следующие характерные остановки, соответствующие выделению воды: связанные с MgO — «бруситная» при 410° и «змеевиковая» при 710°; связанные с возрастанием обезвоживания Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — «гидраргиллитовая» при 280°, «диаспоровая» при 540° и «ортохлоритовая» при 850°. Для железистых хлоритов с повышенным количеством FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> по сравнению с MgO и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> Н. С. Курнаков и В. В. Черных отмечают остановки при 620° («лептохлоритовая») и при 480° (соответствующая распаду гидрата закиси железа). Присутствие гидрата окиси железа обуславливает остановку около 200° («гетитную»)<sup>1</sup>, часто сливающуюся с гидраргиллитовой.

Термическое исследование хлоритов проводил также Ж. Орсель (Orsel, 1927). Он установил, что большинство хлоритов дает два эндотермических эффекта, связанных с удалением воды. Маложелезистые или безжелезистые хлориты, по Орселю, теряют воду при 500—560 и 700—740°, а богатые железом хлориты (тюрингит, афросидерит) при более низких температурах — 440—450 и 580—610°. Однако Орсель установил существование хлоритов, которые имели только одну эндотермическую остановку при 600—700°, а их сильножелезистые разности — при 500°. Кроме того, он отметил наличие хлоритов, имеющих, помимо одного эндотермического эффекта, еще один резко выраженный экзотермический эффект при 800—900°. Орсель считал, что в состав хлоритов входят два гидрата, устойчивые в разных температурных интервалах.

Е. Я. Роде и Т. В. Роде (1940) провели физико-химическое исследование зеленых глин и хлоритов из железных руд Алапаевского и Халиловского районов. Все изученные ими образцы хлоритов Алапаевского района были сильножелезисты и маломagneзиальны. Термограммы этих хло-

<sup>1</sup> По Е. Я. Роде (1936 и другие работы), удаление кристаллизационной воды из гетита происходит при более высокой температуре, равной 334—354°.

ритов показали принадлежность их к двум группам. Для первой группы авторы отмечают две эндотермические остановки: при 135—155 и 567—603°. Перед вторым эндотермическим эффектом наблюдается небольшой подъем кривой около 400°, связанный с окислением закиси железа, и более значительный экзотермический эффект при 892—912°, а у некоторых и еще одна экзотермическая остановка при 1128—1163°.

Хлориты цемента бобовых руд Халиловских месторождений дают более сложные термограммы. Авторы указывают, что у них имеются три эндотермические остановки: при 116—254, 279—374° и 510—588°. Первую и третью из этих остановок Е. Я. и Т. В. Роде сопоставляют с двумя эндотермическими остановками термограмм хлоритов первой группы. Вторая остановка (при 279—374°), которая наблюдается только у этой группы хлоритов, в некоторых случаях становится доминирующей, тогда как две другие только слабо проявляются. Е. Я. Роде и Т. В. Роде считают, что подобные термограммы указывают на смесь хлоритов с другим, более водным минералом. Таким минералом они считают гидраргиллит.

В. П. Иванова (1940, 1949) по кривым нагревания и обезвоживания делит все хлориты на три группы: магнезиальную, магнезиально-железистую и железистую (афросидеритово-тюрингитовую). Она считает, что с увеличением количества железа и уменьшением роли алюминия и магния температура потери воды хлоритами сильно снижается (420—450°), и исчезает ступенчатость ее удаления. Она указывает, что экзотермический эффект при 800° свойствен только магнезиальным хлоритам, у железистой же группы хлоритов слабый экзотермический эффект наблюдается при температурах от 340 до 500°; он переходит в интенсивную эндотермическую реакцию, заканчивающуюся при 570°. В. П. Иванова, так же как и Е. Я. Роде, предполагает, что экзотермический эффект около 400—500° связан с окислением закисного железа.

Ж. Орсель, С. Кайер и С. Энен (Orsel, Caillère Hépin, 1949) изучали кривые нагревания железосодержащих силикатных минералов, чтобы выявить различия между хлоритовым, каолиновым и антигоритовым типами этих минералов. Такую же работу проделали Г. В. Бриндли и Р. Ф. Юэлл (Brindley a. Youell, 1950, Brindley, 1951) с различными шамозитами и железосодержащим хлоритом — дафнитом. Все эти исследователи пришли к заключению, что некоторые хлориты по своей кристаллической решетке являются минералами каолинового типа. Внешне они ничем не отличаются от обычных хлоритовых минералов (таких, как шамозит из Шамозона и бавалит из Баваллона), но при нагревании их обезвоживание сразу сопровождается разложением структуры, как у каолиновых минералов. Таким образом, в настоящее время установлено, что хлориты, которые по химическим данным являются шамозитами, могут иметь различную структуру: одни — каолиновую, другие собственно хлоритовую. Различать их можно при помощи рентгеновского и термического анализа. У хлоритов каолиновой структуры вода при нагревании выделяется вся сразу при 550—600°. Такой характер термограмм соответствует железистой группе В. П. Ивановой; в этой группе исчезает многоступенчатость выделения воды.

Д. П. Сердюченко (1953<sub>2</sub>), проводивший термическое исследование хлоритов Малкинского месторождения железных руд, установил, что почти все хлориты осадочного происхождения, особенно с большим содержанием железа, обнаруживают на кривых нагревания низкотемпературную эндотермическую реакцию при 100—200°. По Д. П. Сердюченко, эта остановка связана не только с выделением механически связанной воды, но также и с «гетитной группировкой» в составе хлоритов (по Курнакову и Черных).

Термические реакции у приаральских хлоритов  
(Месторождение Кок-булак)

Место взятия образца	Эндотермические реакции				Экзотермические реакции		
	Удаление слабо связанной воды	Гетитовая оstanовка (разложение $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n \text{H}_2\text{O}$ )	Удаление основного количества связанной воды	Удаление остатков $\text{H}_2\text{O}$	Может быть начало окисления $\text{FeO}$	Окисление $\text{FeO}$	Глинистые примеси
1. Скв. 680, глубина 50 м, цемент (обр. 737) . . . . .	100°	Нет	550°	990°	350°	650°	905° слабая
2. Скв. 131, глубина 40 м, цемент (обр. 786) . . . . .	105	оч. слабая	625	Нет	255— 500	740	970
3. Скв. 696, глубина 26—27 м, цемент (обр. 646) . . . . .	95	Нет	610	»	260	720	945
4. Скв. 159, глубина 30 м, цемент (обр. 774) . . . . .	100	»	600	»	Нет	720	930
5. Скв. 885, забой, цемент (обр. 908) . . . . .	100	»	600	»	»	700	Нет
6. Скв. 422, глубина 58 м, цемент (обр. 538) . . . . .	120	325	505	800	»	650	»
7. Скв. 208, глубина 31,4 м, цемент (обр. 194) . . . . .	105	310 слабая	550	Нет	»	610	»
8. Шурф 60, цемент (обр. 1035)	105	Нет	625	»	400	740	»
9. Скв. 726, глубина 25 м, цемент (обр. 604) . . . . .	110	320	530	»	490	615	»
10. Скв. 750, глубина 31,10 м, оолиты (обр. 635а) . . . . .	100	320	505	»	Нет	750	»
11. Скв. 724, глубина 28,10—29,7 м, цемент (обр. 628) . . . . .	110	300	520	»	510	570	»
12. Скв. 680, глубина 50 м, оолиты (обр. 737а) . . . . .	90	310 слабая	495	»	340	550	»
13. Скв. 131, глубина 40 м, оолиты (обр. 786) . . . . .	100	330	610	800	Нет	700	»
14. Скв. 208, глубина 31,4 м, оолиты (обр. 194) . . . . .	95	Нет	600	825	»	700	930
15. Шурф 60, из отвала, оолиты (обр. 1050) . . . . .	100	»	600	Нет	»	720	930
16. Скв. 750, глубина 31,10—31,26 м, цемент (обр. 635) . . . . .	120	325 средняя	505	835	»	650	Нет
17. Скв. 724, глубина 28,10—29,7 м, оолиты (обр. 628а) . . . . .	105	315	500	800 слабая	»	625	»
18. Скв. 653, глубина 24,5 м, оолиты (обр. 717) . . . . .	120	345	540	Нет	»	700	»
19. Скв. 374, глубина 60 м, цемент (обр. 467) . . . . .	90	310	495	»	340	550	»
20. Скв. 653, глубина 24,5 м, цемент (обр. 717) . . . . .	120	Нет	560	»	Нет	680	»

Относительно следующей эндотермической реакции Д. П. Сердюченко пишет, что она зависит не только от состава хлоритов, но также от степени их измельченности и от скорости нагревания образца. Она бывает то резко выражена, то сильно растянута (400—600°). Наличие нескольких эндотермических реакций указывает на сложное строение хлоритов и на различные по крепости связи в его решетке (ОН)-групп. Главная масса конституционной воды выделяется у хлоритов в интервалах от

400 до 700°. При увеличении количества FeO и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и уменьшении Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> удаление конституционной воды происходит при более низких температурах (около 400—500°). Д. П. Сердюченко отмечает, что экзотермический эффект при 810—850° может проявляться на термограммах даже при небольшом содержании MgO (например, 3,3—5,3% у хлоритов из юрских железных руд Халилова), что противоречит высказываниям В. П. Ивановой.

Д. П. Сердюченко справедливо говорит, что «термический анализ на его современном уровне еще не может дать достаточно ясного представления о химическом составе хлоритов» (стр. 119). Действительно, из приведенного мною небольшого обзора литературных данных можно видеть, что в толковании термограмм сильножелезистых и маломagneзиальных хлоритов существуют значительные разногласия.

Термические анализы приаральских хлоритов были произведены Д. А. Виталь в лаборатории Отдела сравнительной литологии, по методу получения дифференциальных кривых нагревания, и регистрировались при помощи пирометра Курнакова. Скорость нагрева ~ 16° в минуту. Навеска образца 1,5 г.

Полученные термограммы, несмотря на кажущееся различие, все имеют общий характер (рис. 43 и 44, табл. 72). Почти все образцы приаральских хлоритов имеют низкотемпературную эндотермическую остановку, характерную для осадочных хлоритов с большим содержанием железа (в отличие от гидротермальных и метасоматических). Эта остановка наблюдается при несколько более низких температурах, чем это было указано Е. Я. Роде для хлоритов Алапаевского и Халиловского районов, а именно в интервале от 95 до 120°. Она соответствует удалению слабо связанной воды.

Следующий эндотермический эффект при температуре 310—345° у наших хлоритов незначителен, а часто и совсем отсутствует (рис. 43 и 44; обр. 646, 737, 774, 908 и др.). Эта остановка соответствует «гетитной группировке» в составе хлоритов (по Курнакову и Черных) и показывает на разложение гидрата окиси железа с выделением воды. В некоторых случаях она, возможно, маскируется экзотермической реакцией начала окисления закисного железа.

Сильная эндотермическая реакция в интервалах от 495 до 625° показывает удаление основного количества конституционной воды из молекулы хлорита. Она отмечена всеми исследователями хлоритовых минералов. Орсель (1927) особенно подчеркивал, что богатые железом хлориты дают этот эндотермический эффект при более низкой температуре (около 500°), чем магнезиальные, что полностью подтверждается термограммами хлоритов Приаралья.

В некоторых случаях приаральские хлориты дают еще добавочную эндотермическую реакцию удаления остатков воды при 835 (обр. 635) и даже при 990° (обр. 737). В большинстве же случаев конституционная вода удаляется полностью при более низких температурах. То же наблюдается у хлоритов Алапаевских и Халиловских месторождений, изученных Е. Я. Роде (Е. Я. Роде и Т. В. Роде, 1940).

Экзотермические реакции при нагревании хлоритов Приаралья следующие. Нерезкая остановка при 250—400°, отсутствующая в некоторых случаях, свидетельствует о начале окисления закисного железа. Сильный экзотермический эффект с быстрым крутым подъемом и быстрым же падением отмечен у всех хлоритов, но не имеет определенной узкой границы температур, а различен в разных образцах и меняется в интервале от 550 до 750°. Эта реакция соответствует окислению основной массы FeO после удаления воды. Наконец, слабая и не всегда отмечающаяся экзотермическая остановка имеется при температурах, близких 900° (900—

970°). Она показывает, что в некоторых образцах присутствуют глинистые примеси, поскольку такая остановка характерна для группы монтмориллонитовых минералов.

Таким образом, сравнивая кривые нагревания хлоритов, выделенных из зеленых руд Северного Приаралья, с термограммами хлоритовых минералов, приведенными в литературе, можно констатировать следующее.

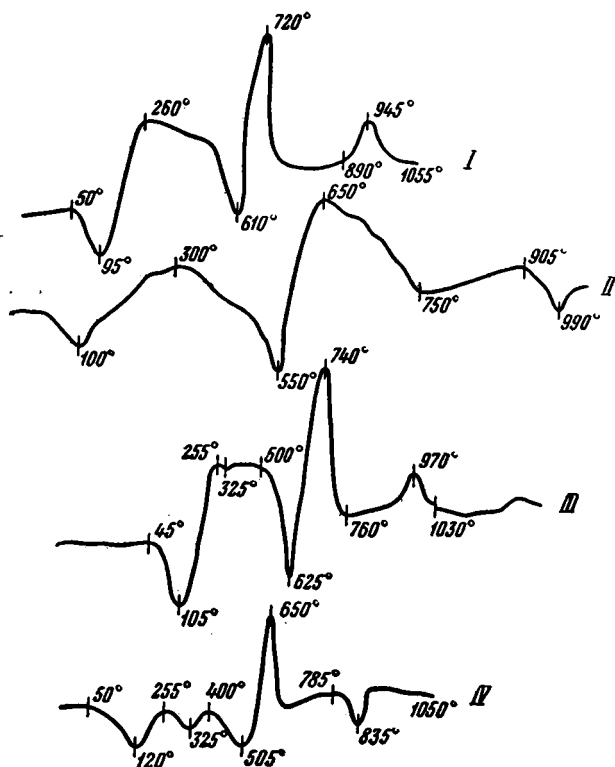


Рис. 43. Термограммы хлоритового цемента руд Кокбулака.

I — св. 696, глубина 26—27 м (обр. 646); II — св. 680, глубина 50 м (обр. 737); III — св. 131, глубина 740 м (обр. 786); IV — св. 750, глубина 31,10 м (обр. 635)

термальных месторождений приведена термограмма темно-зеленого хлорита из гидротермальных жил, который он относит к тюрингиту. Эта термограмма близка к некоторым термограммам хлоритов Приаралья. При 520° имеется эндотермический эффект, указывающий на потерю всей воды, а при 600° — экзотермическая реакция, которая отмечалась у хлоритов Кокбулака (обр. 194, 604 и 635).

Некоторые кривые нагревания и обезвоживания наших хлоритов напоминают соответствующие кривые разложенных (выветрелых) хлоритов по И. И. Гинзбургу и И. А. Рукавишниковой (1951, стр. 443, 444 и 453).

По классификации В. П. Ивановой (1949) хлориты Приаралья близки к железистой, и к магнезиально-железистой группам. По сравнению с железистой группой они дают более сложную кривую. Совпадает только сильная эндотермическая реакция между 500 и 600°, соответствующая потере воды. По В. П. Ивановой, она характерна для тюрингита и афросидерита. Однако, по словам Д. П. Сердюченко (1953г. стр. 119 и 120), «ей

Кривые нагревания маломагнезиальных ферро - феррихлоритов Приаралья имеют характер, близкий к кривым хлоритов I группы по Е. Я. Роде. Иначе говоря, они близки к хлоритам Халилова (по Е. Я. Роде и Т. В. Роде, Ново-Киевское месторождение), Орловского месторождения (по А. Л. Яницкому) и Мало-Халиловского месторождения (по М. И. Калганову), а также к хлоритам Алапаевского района. Некоторые кривые напоминают термограмму хлоритов Малкинского месторождения (по Д. П. Сердюченко, 1953г, обр. 451) с MgO более 6%, хотя у хлоритов Приаралья экзотермический эффект смещен влево и отмечается в интервале от 570 до 740° (у разных образцов).

Интересно, что в работе Д. О. Онтоева (1956) о хлоритах гидро-

не удалось получить ясной термической картины для сильно железистых ( $\text{Fe}^{2+}$ ) хлоритов вследствие окисления закисного железа при нагревании».

Сильная эндотермическая реакция у хлоритов Приаралья в интервале  $500\text{--}650^\circ$  объясняется также довольно значительным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , доходящим иногда до 23,06%. Большое количество  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  заставляет эти хлориты терять воду ближе к  $500^\circ$ , в то время как хлориты, изученные В. П. Ивановой, хлориты Малки по Д. П. Сердюченко и некоторые хлориты Халилова по Е. Я. Роде теряют основную часть воды при более высокой температуре, между  $600$  и  $700^\circ$ .

Характерное для хлоритов многоступенчатое выделение воды, у наших хлоритов падающее в основном на интервал между  $500$  и  $600^\circ$ , показывает близость их к другим осадочным сильножелезистым хлоритам.

Однако термический анализ хлоритов Приаралья не позволяет установить какой-либо определенный их вид, а только подтверждает принадлежность их к железистой группе и их осадочный генезис. Это согласуется с высказываниями Д. П. Сердюченко (1953, стр. 119), что «термический анализ на его современном уровне еще не может дать достаточно ясного представления о химическом составе хлоритов...» и что «по термическим кривым видов хлорита выделить нельзя».

Характер кривых обезвоживания для рассматриваемых нами хлоритов также не позволяет классифицировать их, а только лишь подтверждает по своему рисунку их близость к осадочным хлоритам, результаты обезвоживания которых освещались в литературе.

### Рентгеновское исследование хлоритов

Рентгеновское исследование хлоритов было произведено С. И. Берхин в рентгеновской лаборатории ГИН АН СССР. Порошковые рентнограммы хлоритов были получены в камере с  $2R = 66$  мм, диаметр столбика  $0,5$  мм, при железном излучении с экспозицией в 20 часов. Интерференционные линии ( $d \approx 12\text{--}14 \text{ \AA}$ ) при малых углах отражения получены посредством съемки на плоскую пленку.

Из всех выделенных образцов хлоритов удалось получить рентнограммы только для семи. Если они и не имеют полной аналогии с опубликованными в литературе, то все же близки к ним и сохраняют общий

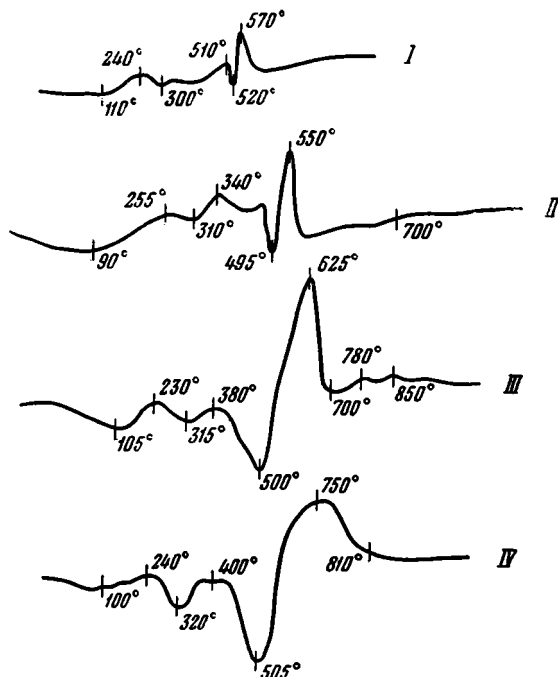


Рис. 44. Термограммы хлоритового цемента и хлоритовых оолитов из руд месторождения Кок-булак.

I — скв. 724, глубина 28,10—19,70 м (обр. 628), цемент; II — скв. 374, глубина 60 м (обр. 467), цемент; III — скв. 724, глубина 28,10—29,70 м (обр. 628 а), оолиты; IV скв. 750, глубина 31,10—31,20 м (обр. 635 а), оолиты



характер, типичный для хлоритовой группы. Эти рентгенограммы приведены в табл. 73 и 74. В этих же таблицах для сравнения помещены некоторые рентгенограммы осадочных хлоритов по Ф. А. Баннистеру (Ban- nister, 1939, 1945), по Д. П. Сердюченко (1953<sub>2</sub>) и по Г. В. Бриндли и С. З. Али (Brindley a. Alis, 1950).

Рентгенограммы остальных образцов хлоритов Приаралья не приводятся. В одних случаях, из-за слабой раскристаллизованности, их линии были настолько широки и размыты, что их трудно было измерить. В других случаях примеси, от которых не удалось освободиться, затемняли картину, оставляя только отдельные слабые линии, характерные для хлоритов. Рентгенограммы приаральских хлоритов, приведенные в указанных таблицах, могут быть разделены на две группы. В табл. 73 выделены образцы хлоритов, дающие на рентгенограммах значительный фон и небольшое количество линий интерференции, слабой интенсивности и сильно размытых. Эти образцы можно отнести к третьей подгруппе осадочных хлоритов — с высокой степенью дисперсности, по С. И. Берхин и Д. П. Сердюченко (1953). Указанные авторы объединяют в третью подгруппу очень слабо раскристаллизованные осадочные хлориты с наличием рентгеноаморфной фазы.

Рентгенограмму обр. 194 (табл. 73) можно сравнить с рентгенограммами (помещенными рядом) шамозита по Ф. А. Баннистеру и малкин-ского хлорита по Д. П. Сердюченко. Все три минерала показывают близкие линии — 6,95; 6,94 и 6,93, с более или менее одинаковой интенсивностью. То же можно сказать о линиях 2,50—2,52; 1,75—1,77; 1,52—1,55. Другие линии не так близко сходятся. Обр. 717 также близок к ним по линиям 2,65; 2,50; 1,71; 1,55; 1,50 и 1,31. У образцов 786 (оолиты и цемент) с рентгенограммами хлоритов Ф. А. Баннистера и Д. П. Сердюченко сходятся только последние линии: 1,71; 1,55; 1,50 и 1,31.

Рентгенограммы хлоритов в табл. 74 имеют почти вдвое больше интерференционных линий и они менее размыты, но интенсивность их все же слабая. Последнее обстоятельство и наличие значительного фона заставляют отнести эти хлориты ко второй подгруппе осадочных, слабо раскристаллизованных хлоритов по С. И. Берхин и Д. П. Сердюченко (1953). Образцы 908, 604 и 929 имеют линии 4,64—4,66, близкие к линиям хлоритов Ф. А. Баннистера и Г. В. Бриндли и С. З. Али (4,68—4,60). Также близки у всех сравниваемых образцов линии 2,44—2,45; 2,25; 1,56—1,57 и др.

Д. П. Сердюченко (1953<sub>2</sub>), изучавший рентгенограммы хлоритов Малкинского района, считает, что «главные межполоскостные расстояния и интенсивность интерференционных линий могут совпадать у хлоритов разного генезиса и существенно отличаться у хлоритов данного района, с одними и теми же условиями их образования, но с различным химическим составом» (стр. 126).

Г. В. Бриндли и К. Робинсон (1955) считают, что «до сих пор еще не достигнуто такое положение, когда идентификация отдельных минералов группы хлоритов могла бы осуществляться по одним рентгеновским данным... Отдельные минералы группы хлорита,— пишут они,— по-прежнему распознаются скорее на основании химических и оптических данных, чем на основании данных рентгеноструктурного анализа» (стр. 192). Однако эти авторы отмечают, что рентгеновские методы имеют большое значение для установления различий между истинными хлоритами и другими минеральными типами.

Если считать, по Бриндли и Робинсону (стр. 208), что «колебания в интенсивности линий и небольшие изменения их местоположения могут быть вызваны изоморфными замещениями», то при сравнении рентгенограмм образцов приаральских хлоритов с большим количеством

Межплоскостные расстояния рентгенограмм хлоритов месторождения Кок-Булак и некоторых других осадочных хлоритов  
(Интенсивность в цифрах дана по десятибалльной шкале)

№ п/п	Кок-Булак, св. 653, обр. 717, цемент, шамозит		Хлорит Малки, обр. 983, по Сердюченко, 1953.		Кок-Булак, св. 208, обр. 194, цемент, шамозит		Шамозит, по Баннистеру, 1945		Кок-Булак, св. 13, обр. 786, цемент, делессит		Кок-Булак, св. 131, обр. 786, оолиты, делессит		Малинский серпентин-хлорит, по Сердюченко, 1953.	
	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность
1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	7,30	6	6,94	Сильная	6,95	Сильная	6,93	Оч. сильная	7,30	Средняя р.	~12	Ср. р.	7,35	Сильная
3	4,90	3	4,62	Средняя	4,50	Средняя	4,63	Средняя	4,90	Средняя	4,17	Ср. ш.	4,60	»
4	—	—	—	—	3,80	Сильная	3,50	Сильная	4,20	»	3,65	Сл. ш.	4,40	Средняя
5	4,20	5	3,88	Средняя	3,46	»	2,78	Ср. сильная	3,65	Средняя р.	3,09	Сл. р.	3,60	Сильная
6	3,63	5	3,57	Сильная	—	—	2,69	Оч. слабая	2,82	Слабая	—	—	—	—
7	3,35	1	—	—	2,50	Средняя	2,50	Средняя	2,66	»	2,42	Ср. ш.	2,45	Сильная
8	2,81	1	2,78	Средняя	2,43	»	2,33	Слабая	2,42	Средняя ш.	2,35	Сл.	2,42	Слабая
9	2,65	4	2,65	»	1,75	Сильная	1,76	»	1,71	Средняя	1,71	Сл. р.	1,72	Средняя
10	2,50	5	2,52	Оч. сильная	—	—	1,55	Средняя	1,55	Средняя р.	—	—	—	—
11	—	—	2,39	Средняя	1,52	Сильная	1,52	Слабая	1,50	»	1,50	Ср. р.	1,52	Сильная
12	—	—	2,15	»	1,50	Средняя	1,47	»	—	—	—	—	—	—
13	—	—	2,02	Оч. сильная	1,35	Сильная	1,42	»	1,31	Слабая р.	1,39	Сл. р.	1,30	Сильная
14	—	—	1,94	Слабая	1,34	Средняя	—	—	—	—	—	—	—	Слабая
15	—	—	1,77	Средняя	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
16	1,71	2	1,72	Слабая	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
17	1,70	1	1,66	Оч. сильная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
18	1,55	4	1,55	Ср. сильная	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
19	1,50	4 ш.	1,49	Средняя	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
20	1,43	2	1,43	Слабая	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21	1,31	2	1,31	»	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Мемлюкостные расстояния рентенограмм хлоритов месторождения Кок-Булак и некоторых других осадочных хлоритов  
(Интенсивность в цифрах дана по десятибалльной шкале)

№ линий	Кок-Булак, скв. 885, обр. 90%, цемент, стратогит		Корундофиллит, по Баннистеру, 1939		Кок-Булак, скв. 726, обр. 10%, цемент, шамотит		Пеннин, по Бриндли и Али, 1955		Кок-Булак, шуфф 6, обр. 92%, озониты, шамотит	
	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность
1	12	3-4	7,03	—	7,30	—	14,3	6	13	2
2	7,21	5	—	Оч. сильная	7,17	2	7,17	10	7,45	1
3	—	—	4,68	—	5,06	2	4,78	10	—	—
4	4,64	3	—	Сильная	4,66	2 p.	4,60	2	4,64	2
5	4,23	3	—	—	4,17	4	—	—	4,14	5
6	3,61	6	3,51	Оч. сильная	3,65	3	3,59	10	3,65	4 s.
7	3,40	5-6	—	—	3,38	3 s.	—	—	3,35	4 s.
8	3,12	5	—	—	3,13	3	—	—	—	—
9	2,81	2	2,80	Ср. слабая	2,84	8	2,86	6	2,81	2
10	2,69	2	2,59	Средняя	2,72	2	2,59	—	2,67	3
11	2,45	2 ш.	2,44	Ср. слабая	2,59	1	2,45	3	—	—
12	2,36	2	2,42	»	2,45	3	2,45	4	2,44	6 ш.
13	—	—	2,25	»	2,39	3	2,39	3	—	—
14	—	—	2,00	Средняя	2,25	1	2,26	2	2,24	—
15	2,10	3-4	—	Слабая	2,14	4	2,05	2	2,19	1
16	1,98	2 ш.	1,88	—	1,99	3	2,01	4	1,98	1
17	1,92	1 ш.	1,81	Оч. слабая	1,81	1	1,89	1	—	—
18	1,81	8 ш.	—	Слабая	1,81	1	1,83	3	—	—
19	1,755	1	—	—	1,75	4	—	—	1,83	1 s.
20	1,723	—	—	—	1,72	3	—	—	—	—
21	1,56	1 ш. p.	1,56	Ср. слабая	1,72	3	1,72	1	1,72	4
22	1,52	4	1,54	Средняя	1,57	1 p.	1,57	4	1,55	2 ш.
23	1,435	2	1,50	Слабая	—	—	1,53	2	—	—
24	1,39	2	1,39	»	—	—	1,50	1	1,45	1 ш.
25	1,36	2	1,32	Оч. слабая	1,50	1 ш. p.	1,40	3	—	—
	—	—	—	—	1,37	1	1,32	1	—	—

появившихся за последнее время в литературе рентгенограмм осадочных хлоритов из других мест среди них всегда можно найти похожие. Однако, как пишет В. И. Михеев (1953, стр. 216), специально занимавшийся рентгенометрией группы хлоритов, «пока можно сделать только предварительные выводы об особенностях дебаграмм хлоритов и их рентгенометрической диагностике».

При составлении рентгенометрического определителя минералов В. И. Михеев столкнулся с тем фактом, что приведенные в литературе рентгенограммы хлоритов не могут служить эталонами ввиду своей малой точности. В. И. Михеев делит хлориты на три группы, основываясь на соотношении их химического состава и размеров элементарной ячейки. К первой группе он относит магнезиальные хлориты, ко второй — железо-магнезиальные, а к третьей — железистые, что вполне согласуется с классификацией В. П. Ивановой (1949), выработанной на основании термических и оптических данных.

Поскольку все изученные нами слабо раскристаллизованные осадочные хлориты Приаралья относятся к одной третьей группе железистых хлоритов по классификации В. И. Михеева, постольку очевидно, что для установления их отдельных видов рентгенограммы не могут быть использованы.

### Химические анализы хлоритов

Рентгенограммы, термограммы и микроскопия не дают возможности хотя бы приблизительно классифицировать и диагностировать хлоритовые минералы, выделенные из руд Приаралья, что заставило нас обратиться к их полному химическим анализам. Эти анализы позволяют прежде всего отметить общие характерные черты наших хлоритов. Все они маломagneзиальны, сильножелезисты и сравнительно богаты глиноземом (табл. 75, 76, 77, 78, 79). Отношение  $\text{FeO}$  к  $\text{MgO}$ , которое в некоторых руководствах считается показательным для диагностики вида хлорита, сильно колеблется и дает для образцов из Приаралья цифры от 1,2 до 12,6.

Пересчет процентного содержания различных компонентов на молекулярную формулу показал, что из пяти образцов хлоритов Чокусинской синклинали состав трех соответствует формуле  $(\text{FeMg})\text{O} \cdot (\text{FeAl})_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \times n\text{H}_2\text{O}$ , а состав двух других близок к этой формуле, давая соотношение окислов 1 : 0,8 : 1 — в одном случае и 1 : 1,3 : 1,3 — в другом.

Хлориты месторождения Кок-булак дают иное соотношение окислов. Состав шести образцов соответствует формуле  $(\text{FeMg})\text{O} \cdot 2(\text{FeAl})_2\text{O}_3 \times 2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ , а состав семи образцов близок к ней. Анализы еще шести образцов могут быть пересчитаны на формулу  $(\text{FeMg})\text{O} \cdot 2(\text{FeAl})_2\text{O}_3 \times 3\text{SiO}_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ . Остальные образцы хлоритов месторождения Кок-булак дают самые разнообразные комбинации соотношения окислов в формуле исследуемого минерала.

Сравнивая по составу хлориты Приаралья с ферро-феррихлоритами Халиловского района, можно отметить, что некоторые образцы последних, например из Ново-Киевского месторождения (Калганов, 1942, стр. 194—195), дают близкие молекулярные формулы. М. И. Калганов относит их к группе корундофиллита, однако отмечает, что по классификации Ж. Орселя (Orsel, 1926, 1927) они подходят к этой группе только по коэффициенту  $S$  (отношение  $\text{SiO}_2$  к  $\text{R}_2\text{O}_3$ ). По другим коэффициентам такие хлориты можно отнести к тюрингитам.

Такое же несоответствие получилось при попытке классифицировать по коэффициентам Ж. Орселя хлориты Приаралья. Пересчет анализов показал, что если по одному коэффициенту (например,  $S$ ) они должны

Химический состав (в %) хлоритов Кок-булака и пересчет их для составления структурной формулы  
(ряд серпентин-хлорита Si = 3,6—4,0; ряд делесита Si = 3,2—3,6 и ряд стриговита Si = 2,9—3,2)

Компоненты	Скв. 680, глубина 50 м (обр. 737)				Скв. 131, глубина 40 м (обр. 766)				[Скв. 686, глубина 27 м (обр. 646)				Скв. 786, глубина 40 м (обр. 762)	
	Оолиты		Цемент		Оолиты		Цемент		Оолиты		Цемент		химич. анализ	после пересчета
	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета
SiO <sub>2</sub> . . . . .	34,04	36,10	52,88	36,69	26,06	32,20	27,54	30,08	26,48	30,34	39,77	32,08	26,62	38,17
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,72	0,80	0,38	0,67	0,32	0,39	0,31	0,38	1,00	1,41	1,10	1,66	0,79	1,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,76	13,05	6,39	11,23	14,63	18,08	12,53	15,35	8,42	11,89	11,41	17,21	12,72	21,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	23,82	26,42	25,89	34,13	31,45	19,43	35,61	31,78	41,64	34,98	16,57	25,00	10,94	18,06
FeO . . . . .	11,91	9,87	6,32	9,14	9,59	11,85	6,70	7,79	6,69	8,53	14,46	10,25	20,11	6,41
MnO . . . . .	0,07	—	0,05	—	Нет	—	Не определен.	—	0,16	—	0,07	—	0,20	—
CaO . . . . .	0,73	—	0,55	—	1,67	—	1,70	—	1,24	—	1,17	—	3,90	—
MgO . . . . .	1,22	1,35	0,42	0,74	1,60	1,98	1,65	2,02	1,52	2,14	1,65	2,49	1,91	3,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,62	—	0,47	—	0,62	—	0,84	—	1,47	—	0,54	—	0,68	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	1,84	—	0,70	—	0,73	—	0,76	—	0,40	—	5,10	—	12,36	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	6,85	7,62	3,26	3,81	7,07	8,74	8,47	8,38	8,91	7,78	4,81	7,75	4,46	7,36
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	4,32	4,79	2,04	3,59	5,93	7,33	3,60	4,22	2,08	2,93	2,62	4,06	2,74	4,55
C . . . . .	0,62	—	0,34	—	0,33	—	0,62	—	—	—	0,47	—	0,48	—
Сумма . . . . .	98,52	100	99,69	100	100	100	100,16	100	100,01	100	99,74	100	97,91	100
Кварц . . . . .	1,50	—	32,00	—	0,01	—	3,00	—	5,00	—	18,50	—	3,50	—



Химический состав (в %) хлоритов Кок-Булака и пересчет их для составления структурной формулы  
(ряд делесита = 3,2—3,6; ряд стригонита Si = 2,9—3,2 и ряд шамозита Si = 2,6—2,9)

Компоненты	Скв. 726, глубина 22—25 м (обр. 604)						Скв. 422, глубина 58 м (обр. 558)						Скв. 750, глубина 31,1—31,2 м (обр. 635)						Скв. 159, глубина 30 м (обр. 771)	
	Оолиты			Цемент			Оолиты			Цемент			Оолиты			Цемент			химич. анализ	после пересчета
	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета		
																			химич. анализ	после пересчета
SiO <sub>2</sub> . . . . .	28,41	29,12	19,54	23,79	26,19	27,43	32,40	27,68	15,30	26,16	19,29	24,28	25,14	30,55						
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,69	0,78	0,58	0,79	0,51	0,63	0,59	0,73	0,35	0,60	0,61	0,90	0,48	0,61						
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14,97	17,04	13,13	17,81	10,42	12,88	12,81	15,84	7,99	13,66	10,13	15,12	13,58	17,28						
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	21,13	24,05	20,09	27,25	38,00	35,67	28,39	35,08	17,37	29,69	22,25	33,20	20,20	25,71						
FeO . . . . .	12,46	10,84	19,67	9,12	7,75	9,13	9,45	8,25	25,00	13,12	21,31	8,16	16,00	7,90						
MnO . . . . .	Не определ.	Не определ.	Не определ.	Не определ.	0,15	—	0,17	—	0,33	—	0,06	—	Не определ.	—						
CaO . . . . .	1,27	—	1,96	—	1,16	—	1,23	—	7,40	—	1,70	—	1,70	—						
MgO . . . . .	1,33	1,51	1,26	1,71	1,64	2,03	1,16	1,43	0,91	1,56	1,37	2,04	1,28	1,63						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,50	—	0,94	—	0,96	—	0,35	—	1,34	—	0,93	—	0,75	—						
CO <sub>2</sub> . . . . .	2,33	—	8,60	—	0,22	—	2,33	—	15,16	—	10,16	—	6,74	—						
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	7,83	8,91	7,60	10,30	7,35	7,17	4,81	5,94	6,49	11,10	6,92	10,32	7,25	9,23						
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	6,80	7,75	4,80	6,51	4,10	5,06	4,07	5,03	2,08	3,55	3,92	5,90	5,46	7,09						
C . . . . .	0,40	—	0,36	—	0,57	—	1,45	—	0,26	—	0,48	—	0,40	—						
Сумма . . . . .	98,12	100	98,53	100	99,52	100	99,93	100	99,98	100	99,13	100	99,21	100						
Кварц . . . . .	2,82	—	2,00	—	4,00	—	10,00	—	Нет	—	3,02	—	1,14	—						

Таблица 76 (продолжение)

Компоненты	Скв. 726, глубина 22—25 м (обр.604)		Скв. 422, глубина 58 м (обр. 558)		Скв. 750, глубина 31,1—31,2 м (обр. 635)		Скв. 159, глубина 30 м (обр. 774)	
	Оолиты	Цемент	Оолиты	Цемент	Оолиты	Цемент	Оолиты	Цемент
Si . . . . .	3,20	2,77	2,96	2,90	2,94	2,75	3,26	
Al . . . . .	0,80	1,23	1,04	1,09	1,06	1,25	0,74	
Четверная координация								
Al <sup>IV</sup> . . . . .	0,30	1,22	0,60	0,88	0,75	0,76	1,44	
Fe <sup>IV</sup> . . . . .	1,00	2,38	3,02	2,77	2,51	2,81	2,06	
Ti . . . . .	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,07	0,05	
Fe <sup>VI</sup> . . . . .	1,00	0,89	0,82	0,73	1,23	0,77	0,71	
Mg <sup>VI</sup> . . . . .	0,23	0,30	0,32	0,22	0,26	0,35	0,26	
OH . . . . .	6,57	8,40	5,20	4,18	8,34	7,81	6,60	
O . . . . .	10,72	10,00	11,40	11,91	10,00	10,10	10,70	
Шестерная координация								
Al <sup>VI</sup> . . . . .	0,68	0,87	0,76	0,82	0,74	0,88	0,67	
RO/SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,38	0,42	0,39	0,32	0,50	0,40	0,30	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO . . . . .	1,00	1,33	1,77	1,90	1,02	1,83	1,45	
FeO/MgO . . . . .	4,30	3,00	2,50	3,30	4,80	2,21	2,70	
$\alpha$ . . . . .	0,50	0,50	0,64	0,60	0,58	0,58	0,49	
f . . . . .	0,81	0,75	0,72	0,77	0,82	0,69	0,74	
N . . . . .	1,605	1,610	1,600	1,623	1,598	1,630	1,600	
Некоторые константы для выделения видов хлоритов								
	Стриговит	Шамозит	Стриговит	Шамозит	Стриговит	Шамозит	Шамозит	Делессит



Химический состав (в %) хлоритов Кок-булака и пересчет их для составления структурной формулы  
(ряд стриговита Si=2,9—3,2 и ряд шамозита Si = 2,6—2,9)

Компоненты	Шурф 60, глубина 30 м (обр. 1050)				Св. 208, глубина 31,40 м (обр. 194)				Шурф 61, из отвала (обр. 929)				Св. 885, глубина 32 м (обр. 908)	
	Оолиты		Цемент		Оолиты		Цемент		Оолиты		Цемент		химич. анализ	после пересчета
	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета
SiO <sub>2</sub> . . . . .	23,09	24,94	26,86	25,13	25,22	26,13	25,90	27,15	23,86	24,04	31,54	25,61	27,05	26,81
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,75	0,81	0,67	0,78	0,20	0,21	Нет	—	0,42	0,44	0,44	0,47	0,60	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	15,79	17,06	14,36	16,89	18,70	19,40	22,00	23,06	14,32	15,04	11,16	13,13	14,32	16,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	25,58	27,63	23,32	27,43	24,14	25,02	22,38	23,46	28,50	30,00	28,52	32,37	20,28	23,80
FeO . . . . .	14,12	11,90	16,18	14,36	12,09	11,61	10,09	10,60	12,32	12,83	12,04	12,32	17,12	15,61
MnO . . . . .	0,40	—	0,10	—	0,62	—	Не определялось	—	0,08	—	Не определ.	—	0,09	—
CaO . . . . .	0,86	—	0,94	—	0,62	—	2,25	—	1,24	—	0,94	—	1,18	—
MgO . . . . .	1,34	1,45	0,93	1,09	2,50	2,58	1,14	1,19	1,40	1,47	1,12	1,33	1,28	1,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,62	—	0,62	—	0,53	—	1,06	—	0,66	—	0,84	—	0,76	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	2,00	—	2,60	—	0,50	—	0,79	—	0,42	—	0,96	—	2,56	—
H <sub>2</sub> O+ . . . . .	10,27	11,09	7,53	8,86	8,27	8,57	7,90	8,28	9,43	10,00	8,07	9,50	8,77	10,30
H <sub>2</sub> O- . . . . .	4,74	5,12	4,62	5,46	6,20	6,48	6,00	6,26	6,04	6,18	4,48	5,27	3,80	4,59
C . . . . .	0,85	—	0,64	—	0,38	—	0,40	—	0,63	—	0,62	—	0,78	—
Сумма . . . . .	100,11	100	99,37	100	99,35	100	99,91	100	99,32	100	99,74	100	98,59	100
Кварц . . . . .	Нет	—	5,5	—	Нет	—	Нет	—	0,97	—	14,77	—	4,21	—

Таблица 77 (продолжение)

Компоненты	Шурф 60, глубина 30 м (обр. 1050)		Снв. 208, глубина 31,40 м (обр. 194)		Шурф 61, из отвала (обр. 929)		Снв. 885, глубина 52 м (обр. 908)
	Оолиты	Цемент	Оолиты	Цемент	Оолиты	Цемент	

Количественная роль катионов и анионов в структурной формуле хлоритов

Четверная координация

Si	2,81	2,79	2,85	2,88	2,76	2,90	2,98
Al	1,19	1,21	1,15	1,12	1,24	1,10	1,02

Шестерная координация

Al <sup>IV</sup>	1,06	1,00	1,35	1,76	0,79	0,65	1,18
Fe <sup>VI</sup>	2,32	2,28	2,04	1,87	2,59	2,75	2,65
Ti	0,06	0,07	0,02	Нет	0,04	0,03	0,05
Fe <sup>IV</sup>	1,12	1,33	1,05	0,94	1,23	1,16	1,45
Mg <sup>VI</sup>	0,24	0,18	0,42	0,18	0,24	0,25	0,23
OH	8,00	6,53	6,22	5,87	7,66	7,18	7,62
O	10,00	10,73	10,89	11,07	10,17	10,41	10,19

Некоторые константы для выделения видов хлоритов

R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,81	0,80	0,80	0,82	0,84	0,77	0,70
RO/SiO <sub>2</sub>	0,43	0,54	0,52	0,39	0,53	0,45	0,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	1,04	0,86	0,98	1,00	1,06	1,18	0,70
FeO/MgO	4,60	7,40	2,50	5,10	5,10	5,20	6,40
α	0,51	0,51	0,45	0,39	0,56	0,61	0,47
f	0,82	0,88	0,71	0,83	0,84	0,83	0,87
N	1,636	1,634	1,645	1,635	1,636	1,640	1,600

Шамозиты

Шамозит

Стриговит



Таблица 78 (продолжение)

Компоненты	Скв. 724, глубина 24—29 м (обр. 628)		Скв. 653, глубина 24,50 м (обр. 717)		Скв. 680, глубина 40 м (обр. 782)	
	Оолиты	Цемент	Оолиты	Цемент	Оолиты	Цемент

Количественная роль катионов и анионов в структурной формуле хлоритов

Четверная координация

Si	2,52	2,51	2,36	2,64	2,60	2,81
Al	4,48	4,49	4,64	4,36	4,40	4,19

Шестерная координация

Al <sup>IV</sup>	0,39	0,54	0,53	0,38	0,17	0,67
Fe <sup>VI</sup>	2,82	3,00	3,02	3,11	3,24	3,00
Ti	0,06	0,07	0,03	0,03	0,07	0,04
Fe <sup>III</sup>	1,44	0,92	1,28	1,11	1,20	0,80
Mg <sup>VI</sup>	0,30	0,35	0,17	0,22	0,30	0,18
OH	7,50	7,34	7,25	7,21	7,70	8,00
O	10,25	10,33	10,38	10,40	10,15	10,00

Некоторые константы для выделения видов хлорита

R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0,90	1,03	1,10	0,93	0,93	0,87
RO/SiO <sub>2</sub>	0,69	0,51	0,62	0,50	0,57	0,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,98	1,62	1,20	1,40	1,37	1,92
FeO/MgO	5,1	2,6	7,20	5,0	4,3	4,2
$\alpha$	0,60	0,60	0,59	0,60	0,68	0,62
$f$	0,85	0,72	0,88	0,83	0,80	0,80
N	4,660	4,658	4,641	4,650	4,638	4,625

Тюрингиты

Шамозит

Шамозит

Шамозит

Химический состав (в %) хлоритов месторождений Чокунянской синклинали и пересчет их для составления структурной формулы  
(ряд турингита Si = 2, 3—2, 6 и ряд шамозита Si = 2, 6—2, 9)

Компоненты	Талды-өпе, шурф 28, слой 5		Кара-сандык, снв. 11, глубина 36,45—37,45 м		Кара-сандык, снв. 11, глубина 36—40 м		Кара-сандык, снв. 15, глубина 42 м		Кара-сандык, снв. 15, глубина 45 м	
	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета	химич. анализ	после пересчета
SiO <sub>2</sub> . . . . .	5,37	18,50	20,28	20,18	20,60	20,00	19,12	20,72	22,10	24,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	11,85	14,26	7,95	10,50	5,90	7,32	7,47	10,23	8,05	9,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	24,57	29,56	27,31	36,03	28,80	35,74	23,76	32,55	23,50	28,54
FeO . . . . .	22,22	19,62	22,02	16,64	20,35	18,64	25,32	18,15	22,63	20,67
MgO . . . . .	1,51	1,82	0,62	0,81	2,75	3,41	0,61	0,83	2,50	3,04
MnO . . . . .	Не определ.		0,15	—	Не определ.		Не определ.		Следы	—
CaO . . . . .	2,72	—	1,45	—	2,50	—	1,39	—	1,50	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,47	—	0,40	—	0,27	—	0,35	—	0,47	—
Потери при прок.	18,50	16,24	18,50	15,84	16,98	14,89	20,91	17,52	15,23	13,57
S . . . . .	0,49	—	Не определ.		0,08	—	Не определ.		0,10	—
C . . . . .	0,30	—	»	»	Не определ.		»	»	0,30	—
Сумма . . . . .	98,00	100	98,68	100	98,23	100	98,93	100	96,37	100
Кварц . . . . .	Нет	—	5,00	—	4,50	—	4,00	—	2,0	—
CO <sub>2</sub> . . . . .	5,00	—	6,50	—	4,98	—	8,14	—	4,06	—

Т а б л и ц а 79 (продолжение)

Компоненты	Талды-эспе, шурф 28, слой 5	Кара-сандык, сив. 11, глубина 36,45—37,45 м	Кара-сандык, сив. 14, глубина 39—40 м	Кара-сандык, сив. 15, глубина 42 м	Кара-сандык, сив. 15, глубина 45 м
------------	-----------------------------	---	---------------------------------------	------------------------------------	------------------------------------

Количественная роль катионов и анионов в структурной формуле хлоритов

Четверная координация

Si	2,26	2,47	2,47	2,57	2,85
Al	1,74	1,53	1,07	1,43	1,15
Fe <sup>3+</sup>	Нет	Нет	0,46	Нет	Нет

Шестерная координация

Al <sup>3+</sup>	0,30	Нет	Нет	0,07	0,19
Fe <sup>3+</sup>	2,71	3,30	3,30	3,04	2,50
Fe <sup>2+</sup>	2,00	1,70	1,95	1,88	2,01
Mg	0,33	0,15	0,62	0,15	0,52
H <sub>2</sub> O	13,17	12,94	12,25	14,52	10,54

Некоторые константы для выделения видов хлорита

RO/SiO <sub>2</sub>	1,02	0,74	1,03	0,78	0,89
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	1,03	0,98	0,89	0,88	0,67
<i>a</i>	0,57	0,67	0,75	0,67	0,65
<i>f</i>	0,86	0,92	0,75	0,92	0,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /FeO	0,67	0,97	0,86	0,81	0,62
FeO/MgO	6,0	11,5	2,9	12,0	3,83
N	1,636	1,628	1,635	1,630	1,636
	Тюрингит	Тюрингит	Тюрингит	Тюрингит	Шамозит

быть отнесены к какому-либо одному виду хлоритов, то другие коэффициенты ( $f = \frac{\text{FeO}}{\text{MgO}}$  или  $a = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ ) заставляют относить их к совершенно другому виду.

Для железистых хлоритов осадочного происхождения, типа развитых в железных рудах Приаралья, некоторыми авторами до сих пор употребляется общее название «лептохлориты», предложенное в 1891 г. Г. Чермаком. Однако в свете современных исследований это название должно быть упразднено. Чермак полагал, что состав большинства хлоритов легко объяснить, если рассматривать их как изоморфную смесь двух силикатов: силиката состава  $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2\text{MgO} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , в чистом виде образующего минерал амезит, и силиката состава  $2\text{SiO}_2 \cdot 3\text{MgO} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , в чистом виде образующего минерал антигорит (или серпентин). Хлориты, состав которых удовлетворял его теории, т. е. точки состава которых на диаграммах ложились вдоль линии, идущей от амезита к антигориту, он назвал ортохлоритами, т. е. прямыми, или правильными хлоритами. Хлориты же уклоняющегося состава, которые невозможно было считать смесью амезита и антигорита и которые обычно обладали при этом очень тонкой криптокристаллической или аморфной структурой, он назвал лептохлоритами (от греческого слова «лептос» — мелкий, тонкий). В последнюю группу попадали все железистые хлориты осадочного происхождения.

Однако рентгеновские исследования обнаружили, что амезит и антигорит имеют резко отличную от хлоритов кристаллическую решетку и что последние ни в какой своей части не могут рассматриваться как изоморфная смесь указанных двух минералов (Бриндли и Робинсон, 1955). В связи с этим деление хлоритов на орто- и лептохлориты теряет смысл и должно быть оставлено.

Относительно разделения хлоритов на виды по их химическому составу в современной литературе существуют разные точки зрения. Выше указывалось, что первоначальная классификация Ж. Орселя, которой пользовались многие исследователи, для хлоритов Приаралья применена быть не может.

Я придерживаюсь той их классификации по соотношению  $\text{RO}$  к  $\text{SiO}_2$  и  $\text{R}_2\text{O}_3$  к  $\text{SiO}_2$ , которая дана в работах Д. П. Сердюченко (1948, 1953), а также в более поздней работе Ж. Орселя и его сотрудников (Orsel, Caillère et Hénin, 1950). Эта классификация, несмотря на критику ее А. Г. Бетехтиным (1953), позволяет более однозначно, чем все остальные, решить вопрос о виде хлоритов по химическому составу. Поэтому я принимаю ее и использую в дальнейшем изложении.

Для более точной диагностики хлоритов их химические анализы были пересчитаны на структурные формулы.

Прежде чем перейти к изложению этих пересчетов, необходимо отметить, что некоторые образцы хлоритов не удалось совершенно очистить от примесей. В табл. 75, 76, 77, 78 и 79 для каждого образца даны две вертикальные графы. В левой графе приводится полный химический анализ образца, а в правой — пересчет этого анализа на 100% после вычитания компонентов, несомненно представляющих примеси к хлориту. Примеси, которые всегда вычитались из анализа (если они были), следующие: 1) свободный кварц, 2) фосфат кальция, 3) карбонат кальция, 4) карбонат железа, 5) свободная гидроокись железа (количество ее в процентах определялось в иммерсионном препарате порошка под микроскопом), 6) органический углерод и 7) ничтожная примесь окиси марганца.

В результате химический состав хлоритов оказался таким:

Для Кок-булака	Для Кара-сандыка и Талды-эспе
SiO <sub>2</sub> . . . . . от 20,50 до 38,17%	от 18,50 до 24,50%
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . » 11,23 » 23,06	» 7,32 » 14,26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . . » 18,06 » 38,06	» 28,54 » 36,03
FeO . . . . . » 6,41 » 15,79	» 16,64 » 20,67
MgO . . . . . » 0,74 » 3,15	» 0,81 » 3,41
H <sub>2</sub> O . . . . . » 3,81 » 11,10	Не определялась

В табл. 75, 76, 77, 78 и 79 можно видеть, что Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в хлоритах Приаралья почти всегда больше, чем Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, а FeO значительно доминирует над MgO.

Пересчет на структурные формулы производился с учетом методики, разработанной для хлоритов и близких им минералов С. В. Хендриком (Hendriks, 1938, 1945), В. С. Соболевым (1949), Ж. Орседем с сотрудниками (Orsel, Caillère et Hénin, 1950) и Д. П. Сердюченко (1948, 1953<sub>2</sub>). Наиболее ясная картина получилась при пересчете химических анализов хлоритов Приаралья на кристаллохимическую формулу (на 14 кислорода по «бэзводому веществу») по способу, предложенному Д. П. Сердюченко. Количество катионов и анионов в формулах хлоритов указано в нижней части таблиц.

Полученные структурные формулы показали, что хлориты месторождения Кок-булак несколько отличаются от хлоритов Кара-сандыка, чего можно было ожидать уже по приведенным выше цифрам содержания в них разных компонентов. Все образцы хлоритов Кок-булака в четверной координации имеют только кремний и часть алюминия и никогда не содержат железа. Образцы же Кара-сандыка в одном случае имеют железо в четверной координации, а в других случаях в этой группировке оказывается весь алюминий. Среди трехвалентных катионов шестерной координации в двух образцах этого месторождения алюминия нет вообще, а в двух других его всего только 0,07 и 0,19. В противоположность Кара-сандыку, все образцы хлоритов Кок-булака и один образец хлорита Талды-эспе, кроме четверной координации, имеют алюминий и в шестерной (от 0,30 до 2,03). Трехвалентное железо присутствует исключительно в шестерной координации (от 1,0 до 3,24). Двухвалентного железа хлориты Кок-булака содержат от 0,52 до 2,00, а магния только от 0,11 до 0,42.

Общее количество катионов в шестерной координации для образцов Чокусинской синклинали устойчивее и выше (5,14—5,87), чем для образцов с месторождения Кок-булак, из которых 25 имеют этих катионов от 2,60 до 5,02 и только два — несколько больше (5,56 и 5,85).

С целью нанесения на классификационную диаграмму Д. П. Сердюченко для хлоритов Приаралья были вычислены отношения RO к SiO<sub>2</sub>, R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к SiO<sub>2</sub>, а также отношения FeO к MgO, FeO к RO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к FeO, важные для отнесения их к тому или иному виду этой группы. На этой диаграмме по содержанию Si<sub>IV</sub> выделены шесть главных групп хлоритовых минералов. Они соответствуют основным (R<sub>3</sub><sup>+</sup>— R<sub>2</sub><sup>+</sup>) изоморфным хлоритовым рядам. На диаграмме с параметрами RO : SiO<sub>2</sub> и R<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : SiO<sub>2</sub> построены линии равного количества катионов в шестерной координации (y = 6; 5,7; 5,3; 4,9) для хлоритов с любым содержанием Si<sub>IV</sub>. С увеличением R<sup>+</sup> сумма катионов шестерной координации уменьшается. Вариации в соотношении R<sup>+</sup> и R<sup>+</sup> ионов и величина их указывают на состав хлоритов и важны для детальной характеристики и сопоставлений отдельных минералов и разных генетических групп.

Большинство точек состава хлоритов месторождения Кок-булак на классификационной диаграмме (рис. 45) легло очень низко по сравнению



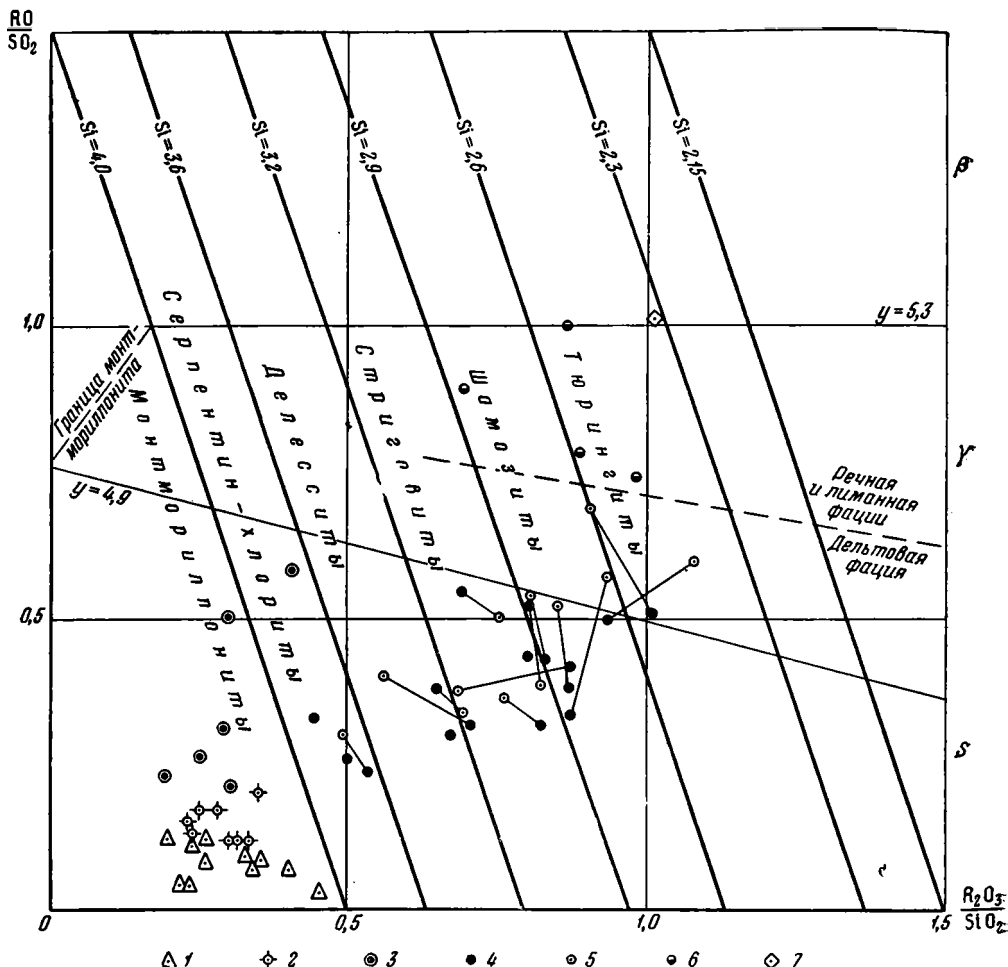


Рис. 45. Диаграмма состава хлоритовых минералов железных руд Приаралья и некоторых образцов сопутствующих глин.

1 — минералы глин чеганской свиты; 2 — минералы глин основания дельтовой фации кутанбуланской свиты; 3 — минералы межрудных глин дельтовой фации кутанбуланской свиты; 4 — хлориты цемента руд дельтовой фации; 5 — хлориты осадков руд дельтовой фации; 6 — хлориты руд лиманной фации; 7 — хлориты руд речной фации

с приведенными Д. П. Сердюченко (1953<sub>2</sub>) точками состава хлоритов Малкинского месторождения (рис. 46). Так же низко лежат точки хлоритов Халиловского района, так как отношение  $RO$  к  $SiO_2$  у них менее 0,5, а число катионов шестерной координации менее 5.

Точки состава хлоритов Кара-сандыка и Талды-эспе легли на диаграмме несколько выше, так как отношение  $RO : SiO_2$  у них около 1, а количество катионов шестерной координации около 5,3 (табл. 79). Однако и они лежат ниже большинства точек хлоритов Малкинского месторождения.

Таким образом, диаграмма, приведенная на рис. 45, показывает, что все хлориты Приаралья относятся к железно-железистой или глиноземно-железно-железистой группе с малым количеством катионов в октаэдрических слоях. Однако по количеству кремния эти хлориты очень

сильно варьируют. Как в оолитах, так и в цементе мы встречаем хлориты, относящиеся к тюрингитовой, шамозитовой, стриговитовой и делесситовой группам (см. табл. 75, 76, 77, 78 и 79).

Хлорит, выделенный из зеленой руды Талды-эспе, можно отнести к тюрингиту. Из четырех образцов хлоритов Кара-сандыка три относятся к тюрингиту, а один, из наиболее глубокой части скв. 15, — к шамозиту (табл. 79). Образцы хлоритов Кок-булака оказались более разнообразными. Из 15 образцов цемента один принадлежит тюрингиту, шесть шамозиту, четыре стриговиту, два делесситу и два серпентин-хлориту. Хлорит оолитов только в двух образцах соответствует тюрингиту, а в четырех шамозиту. Четыре образца хлорита оолитов принадлежат стриговиту, один делесситу и один серпентин-хлориту (табл. 75, 76, 77 и 78).

На классификационной диаграмме все хлориты из железных руд Чокусинской синклинали четко отделились от хлоритов из железных руд Кок-булака вследствие того, что точки их состава легли в совершенно особое поле. Все эти хлориты оказались сильножелезистыми и слабокремнистыми. От хлоритов тех же видов из Кок-булака они отличаются более высоким положением на диаграмме, т. е. значительно большей величиной отношения  $RO : R_2O_3$ . Это связано отчасти с тем, что они немного богаче магнием и значительно беднее глиноземом, чем хлориты Кок-булака, а отчасти с тем, что у них ниже отношение  $Fe_2O_3 : FeO$ . Последнее отношение у них колеблется от 0,67 до 1,03, причем только в одном случае из пяти оно выше единицы (в среднем 0,78), а у хлоритов Кок-булака оно колеблется от 0,70 до 1,92, причем в 22 случаях из 27 выше единицы (в среднем 1,31). Эти различия нельзя не признать зависящими от генезиса месторождений, образцы руд которых подверглись изучению. В Северном Приаралье хлориты железных руд речного и лиманного генезиса оказались отличными по составу от хлоритов дельтового генезиса. Очень интересно было бы проверить устойчивость этих различий на большем количестве лучше выделенных образцов хлорита

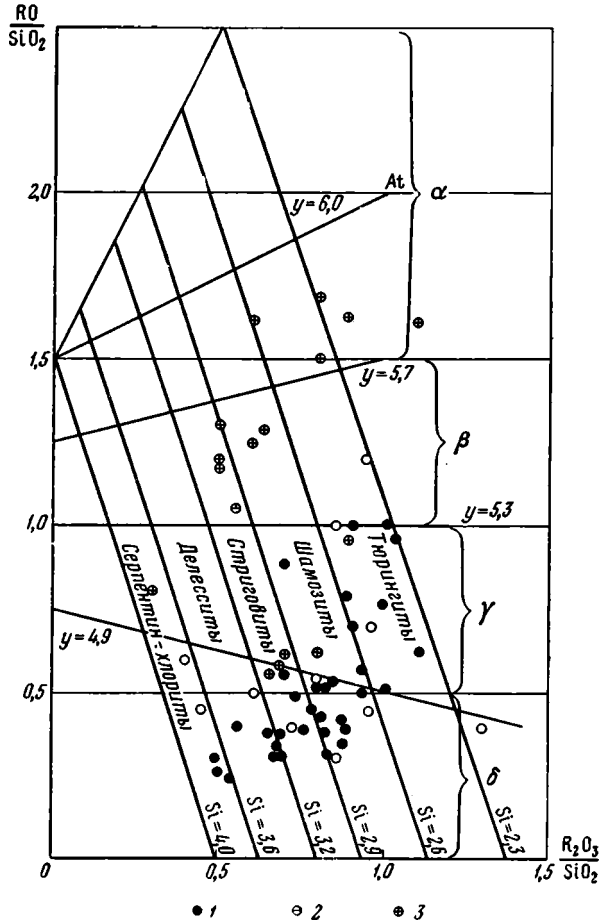


Рис. 46. Сопоставление состава хлоритов из железных руд Северного Приаралья и из других железорудных месторождений по классификационной диаграмме Д. П. Сердюченко.

1 — хлориты Приаральских месторождений; 2 — хлориты Халиловских месторождений; 3 — хлориты Малкинских месторождений

из континентальных отложений других районов СССР, разного генезиса и разного возраста.

Относительная бедность всех образцов хлорита из Чокусинской синклинали кремнеземом и глиноземом и богатство их железом совпадают с отсутствием на этих месторождениях внутри руды прослоев глин и глинистых алевроитов, которые имеют большое развитие в нижних концах и на крыльях наклонных рудных залежей месторождения Кок-булак, откуда были взяты образцы хлоритов с повышенным количеством кремнезема.

Хлориты месторождения Кок-булак, полученные из более мощных слоев и пачек руды, в которых отсутствуют безрудные прослои, оказались принадлежащими тюрингиту и шамозиту, хотя и с более низкой величиной отношения  $RO : R_2O_3$ , чем в тех же минералах Чокусинской синклинали. Хлориты Кок-булака, богатые кремнием и алюминием, принадлежат к другим видам хлоритов: стриговиту, делесситу и серпентин-хлориту. Эти хлориты происходят из образцов, которые были взяты в зонах выклинивания руды или в горизонтах переслаивания руды и алевроитовых глин.

По небольшому количеству анализов выделенных хлоритов судить, конечно, трудно, но все же создается впечатление, что в рудах Кок-булака наиболее кремнистые хлориты (делесситы, серпентин-хлориты) встречаются только в зонах выклинивания рудных линз или в их подошве, близ контакта с безрудными глинами. Внутри мощных рудных линз хлориты представлены менее кремнистыми разновидностями: шамозитом и тюрингитом.

Это наблюдение приобретает определенный смысл, если вспомнить, что руды всех месторождений Приаралья, в том числе и Кок-булака, значительно грубее по своему гранулометрическому составу, чем рудовмещающие породы. Они отлагались в гидродинамических условиях, исключавших возможность одновременного осаждения глинистого материала. Вероятно, вследствие этого в иловых водах свежего рудного осадка было недостаточно кремнезема для образования хлоритов типа делессита и серпентин-хлорита. Руды же нижних концов и крыльев наклонных линз Кок-булака отлагались в условиях меньших скоростей движения воды; они мельче по гранулометрическому составу, часто переслаиваются с глинами и, по-видимому, содержали известную примесь монтмориллонитового материала, который дал возможность в этих фаціальных условиях образоваться более кремнистым разновидностям хлоритов.

Большая изменчивость состава хлоритов в рудах Кок-булака вполне согласуется с непостоянством физико-химических условий и частым изменением положения окислительно-восстановительной границы в осадках подводного склона дельты при образовании этих минералов. При изучении шлифов руд Кок-булака отчетливо видно, что хлорит образовывался не одновременно, а в несколько последовательных стадий. Естественно, что при этом не мог образоваться какой-либо один определенный вид хлорита.

Изменчивым на Кок-булаке является состав как хлоритов оолитов, так и хлоритов цемента. И те и другие принадлежат самым различным видам этой минеральной группы — от тюрингита до серпентин-хлорита. Если сравнивать хлорит оолитов и хлорит цемента одного и того же образца (соответствующие точки на рис. 45 соединены прямыми линиями), то легко увидеть, что состав их никогда не бывает вполне тождественным, но и не отличается сколько-нибудь резко. На классификационной диаграмме (рис. 45) шесть таких пар хлоритов лежат в одном ряду, т. е. по количеству кремния в четверной координации относятся к одному виду. Анализы этих пар хлоритов несколько различаются между собою лишь

по другим показателям. Точки состава шести других пар лежат в соседних рядах, т. е. хлориты оолитов и цемента в этих парах различаются и по количеству кремния в четверной координации настолько, что их приходится относить к соседним видам группы хлоритов. Однако нет ни одного случая, когда хлориты оолитов и цемента были бы по составу резко отличны друг от друга. Нет ни одного случая, когда тюрингитовые оолиты были бы цементированы делесситовым цементом или наоборот. В центральных частях рудных линз Кок-булака и оолиты и цемент сложены тюрингитом или шамозитом. Близ подошвы и в зонах выклинивания рудных тел хлорит и оолитов и цемента представлен делесситом или серпентин-хлоритом.

Отсюда можно сделать вывод, что хлоритовые оолиты образовались хотя и не вполне одновременно с соединяющим их хлоритовым цементом и даже при несколько иных физико-химических условиях, но в общем в той же фашиальной обстановке. Некоторый перенос их во многих случаях совершенно несомненен. Он доказывается хотя бы резко различным количеством кварца в хлорите оолитов и в хлорите цемента ряда образцов, а также их оптическими особенностями. Однако этот перенос был, видимо, очень небольшим по расстоянию. В образцах с особенно близким составом хлоритов в цементе и в оолитах (обр. 646, 1050, 558, 737) последние, может быть, совсем не испытали перемещения и залегают на месте своего образования.

#### 4. ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КАРБОНАТЫ (СИДЕРИТ И АНКЕРИТ)

##### *А. Общие замечания*

Кроме гидроокислов железа и железистых хлоритов, рудными минералами месторождений Северного Приаралья являются железистые карбонаты. Они, во-первых, в большей или меньшей мере слагают цемент оолитовых и мелкогалечных конгломератовых руд ниже уровня грунтовых вод, и, во-вторых, образуют самостоятельные прослои явно диагенетического происхождения среди оолитовых руд лиманного, дельтового и озерного генезиса. (В рудах речного генезиса такие прослои отсутствуют.) В первом случае железистые карбонаты представлены почти исключительно сидеритом, который, как обычно, содержит небольшую примесь других карбонатов. Во втором случае также преобладает сидерит, но встречаются прослои однородных тонкозернистых пород, карбонатная часть которых содержит от 26,83 до 65,47%  $\text{FeCO}_3$  и от 27,04 до 71,25%  $\text{CaCO}_3$ , при небольшом содержании карбонатов магния и марганца. Для таких карбонатных пород изменчивого состава нами принято название «анкериты», обоснованное ниже.

В дальнейшем изложении сначала будут описаны морфологические разновидности сидеритового цемента оолитовых руд, а затем сидерит и разности, переходные между сидеритом и кальцитом, которые мы называем анкеритами, в массивных неоолитовых породах, переслаивающих руду.

##### *Б. Сидерит цемента оолитовых руд*

##### **Распространение и формы выделения**

Распространение сидерита в цементе руд Северного Приаралья описано в главе VIII (Типы руд). Можно только напомнить, что он почти не встречается на месторождениях, где развиты главным образом окисленные руды, и появляется на месторождениях Талды-эспе и Кара-сандык, рудные тела которых своей нижней частью лежат ниже уровня грунтовых

вод. Наиболее же широкое развитие сидерит имеет в цементе руд месторождения Кок-булак в Джиланской синклинали, где рудные линзы иногда целиком лежат ниже уровня грунтовых вод.

Выделения сидерита очень разнообразны по форме, величине и относительному значению в составе руд.

В рудах Приаралья сидерит цемента всегда является минералом более поздним, чем хлорит. Это хорошо согласуется с исследованиями о взаимоотношениях и последовательности выделения этих минералов, проведенными Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1955). Обычно сидерит образуется не только позднее хлорита, но и по хлориту, т. е. путем его замещения.

Можно выделить следующие различия сидеритового цемента оолитов, различные по структуре и форме выделения.)

а) Сидерит в виде мелких идиоморфных кристаллов среди чешуек или аморфной массы зеленого хлоритового цемента. Иногда отдельные ромбоэдры сидерита лежат далеко друг от друга, а иногда собраны в агрегаты (табл. XI, фиг. 1, 2 и 3). Величина кристаллов сидерита различна: от 0,002 до 0,025 мм. Чаще всего они имеют форму ромбоэдров, хорошо заметных благодаря тончайшей желто-бурой пленке окисления на поверхности. Показатель преломления таких кристаллов сидерита  $N_m > 1,800$ . В большинстве случаев в шлифах хорошо видно, что агрегаты кристаллов и одиночные ромбоэдры сидерита развиваются непосредственно по хлориту, раззедая и замещая его (табл. XII, фиг. 2 и 4). Обычно такой сидерит в хлоритовом цементе руд не превышает по количеству 5—8% площади шлифа. Руды, состоящие из гидрогетитово-хлоритовых оолитов в хлоритово-сидеритовом цементе, сидерит которых представлен отдельными редкими и мелкими ромбоэдрами или агрегатами, имеют среднюю плотность, а иногда даже рыхловаты. Такой сидерит, скорее всего, образовался вскоре после хлорита. Это наиболее ранняя генерация сидерита.

б) Сидерит микросферолитового, радиально-лучистого, радиально-слоистого и волокнистого строения, образовавшийся в пустотах, порах и трещинах уже затвердевающей породы. Величина этих новообразований от 0,02 до 0,05 мм (табл. XI, фиг. 4; табл. XIV, фиг. 2). Часто при скрещенных николях они дают черный крест. Показатель преломления отдельных кристаллов очень изменчив. Это связано с тем, что некоторые микросферы сильнее окислены, чем другие, а также с тем, что часто сидерит в радиально-слоистых образованиях очень тесно срастается с хлоритом (табл. XIV, фиг. 4). Можно видеть несколько наслоений последовательно образующихся генераций сидерита на хлорите и наоборот. В некоторых случаях существует еще окаймляющая их полоска вторичного гидрогетита (табл. XIV, фиг. 2 и 4). Такое тонкое переслаивание минералов можно назвать интерстратификацией (по Ф. В. Чухрову, 1955).

Иногда сидерит образует вокруг оолитов щеточку или периферийную оторочку более поздней генерации. Тонкие волокнистые кристаллы сидерита плотно примыкают друг к другу и расположены перпендикулярно поверхности оолитов (табл. X, фиг. 4).

Сидерит микросферолитовой, волокнистой и радиально-слоистой структуры является выделением более поздним, чем мелкие идиоморфные кристаллы его. В шлифах руд хорошо видно, что такие структуры образуются в трещинах и пустотах более раннего хлоритового или сидеритового цемента (табл. XI, фиг. 4; табл. XIV, фиг. 2), а также в местах соприкосновения мелкокристаллического сидерита с зернами кварца или оолитами.

в) Сидерит перекристаллизованный крупнокристаллический. Такой сидерит слагает цемент плотных серо-зеленых или черно-зеленых руд и

составляет в некоторых случаях до 40% породы. Он образован крупными кристаллами (0,05—0,10 мм). Иногда эти кристаллы имеют вид правильных пластинок, соединяющихся друг с другом зубчатыми краями и образующих красивую мозаику (табл. XII, фиг. 2 и 4; табл. XIV, фиг. 3). В других случаях кристаллы или их агрегаты округлы и дают при скрещенных николях черный крест (табл. XII, фиг. 4). Иногда сидерит кристаллизуется в виде крупных ромбоэдров, изредка зональных, а иногда в виде удлинённых ромбоэдров или шестоватых кристаллов, расположенных перпендикулярно поверхности оолита (табл. XIII, фиг. 3).

В рудах с перекристаллизованным плотным сидеритовым цементом хлорит можно заметить лишь небольшими участками (табл. X, фиг. 1 и 2). Иногда он совсем отсутствует. В шлифах образцов таких руд часто можно наблюдать интересную картину взаимоотношения обоих минералов. На табл. XII, фиг. 2 и 4, видно внедрение в хлоритовый цемент сидерита и разделение его этим минералом. Первоначально отдельные мелкие неправильные кристаллы и ромбоэдры сидерита объединяются в агрегаты и вытесняют хлорит, внедряясь в него жилками и языками. В некоторых случаях при замещении хлорита сидеритом в качестве побочного продукта образуется опал в виде радиально-лучистых образований или выделений трещинок в цементе. На табл. XIII, фиг. 4, видно крупное зерно сидерита с трещинами спайности, образовавшееся по хлоритовому цементу руды. Оно окружено темно-коричневой каймой гидрогетита.

Такой плотный перекристаллизованный сидеритовый цемент в виде разнообразных крупных кристаллов надо относить к наиболее поздней генерации. Он раскристаллизовывался уже в позднем диагенезе. По такому сидеритовому цементу образуются сульфиды железа.

г) Сидерит замещения зерен кварца и других обломочных минералов, а также оолитов.

В рудах с сидеритовым цементом всегда наблюдается разъедание кварцевых зерен по краям и замещение их по трещинкам сидеритом. Коррозию и замещение зерен кварца и полевых шпатов можно видеть на табл. XIV, фиг. 1 и 2. Зерна кварца имеют сильно зазубренные края от внедрения в них крупных кристаллов сидерита. Подобное разъедание и замещение зерен кварца сидеритом наблюдается на многих месторождениях железных руд. Б. П. Кротовым (1931, 1934) и В. П. Рыловниковой (1936) оно описано для алапаевских руд. А. У. Литвиненко (1953<sub>2</sub>) наблюдал такую сидеритизацию обломочных минералов в керченских железных рудах.

Интересно, что в то время как в каждом шлифе руд месторождений Кара-сандык или Кок-булак встречаются корродированные и замещенные сидеритом зерна обломочных минералов, разрушенные и замещенные сидеритом оолиты в рудах Северного Приаралья встречаются очень редко. Почти всегда гидрогетитовые и хлоритовые оолиты имеют резкую и некорродированную границу с сидеритовым цементом. Однако в редких случаях сидеритизация оолитов все же наблюдается.

В шлифах месторождения Талды-эспе (табл. XII, фиг. 4) имеются оолиты с отдельными сидеритовыми концентрами. Эти концентры нечетко отграничены от концентров другого состава и расплывчаты. Скорее всего они являются результатом замещения хлоритовых концентров в оолитах. Концентры имеют желто-бурый цвет, и слагающий их сидерит хорошо распознается при скрещенных николях.

В шлифах руд месторождения Кок-булак в ряде случаев можно видеть, что край оолита как бы съедается сидеритовым цементом и имеет с ним нечеткий контакт. Иногда наблюдается замещение крупных частей оолитов совместно хлоритом и сидеритом. Возможно, что сначала оолиты замещались хлоритом, а затем по хлориту образовался сидерит.

## Оптические данные

Сидерит цемента оолитовых руд и алевролитов имеет характерную оптическую псевдоабсорбцию (по В. Н. Лодочникову, 1933), совершенную спайность (по ромбоэдру) и прямое погасание. Отрицательный знак минерала при ромбическом сечении кристаллов, высокое преломление и двупреломление позволяют легко определять его под микроскопом. Показатель преломления иногда колеблется в зависимости от примесей, но чаще всего  $n_p = 1,600-1,635$ , а  $n_m = 1,850-1,870$ . Кристаллы сидерита обычно бесцветны и прозрачны, но иногда отдельные мелкие его ромбоэдры или сферолиты окрашены по краям в бурые тона (табл. XI, фиг. 2, 3 и 4; табл. XIII, фиг. 4). Окрашенные окислами железа кристаллы имеют показатель преломления  $n_m$  больше 1,850. Коричневые окислы железа распределяются в кристаллах сидерита различно. Они то концентрируются в центре зерна, то, наоборот, оконтуривают его.

## Химические и термические анализы

Химические анализы оолитовых и мелкогалечных конгломератовых руд с сидеритово-хлоритовым цементом были приведены в главе VIII, в табл. 42, 43 и 55. Из этих таблиц видно, что в конгломератовых разностях руд содержание сидерита не превышает 25,31%, но в оолитовых может достигать 40,29% веса породы.

Из трех образцов руд Кок-булака, цемент которых, судя по шлифам, был сложен более или менее чистым сплошным сидеритом, этот сидерит

Таблица 80

**Химический состав (в %) выделенного сидерита из цемента оолитовых руд месторождения Кок-булак**

Компоненты	Скв. 196, глубина 30 м (обр. 296)	Скв. 439, глубина 45,50 м (обр. 512)	Скв. 952, глубина 25 м (обр. 910)	Среднее из трех образцов
SiO <sub>2</sub> . . . . .	3,90	4,00	4,25	4,05
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,15	Следы	0,20	0,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2,75	3,15	3,70	3,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1,90	1,10	3,50	2,16
FeO . . . . .	51,10	50,50	49,98	50,33
MgO . . . . .	0,40	0,50	0,75	0,52
MnO . . . . .	0,35	0,20	0,50	0,35
CaO . . . . .	1,80	2,50	2,00	2,10
S . . . . .	Нет	0,10	0,10	0,07
CO <sub>2</sub> . . . . .	32,50	32,90	33,20	32,86
C . . . . .	0,30	0,40	0,40	0,37
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	1,50	1,35	0,70	1,18
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	2,50	2,80	0,85	2,05
<b>Сумма . . . . .</b>	<b>99,15</b>	<b>99,50</b>	<b>100,13</b>	<b>99,36</b>
Кварц . . . . .	2,50	2,80	3,80	3,03
Fe металлич. . . . .	41,90	39,28	38,89	39,14
FeCO <sub>3</sub> . . . . .	80,23	79,69	80,55	80,16
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	3,21	4,50	3,40	3,70
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	0,86	1,04	1,55	1,15
MnCO <sub>3</sub> . . . . .	0,55	0,33	0,80	0,56
Остаток FeO на хлорит	1,30	1,03	Нет	0,77

был отобран под бинокляром для анализа. Полные анализы указанных трех образцов цементного сидерита приведены в табл. 80. Из них видно, что цементный сидерит содержит около 80%  $\text{FeCO}_3$ , т. е. является значительно более чистым, чем сидерит неололитовых прослоев и конкреций, в которых содержание  $\text{FeCO}_3$  не превышает 64,45%, а в среднем равно 56,60% (см. табл. 65 на стр. 276—277). Примесями в цементном сидерите являются другие карбонаты (в среднем 3,70%  $\text{CaCO}_3$ , 1,15%  $\text{MgCO}_3$  и 0,56%  $\text{MnCO}_3$ ), кварц (в среднем 3,03%), очень небольшое количество хлорита (в среднем 1,02% связанного  $\text{SiO}_2$ , 2,16%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и 0,77% не входящего в сидерит  $\text{FeO}$ ) и окись железа, частично в виде пигментного гидрогетита, частично входящая в состав хлорита (в среднем 3,20%).

Если вспомнить, что выделенный в чистом виде цементный хлорит руд Кокбулака содержит от 20,50 до 38,17%  $\text{SiO}_2$  и от 11,23 до 23,06%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а цементный хлорит руд Кара-сандыка и Талды-эспе — от 18,50 до 24,50%  $\text{SiO}_2$  и от 7,32 до 14,26%  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (см. стр. 327), то при сравнении этих данных с приведенными выше можно прийти к выводу, что сидеритизация цемента руд сопровождалась не только разрушением хлоритов и переходом их железа в другую минеральную форму, но также выносом из осадка значительных количеств кремнезема и глинозема.

Термограммы цементного сидерита совершенно аналогичны приведенным у Е. Я. Роде (1936) для алапаевских и синарских сидеритов, А. И. Цветковым (1949) для сидерита Бурят-Монгольской АССР и А. У. Литвиненко (1953<sub>2</sub>) для сидеритов из железных руд Керченского полуострова. Они имеют близкое сходство с приведенными на рис. 47 термограммами массивных сидеритов, переслаивающих руду, и потому отдельно не изображены.

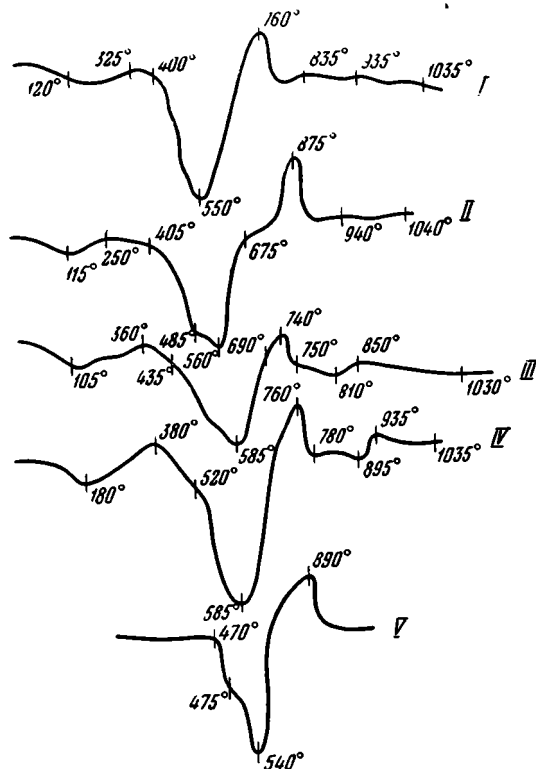


Рис. 47. Термограммы сидеритов руд Кокбулака.

I — Кокбулак, скв. 195, глубина 30 м (обр. 233); II — Кокбулак, скв. 116, глубина 40 м (обр. 172); III — Кокбулак, скв. 208, глубина 16,75 м (обр. 190); IV — Кокбулак, скв. 696, глубина 36 м (обр. 647); V — сидерит Бурято-Монгольской АССР (по А. И. Цветкову, 1949)

## В. Сидерит и анкерит неололитовых прослоев

### Распространение и формы выделения

Распространение сидеритовых и анкеритовых прослоев в рудах Северного Приаралья описано в главе VIII (Типы руд). Вкратце можно напомнить, что среди руд месторождений Кутан-булак и Талды-эспе карбонаты



железа образуют только отдельные конкреции. На Кара-сандыке уже появляются прослой сидеритового и анкеритового состава, а наиболее широко распространены такие прослой на месторождении Кок-булак, рудные тела которого в большей своей части лежат ниже уровня грунтовых вод.

Диagenетическое происхождение этих прослоев, достигающих иногда 1 м мощности, несомненно. Сидерит и анкерит образуются в них по хлоритово-монтмориллонитовым глинам, в которых присутствует иногда большее или меньшее количество кварцевого алеврита.

Формы выделения сидерита и анкерита в неоолитовых прослоях одинаковы и не столь разнообразны, как у цементного сидерита. Можно выделить следующие их модификации.

а) Мелкие идиоморфные кристаллы карбоната в виде неправильных зерен или ромбоэдров величиною от 0,002 до 0,020 мм. Такие кристаллы и их агрегаты особенно характерны для частично сидеритизированных прослоев глин в «фашии переслаивания» Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак (табл. XV, фиг. 1 и 2).

б) Мелкокристаллический сидерит, зерна которого большей частью неправильны и только изредка образуют удлинённые ромбоэдры. Кристаллы сидерита тесно примыкают друг к другу, образуя сплошную зернистую породу. Микросферы или крупные правильные кристаллы, образующие мозаику, как это наблюдалось в сидеритовом цементе руд, отсутствуют. Не наблюдались также какие-либо реликты оолитовой структуры. Образование оолитов в прослоях плотного сидерита, как это описано для керченских руд у С. П. Попова (1938, 1949, 1955), не отмечалось ни разу.

в) Сидерит замещения. Как и в цементе руд, среди сидеритовых и анкеритовых прослоев встречаются обломочные зерна кварца, сильно корродированные и замещенные этими карбонатами. При большом количестве кварцевых зерен массивные прослой сидерита переходят в сидеритовые алевролиты или песчаники. В тех случаях, когда внутри сидеритов и анкеритов встречаются тонкие прослой перемытых обломков оолитов, более крупные зерна кварца бывают обычно приурочены к таким микропрослоям. На табл. XV, фиг. 3 и 4, можно видеть, что сидерит разъедает и замещает не только зерна кварца, но и гидрогетитовые оолиты.

### Оптические данные и некоторые физические свойства

Сидерит массивных прослоев по оптическим свойствам не отличается от описанного выше сидерита цемента руд.  $N_m$  колеблется от 1,840 до 1,855, а  $N_p$  от 1,625 до 1,630.

Карбонаты типа анкеритов представляют собой мелкокристаллическую породу. Ни в шлифах, ни в иммерсии нельзя уловить отдельных зерен различных карбонатов, вероятно благодаря их тончайшему срастанию и переслаиванию друг с другом. В кристаллах наблюдается характерная спайность по ромбоэдру. Отличие от сидерита можно уловить только по более низкому показателю преломления ( $N_m$  — около 1,700—1,740).

Цвет сидерита серый или серо-зеленый; в шлифах он бесцветен. Твердость меняется от 2,5 до 5,0. Удельный вес, измеренный при помощи пикнометра, колеблется для сидеритов от 3,2 до 3,7. Эти колебания зависят от степени окисления сидерита и примеси других карбонатов. Удельный вес анкеритов ниже, чем сидеритов; он изменяется от 2,9 до 3,20.

## Химические анализы

Химические анализы массивных сидеритов и анкеритов приведены в главе VIII (табл. 65 и 66). Из них видно, что эти породы имеют следующее содержание различных карбонатов.

### 1. Сидериты

FeCO <sub>3</sub> . . . . .	от 44,42 до 64,45%,	в среднем 56,60%		
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	» 5,25 » 16,93	» »	» »	9,34
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	» 1,66 » 7,00	» »	» »	3,83
MnCO <sub>3</sub> . . . . .	» 0,16 » 2,85	» »	» »	0,90

### 2. Анкериты

FeCO <sub>3</sub> . . . . .	от 16,21 до 46,94%,	в среднем 32,13%		
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	» 18,21 » 50,98	» »	» »	27,78
MgCO <sub>3</sub> . . . . .	» 0 » 4,66	» »	» »	2,77
MnCO <sub>3</sub> . . . . .	» 0,25 » 0,78	» »	» »	0,46

Постоянными примесями к этим карбонатам в описываемых породах являются кварц, глинистое вещество и окись железа, представленная, по-видимому, гидрогетитом. Количество последней зависит от окисленности породы и потому колеблется в больших пределах — от 0,33 до 12,16%. Некоторые образцы содержат в небольшом количестве сульфиды железа и фосфаты кальция. Последние микроскопически не обнаруживаются, хотя их содержание достигает 1,42%, а в одном образце анкерита с месторождения Кок-булак даже 9,62% (табл. 66, анализ обр. 257).

Напомним, что нерастворимые остатки массивных сидеритов и анкеритов, в противоположность нерастворимым остаткам оолитовых руд, представлены не песком, а пелитовым или алевритово-пелитовым материалом, лишь иногда с небольшой примесью мелкого песка (табл. 64 в главе VIII).

В настоящей главе приводятся таблицы (81 и 82) пересчета на 100% различных компонентов карбонатной части тех же образцов, полные анализы которых даны в табл. 65 и 66.

Табл. 65 и 81 показывают, что неоолитовые сидериты, переслаивающие руду, всегда содержат значительную примесь других карбонатов, главным образом примесь CaCO<sub>3</sub>. В этом отношении они резко отличаются от гораздо более чистого цементного сидерита оолитовых руд. Различия их химического состава видно из сравнения следующих средних цифр соотношения различных компонентов карбонатной части, полученных из табл. 80 и 81 (в % к сумме карбонатов)

	FeCO <sub>3</sub> ,	CaCO <sub>3</sub> ,	MgCO <sub>3</sub> ,	MnCO <sub>3</sub> ,
Сидерит цемента . . . . .	93,68	4,32	1,34	0,66
Сидерит неоолитовых прослоев	80,14	13,09	5,52	1,25

Табл. 66 и 82 показывают, что среди карбонатных железистых пород имеются и такие, в которых количество CaCO<sub>3</sub> сильно возрастает. Молекулярное соотношение FeCO<sub>3</sub> : CaCO<sub>3</sub> колеблется в них от 0,3 до 2,1, а в среднем дает 1 : 1,10, а количество MgCO<sub>3</sub> и MnCO<sub>3</sub> остается приблизительно таким же, как в описанных выше сидеритах.

В табл. 82 приведен состав карбонатной части тех же образцов, полные анализы которых даны в табл. 66. При изучении этих таблиц привлекает внимание то обстоятельство, что при повышении роли CaCO<sub>3</sub> резко уменьшается количество MgCO<sub>3</sub> (обр. 173, 182 и 544). Вместе с этим молекулярное соотношение FeCO<sub>3</sub> : CaCO<sub>3</sub> падает до 0,54; 0,40 и 0,30. Во всех других случаях оно дает цифру больше единицы.

## Состав карбонатной части образцов сидерита в пересчете на 100%

Место взятия образца	FeCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	Молекулярное соотношение FeCO <sub>3</sub> :CaCO <sub>3</sub>
Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак					
1. Скв. 57, глубина 57 м (обр. 142)	72,08	14,86	8,44	4,62	4,2
2. Скв. 62, глубина 17 м (обр. 238)	78,22	9,92	7,45	4,41	6,7
3. Скв. 116, глубина 40 м (обр. 172)	88,26	11,24	Нет	0,50	6,7
4. Скв. 195, глубина 30 м (обр. 233)	87,36	7,24	5,40	Не опред.	10,6
5. Скв. 197, глубина 17 м (обр. 110)	78,62	13,50	7,16	0,72	5,0
6. Там же, глубина 42 м (обр. 109)	77,02	13,97	8,46	0,55	4,7
7. Скв. 202, глубина 40 м (обр. 136)	82,25	9,58	6,40	1,77	7,6
8. Скв. 204, глубина 31,15 м (обр. 279)	81,76	13,44	3,86	0,94	5,2
9. Скв. 206, глубина 18,75 м (обр. 209)	80,88	15,69	2,89	0,54	5,0
10. Скв. 208, глубина 16,75 м (обр. 190)	83,77	12,80	2,25	1,18	5,6
11. Скв. 224, глубина 20 м (обр. 427)	75,10	20,29	4,61	Нет	3,2
12. Скв. 437, глубина 52 м (обр. 513)	78,30	12,56	8,87	0,27	5,4
13. Скв. 696, глубина 36 м (обр. 647)	78,15	15,14	5,94	0,77	4,1
Среднее из 13 образцов . . .	80,14	13,09	5,52	1,25	5,6
14. Кок-булак; Южный участок. Скв. 1098, глубина 30—41 м (обр. 932)	73,93	18,39	6,71	0,97	3,4
15. Кара-сапдык, Рудный мыс (обр. 1078) . . . . .	79,38	8,60	11,22	0,80	8,0

При решении вопроса о правильном названии пород, анализы которых приведены в табл. 66 и 82, встретились затруднения, так как по своему среднему составу они значительно отклоняются от широко известных минеральных видов карбонатов.

Явления изоморфизма в минеральной группе основных карбонатов широко известны. Наиболее подробно они освещены в работах В. Форда (Ford, 1917) и Г. А. Билибина (1927). Однако считается, что в ряду FeCO<sub>3</sub>—CaCO<sub>3</sub> изоморфизм с обеих сторон идет лишь до известных пределов, что объясняется значительным различием ионных радиусов кальция (1,06 Å) и двухвалентного железа (0,83 Å). Указанные авторы, а также авторы сводных работ по минералогии полагают, что замещение кальция двухвалентным железом в кальците может идти до отношения Fe : Ca = 1 : 4,5, что соответствует содержанию в карбонате 19,64% FeCO<sub>3</sub>. Для кальцита с содержанием FeCO<sub>3</sub> от нескольких процентов до этого предела Дж. Дэна в 1892 г. было предложено название «феррокальцит». Замещение железа кальцием в сидерите допускалось до отношения Ca : Fe = 1 : 3,4, что соответствует содержанию в карбонате 20,22% CaCO<sub>3</sub>. Для сидеритов с содержанием CaCO<sub>3</sub> от нескольких процентов до этого предела применяется предложенное еще в 1847 г. И. А. Брейтгауптом название «сидеродот».

Как видно из табл. 82, ни название «феррокальцит», ни название «сидеродот» для минералов рассматриваемых пород не подходит. Сидеродотом или кальцистым сидеритом могут быть названы породы некоторых образцов сидеритов, анализы которых приведены в табл. 81, но не породы, анализы которых помещены в табл. 82. У последних содержание CaCO<sub>3</sub>

Состав карбонатной части образцов анкерита в пересчете на 100%

Место взятия образца	FeCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>	Молекулярное соотношение FeCO <sub>3</sub> : CaCO <sub>3</sub>
Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак					
1. Скв. 25, глубина 36 м (обр. 101) . . .	60,20	31,80	7,10	0,90	1,62
2. Скв. 57, глубина 51 м (обр. 317) . . .	50,74	41,88	6,34	1,04	1,00
3. Скв. 73, глубина 43 м (обр. 173) . . .	37,89	60,21	1,22	0,68	0,54
4. Скв. 116, глубина 12,4—13,7 м (обр. 316)	57,78	36,29	5,24	0,69	1,30
5. Скв. 131, глубина 42,20 м (обр. 789)	64,06	30,18	5,42	0,34	1,80
6. Скв. 200, глубина 35 м (обр. 182) . . .	31,64	66,55	1,23	0,58	0,40
7. Скв. 201, глубина 61,65 м (обр. 257) . . .	65,47	27,04	6,33	1,16	2,10
8. Скв. 412, глубина 35—38 м (обр. 440)	60,52	34,23	4,38	0,87	1,50
9. Скв. 422, глубина 21,70 м (обр. 544) . . .	26,83	71,25	1,57	0,35	0,30
10. Среднее из девяти образцов . . . . .	50,57	44,38	4,31	0,74	1,10
11. Талды-эспе . . . . .	59,87	36,49	2,75	0,89	1,41
12. Кара-сандык, Рудный мыс, расчистка 2 . . . . .	66,42	32,70	Нет	0,88	1,70

выше, чем допускается для сидеродота, но ниже, чем это должно быть у феррокальцита.

В противоположность кальцию, магний имеет ионный радиус (0,78 Å), близкий к ионному радиусу двухвалентного железа. Поэтому считается, что в ряду FeCO<sub>3</sub> — MgCO<sub>3</sub> изоморфные замещения могут существовать в любых пропорциях. Минералы промежуточного состава между сидеритом и магнезитом имеют различные видовые названия при разных соотношениях FeCO<sub>3</sub> и MgCO<sub>3</sub> (сидероплезит — пистомезит — мезитин — брейнерит).

Железо может замещать магний и в двойной соли типа доломита. При этом минерал, в котором магния больше, чем железа, называют железистым доломитом, а минерал, в котором железа больше, чем магния, — анкеритом. Последнее название предложено в 1845 г. В. Гайдингером (Haidinger, 1845) для всех продуктов замещения магния железом в доломите, но позднее стало употребляться только для карбонатов этого ряда, в которых железа больше, чем магния. В. Форд (Ford, 1917) считал, что замещение магния железом может идти до образования минерала состава CaCO<sub>3</sub>·FeCO<sub>3</sub>. Н. Г. и Г. Н. Винчеллы назвали его ферродоломитом (N. H. and A. N. Winchell, 1927). Однако Г. А. Билибин (1927), критикуя В. Форда, указывает, что такой минерал в природе не существует. Замещение магния железом, по его мнению, никогда не идет до конца, и в карбонатах этого изоморфного ряда всегда остается некоторое количество MgCO<sub>3</sub>.

Теоретически в чистом анкерите CaCO<sub>3</sub> всегда должен составлять 50% (в пересчете на молекулярные веса). Однако выше указывалось, что закисное железо в карбонатах может замещать не только магний, но в известных пределах также и кальций. Поэтому CaCO<sub>3</sub> в анкеритах часто бывает меньше 50%.

Некоторые из анализов табл. 82 довольно близко отвечают теоретическому составу анкерита, например, анализ обр. 317 из скв. 57 месторождения Кок-булак. Однако другие анализы дают содержание CaCO<sub>3</sub>, зна-

чительно меньшее или наоборот, большее, чем это требуется формулой анкерита. По-видимому, в рассматриваемых породах следует видеть не только явление изоморфного замещения одних двухвалентных металлов другими, но и тонкую смесь кристаллов различных минеральных видов карбонатов. На это указывают рассматриваемые ниже термограммы, дающие типичные остановки сидерита и кальцита. Таким образом, вопрос о названии этих карбонатных пород, вследствие свособразия их состава, однозначно решен быть не может. Мы называем их анкеритами лишь условно, исходя из следующих соображений.

Во-первых, они значительно богаче магнием, чем цементный сидерит и цементный кальцит, т. е. несомненно представляют собой трехкомпонентную, а не двухкомпонентную систему карбонатов, а для таких трехкомпонентных систем с участием  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  и с преобладанием  $\text{FeCO}_3$  над  $\text{MgCO}_3$  единственным существующим названием является «анкерит».

Во-вторых, анализы, близкие к приведенным в табл. 82, указываются в различных сводках по минералогии для минералов, которым дается название «анкерит» (Д. Дэна и др., 1953, стр. 255, анализ 7 и др.).

В-третьих, некоторые авторы уже употребляют название «анкерит» для обозначения всей гаммы переходов между  $\text{FeCO}_3$ ,  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ , независимо от теоретически вычисленных для этого минерала соотношений (Литвиненко, 1953<sub>2</sub>, Теодорович, 1956).

Из изложенного видно, что с известной долей условности мы можем называть рассматриваемые породы анкеритами. В действительности в их составе, кроме, вероятно, присутствующих кристаллов анкерита, несомненно имеются в разных количествах кристаллы сидерита, кальцита, а может быть, и других карбонатов.

### Термические анализы

Термограммы массивных сидеритов (рис. 47) показывают, что присутствие в них примесей других карбонатов не отражается на кривых нагревания. Они очень близки к приведенным в литературе для чистых сидеритов (например, А. И. Цветковым, 1949). Низкотемпературный перегиб при  $100\text{--}200^\circ$  соответствует удалению слабо связанной воды. Сильная эндотермическая реакция с максимумом в интервале температур  $520\text{--}560^\circ$  соответствует распаду кристаллической решетки сидерита, а экзотермический эффект с максимумом  $740\text{--}875^\circ$  объясняется окислением  $\text{FeO}$  после диссоциации в  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Небольшое количество примесей или вообще не отражается на кривых или дает слабую эндотермическую реакцию при  $800\text{--}900^\circ$ , если  $\text{CaCO}_3$  в сидерите содержится более  $10\text{--}11\%$  (рис. 47, кривая IV).

На основании данных микроскопии и термограмм мы называем минералы, содержащие в карбонатной части более  $70\%$   $\text{FeCO}_3$ , сидеритами, несмотря на присутствие в них примеси других карбонатов. Такие примеси встречаются в сидеритах почти всегда и отмечаются почти всеми исследователями этих минералов.

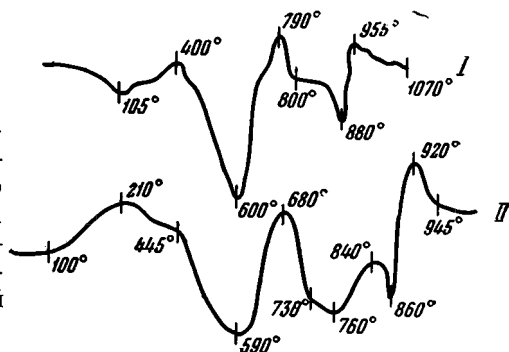
Термограммы анкеритов приведены на рис. 48. Эти термограммы отличаются от термограмм сидеритов и показывают серию переходов от сидерита с примесью  $\text{CaCO}_3$  (рис. 48, I) до кальцита с небольшой примесью  $\text{FeCO}_3$  (рис. 48, IV). Судя по кривым нагревания, они являются смесями, но не минералами определенного химического состава. Диссоциации сидерита и кальцита происходят при обычных температурах.

На кривых I и II (рис. 48) сначала идет распад  $\text{FeCO}_3$  при температуре  $590\text{--}600^\circ$ , затем окисление  $\text{FeO}$  после диссоциации (резкий эндотермический эффект при  $680\text{--}790^\circ$ ). На кривой I при  $880^\circ$  наступает распад

$\text{CaCO}_3$ , на кривой II, кроме остановки распада  $\text{CaCO}_3$  при  $860^\circ$ , имеется еще эндотермическая реакция при  $760^\circ$ , которая вместе с предыдущей реакцией (по А. И. Цветкову, 1949) должна считаться характерной для распада примеси доломита.

Две последние термограммы на рис. 48 имеют сильную эндотермическую реакцию при  $905\text{--}955^\circ$ , характерную для кальцита, и только слабые остановки при  $580\text{--}615^\circ$ , указывающие на небольшую примесь  $\text{FeCO}_3$ .

На всех приведенных термограммах нет резкой эндотермической остановки при  $760^\circ$  и последующей характерной «петли перегрева», совокупность которых, по А. И. Цветкову (1949), типична для чистого анкерита и соответствует быстрому распаду его на составные части, с одновременной диссоциацией  $\text{FeCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$ .



### О распространении массивных карбонатных руд железа среди оолитовых руд

Прослой массивных сидеритовых или анкеритовых руд наблюдаются в большинстве месторождений оолитовых железных руд и отмечались многими исследователями.

В киммерийских железных рудах Керченского полуострова их изучал А. У. Литвиненко (1953). Он указывает, что развитые здесь массивные сидериты содержат 10—12%  $\text{CaCO}_3$ , 2—3%  $\text{MgCO}_3$  и 3—9%  $\text{MnCO}_3$ . От массивных сидеритов Приаралья они отличаются более низким содержанием магния и значительно более высоким содержанием марганца. Примесь самостоятельных кристаллов кальцита в сидерите А. У. Литвиненко наблюдал в шлифах.

В верхнемеловых железных рудах Аятского месторождения прослой массивных сидеритов, судя по разведочным отчетам, появляются в большом количестве в северо-восточной части рудного поля, где они постепенно вытесняют из разрезов оолитовые разновидности руды.

Р. Г. Растваль и Ф. Е. Хемингвей (Rästall and Hemingway, 1940) описали массивные сидериты из среднеюрских оолитовых руд Йоркшира, причем, по их мнению, эти породы образовались хемогенно в виде мелкокристаллического осадка.

Л. Деверин (Déverin, 1945) дал подробное микроскопическое описание массивных сидеритов, распространенных в виде прослоев в различных горизонтах юрских оолитовых руд Швейцарии.

Д. Тэйлор (Taylor, 1949) отметил широкое распространение сидеритовых конкреций и прослоев неоолитового строения среди ааленских оолитовых руд Нортхемптона. Эти породы содержат 81—86%  $\text{FeCO}_3$ ,

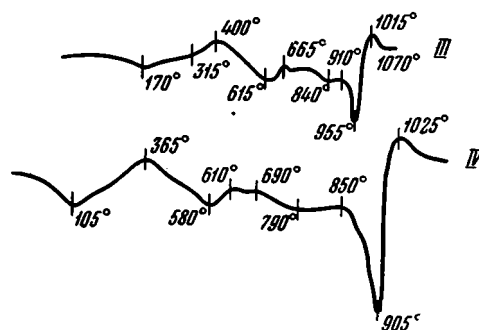


Рис. 48. Термограммы сидерит-анкеритов месторождения Кок-булак.

I — скв. 57, глубина 51 м (обр. 317); II — скв. 131, глубина 54,20 м (обр. 789); III — скв. 200, глубина 35 м (обр. 182); IV — скв. 422, глубина 21,70 м (обр. 544)

8—10%  $\text{CaCO}_3$ , 6—8%  $\text{MgCO}_3$  и не более чем 0,5%  $\text{MnCO}_3$ , т. е. довольно близки по составу к пластовым сидеритам Приаралья. В отличие от последних, они обычно содержат  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{MgCO}_3$  в количествах, близких к эквимолекулярным, иногда с небольшим избытком  $\text{CaCO}_3$ . Это позволило Д. Тэйлору считать, что изученные им карбонаты представляют собой сидерит с примесью доломита и очень небольшого количества ферродоломита ( $\text{CaCO}_3 \cdot \text{FeCO}_3$ ). По его мнению, этот сидерит частью образовался в процессе диагенеза, замещая шамозит, а частью — прямым осаждением из бикарбонатных растворов наддонной воды, как мелкокристаллический ил.

Недавно Х. Хардер (Harder, 1952) описал массивные сидериты, залегающие прослоями в оолитовых лейасовых рудах юго-западной Германии.

По-видимому, прослои массивных карбонатных руд неолитового строения в большей или меньшей мере свойственны всем месторождениям оолитовых руд.

Вряд ли правы английские геологи, приписывающие им хемогенное происхождение. Изучение подобных пород в Приаралье показывает, что они образуются за счет диагенетического преобразования межрудных прослоев глин и глинистых алевроитов.

## 5. СУЛЬФИДЫ ЖЕЛЕЗА

Сульфиды железа — пирит и марказит — встречаются в рудах Приаралья редко. Они присутствуют только в тех разновидностях руд, которые содержат сидерит и хлориты.

Пирит наиболее часто можно видеть в шлифах руд месторождения Кок-булак. В отраженном поляризованном свете он изотропен и имеет светло-желтый цвет. В цементе невыветрелых руд с сидеритово-хлоритовым цементом пирит образует мелкие, правильные кубические кристаллы или октаэдры величиной не более 0,1 мм, а также участки замещения других минералов. Иногда он обрывает лежащие в цементе зерна кварца, разьедает и замещает их. Очень редко пирит отдельными участками замещает гидротетит и хлорит в наружных оболочках оолитов.

На месторождении Кок-булак пирит встречается не только в рудах, но также в глинах «фации переслаивания». Более или менее сидеритизированные глины этой фации часто содержат мелкие включения пирита, а иногда и более крупные округлые агрегаты его (табл. XV, фиг. 2). Реже в глинах встречаются микропрослои пирита мощностью до 1,5 мм. Отсутствие ясных кристаллических форм заставляет подозревать, что в последнем случае это выделение не пирита, а метаколлоидное образование мельниковита, на присутствие которого в карбонатных глинах, богатых органическим веществом, указывали А. Г. Бетехтин (1940) и Ф. В. Чухров (1955<sub>1</sub>).

Количество пирита в рудах столь незначительно, что его можно определить только в шлифах. Выделить его для какого-либо исследования не удалось.

Марказит в рудах Приаралья также очень редкий минерал. От пирита он отличается кремово-белым цветом и анизотропией в отраженном поляризованном свете. Он встречается в сидеритово-хлоритовом цементе руд в виде ветвящихся жилок, иглоочек и щеточек (табл. XII, фиг. 3). Иногда он образует замещения дендритовой структуры, развиваясь по трещинкам сидеритового цемента или зерен кварца. На табл. X, фиг. 1 можно видеть мелкие и неправильные зерна марказита на участке хлоритового цемента между оолитами одного из образцов месторождения Талды-эспе. Кроме того, мелкие рассеянные включения марказита имеются

в массивных сидеритах и анкеритах, переслаивающих руду. Как и пирит, в редких случаях он замещает наружные оболочки оолитов.

По химическим анализам руд можно видеть, что пирит и марказит в рудах Приаралья содержатся в очень небольших количествах. Если в образцах оолитовых руд Кок-булака с сидеритово-хлоритовым цементом (табл. 41) всю серу считать сульфидной, пересчитав ее на пирит, то в среднем эти руды будут содержать всего 0,21% FeS<sub>2</sub>; наивысшее же количество серы 0,65% (табл. 41, обр. 221) даст 1,22% FeS<sub>2</sub>.

В оолитовых рудах с сидеритовым цементом других месторождений (табл. 42) наивысшее количество серы 0,59 (Талды-эспе) соответствует 1,09% FeS<sub>2</sub>, а в среднем эти руды содержат всего 0,38% FeS<sub>2</sub>.

В зеленой сыпучей руде, которая имеет рыхлый хлоритовый цемент, содержание сульфидов еще ниже, чем в рудах с сидеритовым цементом. Если даже считать, что вся сера этих руд является сульфидной, то выходит, что они содержат от 0,08 до 0,29%, а в среднем лишь 0,18% FeS<sub>2</sub>.

Массивные неоолитовые сидериты также очень бедны сульфидами. Некоторые их образцы совсем не содержат серы, максимальное же ее содержание в них 0,1%, что соответствует 0,19% дисульфида железа. Немного больше серы в массивных анкеритах, но и в них содержание ее не превышает 0,5%, что соответствует 0,94% FeS<sub>2</sub>.

В гидрогетитовых разностях руд, лежащих выше уровня грунтовых вод, а в черной сыпучей руде и ниже этого уровня, микроскопически определяемые сульфиды железа отсутствуют. Имеющаяся в этих рудах в очень небольшом количестве сера, скорее всего, целиком является сульфатной и входит в состав гипса.

Правильные соотношения в содержании сульфидов, органического углерода и общего количества закисного железа не наблюдаются. Внутри каждого типа руд наиболее богатые сульфидами образцы вовсе не обязательно наиболее богаты углеродом и закисью железа. Однако общая тенденция к повышению сульфидности с повышением содержания органического вещества существует. Наиболее четко она выражена в сравнительно богатых сульфидами образцах массивных анкеритов, которые имеют следующие процентные соотношения рассматриваемых компонентов (извлечение из табл. 66).

	Обр. 789	Обр. 182	Обр. 440	Талды- эспе	Обр. 316	Кара- сандык
Сера . . . . .	0,50	0,45	0,30	0,30	0,20	0,10
Углерод органич. . . . .	1,00	0,80	0,65	0,60	0,60	0,19
Закись железа . . . . .	29,14	10,06	20,25	20,25	22,22	22,93

Как видно из этих цифр, остаточное количество органического углерода довольно четко связано с количеством серы и, следовательно, с количеством сульфидов железа, но колебания общего количества FeO от него не зависят.

Присутствие сульфидов железа только в образцах руд, содержащих сидерит, видимое в шлифах замещение ими сидерита и указанные выше соотношения с содержанием органического углерода подтверждают вывод Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955) об образовании сульфидов железа в наиболее позднюю стадию диагенеза.

В железных рудах Северного Приаралья и сидеритизированных глинах «фаши переслаивания» месторождения Кок-булак марказит и пирит совместно не встречались и поэтому трудно установить их взаимоотношения и последовательность выделения. Экспериментальными работами установлено, что пирит и марказит возникают в несколько различных обстановках. Пирит требует для своего образования среды нейтральной



или даже слабощелочной, а марказит кристаллизуется в условиях среды несколько более кислой (Allen, Grenshaw and Merwin, 1912). Влияет на их образование также температура. При одинаковых или близких значениях рН (меньше 7) удавалось получить пирит при более высоких температурах и марказит — при более низких.

Исходя из этого, теоретически надо считать, что в рудах Приаралья марказит возникал позднее пирита, когда иловые воды под влиянием разложения органического вещества становились достаточно кислыми. Однако известны случаи, когда пирит в осадочных породах образуется в виде псевдоморфоз по марказиту, т. е. является минералом несомненно более поздним, а также случаи ритмически-зональных образований, в которых полосы пирита чередуются с полосами марказита без каких-либо следов взаимного замещения этих минералов (Бетехтин, 1940).

Поэтому сказать что-либо определенное о последовательности выделения пирита и марказита в рудах Приаралья невозможно. Они могли кристаллизоваться в поздние стадии диагенеза и одновременно, под влиянием разных величин рН в различных участках осадка.

Все авторы, изучавшие осадочные сульфиды железа (Doss, 1912; Чухров, 1936, 1955; Бетехтин, 1940, и другие), приходят к выводу, что они выпадают из растворов сначала в виде геля односернистого железа (гидротроилита), который при недостатке способной к реакции серы кристаллизуется в пирротин, а при достаточном ее количестве дает метаколлоидные образования типа мельниковита или кристаллизуется в пирит и марказит.

Присутствие в глинах «фашии переслаивания» микропрослоев сульфида железа скрытокристаллического строения дает повод думать, что в Приаралье пирит и марказит возникали из первично-коллоидного вещества. Сферические зерна пирита (табл. XV, фиг. 2) также указывают на первично-коллоидный характер сульфидов железа.

## 6. КАЛЬЦИТ

Железные руды Северного Приаралья постоянно содержат небольшое количество окиси кальция, но карбонаты кальция как самостоятельные минералы встречаются лишь в некоторых определенных типах руд. Из этих минералов выше был описан диагенетический анкерит, связанный постепенными переходами с сидеритом и строго приуроченный к определенному типу массивных неололитовых руд. Этот анкерит иногда содержит до 50,98 %  $\text{CaCO}_3$  (71,24 % на карбонатное вещество), частью в виде тонко распыленной примеси кальцита, но все же переходов к чистому кальциту никогда не дает.

Кальцит, почти не содержащий  $\text{FeO}$  и  $\text{MgO}$ , также встречается в рудах Приаралья, причем по происхождению он бывает обломочным, диагенетическим и эпигенетическим. Преобладает кальцит эпигенетический.

А. Обломочный кальцит в кутанбулакской свите характерен для «мергельных гравелитов», которые, как писалось выше, являются своеобразной фацией ее речных отложений (см. стр. 23—26) и образовались за счет размыва мергельных прослоев в глинах чеганской свиты морского палеогена. Кальцит зерен «мергельных гравелитов» тонкозернистый, пелитоморфный или микроглобулярный, окрашен в серовато-желтоватые цвета и всегда имеет значительную примесь рассеянного глинистого вещества. Судя по анализам (табл. 5 на стр. 24—25), он содержит около 70 %  $\text{CaCO}_3$  и от 3,91 до 7,85 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , чем и объясняется его окраска.

Как указывалось (стр. 25), тонкие прослои мергельного гравия были встречены в шурфах внутри руд на месторождении Кутан-булак и в северной части месторождения Талды-эспе. При просмотре шлифов руд

северо-восточного участка месторождения Талды-эспе было обнаружено несколько оолитов гидрогетита, ядрами которых служили округлые гравийные зерна микроглобулярного кальцита, загрязненного дисперсным глинистым веществом. Этот кальцит в шлифе неотличим от кальцита мергельного гравия из Промежуточной балки на месторождении Кутан-булак и, по-видимому, имеет одинаковое с ним происхождение, т. е. представляет собой обломочки мергелей чеганской свиты морского палеогена. Интересно отметить, что граница кальцитового ядра и гидрогетитовых облочек в таких оолитах очень резкая. Это указывает на то, что замещения кальцита гидрогетитом в момент образования оолитов не происходило. Округлый обломочек мергеля служил лишь центром нарастания оболочек гидрогетита.

Б. Диагенетические выделения кальцита не были обнаружены в самих рудах, но встречаются в фосфатных псевдоморфозах по древесине, которые распространены в месторождениях Чокусинской синклинали и подробно описываются ниже. В этих псевдоморфозах кальцит обычно является минералом более поздним, чем фосфат кальция. Наблюдаются, впрочем, и случаи менее ясного соотношения этих минералов.

В. Наиболее широко развит в рудах Приаралья кальцит поздний, эпигенетический, образующий цемент некоторых оолитовых руд. Распространение и характер руд с кальцитовым цементом были подробно описаны в главе VIII (стр. 245—254 и 263—267). Там же было выяснено, что руды с таким цементом образовались в зоне окисления (выше уровня грунтовых вод) в эпоху, предшествовавшую современной, за счет цементации черных и бурых рыхлых сыпучих руд в зонах понижений раннечетвертичного рельефа. Руды с кальцитовым цементом имеют существенное развитие только на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак. Однако на месторождениях Кутан-булак и Талды-эспе также были встречены их отдельные небольшие прослои и линзы.

По кристаллической структуре цементный кальцит бывает мелко-, средне- и крупнокристаллическим (табл. VIII, фиг. 1 и 4), радиально-лучистым (табл. VIII, фиг. 4), радиально-слоистым и волокнистым (табл. V, фиг. 1; табл. VIII, фиг. 3). В рудах месторождений Кутан-булак и Талды-эспе микроконкреционный или радиально-лучистый кальцит часто образует сферы или полусферы, свободно лежащие в гидрогетитовом цементе или нарастающие на поверхность рудных оолитов и друг на друга. В кальцитовых микросферах отдельные слои нарастания окрашены гидрогетитом в желтый или красноватый цвет, но при скрещенных николях эти желтые концентры дают ту же интерференционную окраску, что и соседние концентры бесцветного кальцита. Внутри концентров микроконкреций удлиненные кристаллы кальцита расположены радиально.

В редких случаях в шлифах руд Кутан-булака можно наблюдать, как кальцит облекает оолиты в виде наружных оболочек, образуя структуру краевых каемок. В некоторых шлифах руд месторождений Кутан-булак и Талды-эспе видно, как по эпигенетическому кальцитовому цементу выделяется еще более поздний, по-видимому, инфильтрационный гидрогетит. Он образует сеть жилок, пятна, сгустки и кольцевые образования (табл. V, фиг. 1), а иногда даже оолитоподобные стяжения. В этих случаях в окрашенном железистом кальците плохо видна спайность, и затухание при скрещенных николях выражено нерезко.

В шлифах руд Кок-булака преобладает кальцит мелкокристаллический, равномерно окрашенный окислами железа в желтоватые тона и имеющий чаще всего лучистое, сноповидное или волокнистое расположение удлиненных кристаллов (табл. V, фиг. 1). Иногда встречаются более крупные, мозаично сросшиеся зерна кальцита, возникшие во время

последующей раскristаллизации. В них хорошо видна спайность и нередко наблюдаются двойники. Показатель преломления таких крупных зерен  $N_m = 1,658$ ,  $N_p = 1,487$ . Это минерал оптически одноосный и отрицательный.

Иногда кальцит образует цемент не только оолитовых руд, но также залегающих внутри этих руд прослоев кварцевого алевролита. В этих случаях кальцит обычно мелкозернист и окрашен окислами железа в желтые тона.

В шурфе 150 месторождения Кутан-булак на глубине 12 м был встречен в руде прослой оригинального алевролита из угловатых кварцевых зерен, изъеденных и замещенных кальцитом, но сцементированных гидрогетитом. Замещение кварца кальцитом в этом случае происходило еще в рыхлом алеврите, до образования гидрогетитового цемента.

Наконец, еще одной формой эпигенетического кальцита является кальцит окисленных прослоев массивного неоолитового анкерита. Он мелкозернист и так покрашен гидроокислами железа, что различим только при скрещенных николях, по характерным цветам интерференции. Его присутствие в породе легко обнаруживается по бурному вскипанию с соляной кислотой.

Во всех перечисленных случаях был встречен кальцит, а не арагонит. Помимо более низких, чем у арагонита, показателей преломления и совершенной спайности, это доказывается реакцией Мейгина (кипячением с  $Co(NO_3)_2$ ), которая была проведена с веществом «мергельных гравелитов» и с карбонатным цементом руд разных месторождений. Во всех случаях эта реакция давала голубую или зеленоватую окраску, что характерно именно для кальцита.

Таблицы, приведенные в главе VIII (табл. 51 и 61) показывают, что количество  $CaCO_3$  в рудах с кальцитовым цементом колеблется от 14,38 до 25,09%. Из одного образца руд Кутан-булака и трех образцов руд Кок-булака кальцит цемента был выделен под бинокляром, по возможности очищен от примесей и подвергнут химическому анализу. Результаты его приведены в табл. 83. Из нее видно, что такой кальцит имеет от 71,48 до 78,91%  $CaCO_3$ . В виде примесей он содержит гидрогетит, частью пигментный, частью в виде обломочков оолитов (от 4,07 до 13,60%  $Fe_2O_3$ ), а также небольшие количества  $SiO_2$  (от 2,50 до 11,67%) и  $Al_2O_3$  (от 2,41 до 4,23%). Глинозем и часть кремнезема, вероятно, заключены в обломках гидрогетитовых оолитов (см. главу VIII). Другая часть кремнезема связана с алевритовыми зернами кварца, которые не были полностью удалены из цемента. Характерно полное отсутствие серы и крайне малое содержание в цементном кальците  $P_2O_5$ , чем он резко отличается от диagenетических карбонатов (сидерита и анкерита).

Термограммы были получены: а) для руды с кальцитовым цементом из шурфа месторождения Кок-булак; б) для выделенного из этой руды кальцитового цемента, анализ которого приведен в первой графе табл. 83, и в) для порошкового, совершенно белого кальцита, собранного на выветрелой поверхности руды в одном из обнажений оврага Тас-сай; анализ этого кальцита дан в третьей графе табл. 83.

В первом случае на кривой нагревания наблюдалась резко выраженная остановка при  $355^\circ$ , соответствующая дегидратации гетита в оолитах. Вторая эндотермическая остановка, соответствующая разложению кальцита, была при  $870^\circ$ , т. е. при более низкой температуре, чем это отмечается для чистых образцов кальцита.

Во втором случае имелись две слабо выраженные эндотермические остановки: первая — при  $120^\circ$ , соответствующая удалению адсорбированной воды, и вторая — при  $325^\circ$ , указывающая на потерю кристаллизационной воды примесью гетита. Резкая эндотермическая остановка,

Химический состав (в %) выделенного цементного кальцита

Компоненты	Кок-булак, шурф 2		Кок-булак, Тас-сай, кальцитовые налеты на поверхности выветрелой руды	Кутав-булак, шурф 130, глубина 20 м
	обр. 1	обр. 2		
SiO <sub>2</sub> . . . . .	2,50	11,67	10,18	5,25
TiO <sub>2</sub> . . . . .	Следы	Нет	0,28	0,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13,60	7,20	4,07	5,80
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,23	2,41	3,79	2,50
FeO . . . . .	0,42	Нет	0,25	Нет
MgO . . . . .	0,70	0,22	0,17	0,50
MnO . . . . .	0,66	0,34	Не опред.	0,35
CaO . . . . .	41,45	42,72	42,68	44,15
K <sub>2</sub> O . . . . .	0,05	Нет	Не опред.	Нет
Na <sub>2</sub> O . . . . .	0,49	0,40	» »	Следы
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,20	Не опред.	» »	0,25
CO <sub>2</sub> . . . . .	31,45	32,07	34,00	35,50
S . . . . .	Нет	Нет	Нет	Нет
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	2,11	2,05	0,92	1,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	2,50	1,34	1,69	3,25
C . . . . .	Нет	Не опред.	Нет	0,10
Сумма . . . . .	100,36	100,42	98,03	99,10
CaCO <sub>3</sub> . . . . .	71,48	72,89	76,14	78,91

характерная для кальцита, отмечалась при 910—920°, т. е. там, где она указана в литературе для чистых образцов этого минерала (Цветков, 1949).

В третьем случае была получена кривая нагревания, особенно близкая к таковой для синтезированного CaCO<sub>3</sub> и для чистого исландского шпата (по А. И. Цветкову). На ней наблюдаются два совсем незначительных понижения кривой при 120 и 500° (соответствующие 4,07% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и другим примесям) и очень сильная эндотермическая реакция при 925°, соответствующая диссоциации кальцита.

## 7. ФОСФАТЫ

Химические анализы руд всех без исключения типов, развитых в Северном Приаралье, показывают присутствие в них P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Средние цифры содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> по отдельным месторождениям и их участкам приведены в главе V, а по отдельным типам руд — в главе VIII. В образцах оолитовых руд, которые изучались нами, количество P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> колеблется в значительных пределах — от 0,21 до 2,68%. Правильных соотношений между его содержанием и содержанием других элементов не наблюдается, хотя несомненно, что основная масса фосфора связана с рудными минералами. Это подтверждается тем, что песчаные руды всегда беднее фосфором, чем чистые, а также тем, что магнитные концентраты сыпучих руд богаче фосфором, чем исходная порода. В рудах с кальцитовым цементом количество P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> несколько меньше, чем в рудах других типов, и не превышает 1%. Это связано с тем, что в них цемент эпигенетичен и почти лишен фосфора. Оолиты этой руды, освобожденные от цемента, содержат столько же P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, сколько черные сыпучие руды.

Определенной связи с текстурой руд содержание  $P_2O_5$  не обнаруживается. Можно только сказать, что массивные сидериты и анкериты беднее фосфором, чем оолитовые руды. Количество  $P_2O_5$  в них обычно не превышает 0,65% и лишь в одном случае (анкерит из скв. 201 месторождения Кок-булак) резко поднимается до 4,41%.

Если содержание фосфора почти не зависит от текстуры и минералогического состава руд, то оно зависит от генетического типа месторождения. Дельтовые руды месторождения Кок-булак богаче  $P_2O_5$ , чем речные и лиманные руды Чокусинской синклинали. Это вытекает из сравнения средних цифр содержания  $P_2O_5$  в рудах различных месторождений и участков (на разных участках Кутан-булака от 0,79 до 1,47%; Талдыэспе — 0,54%, Кара-сандык — 1,16%, Северный участок Кок-булака — 1,39%, Центральный участок Кок-булака — 1,56%).

Это же подтверждается следующим сравнением среднего содержания  $P_2O_5$  в однотипных рудах разных месторождений (извлечение из табл. 69).

	Кок-булак	Месторождения Чокусинской синклинали
Оолитовые руды с сидеритово-хлоритовым цементом . .	1,15%	0,53%
Оолитовые руды с гидрогетитовым цементом . . . . .	1,37	0,94%
Мелкогалечные конгломератовые руды с гидрогетитовым цементом . . . . .	1,19	0,50%

В черных сыпучих рудах и в сцементированных разностях руд содержание  $P_2O_5$  колеблется в одинаковых пределах и дает близкие средние цифры. Это говорит о том, что фосфор содержится примерно в одинаковых количествах в оолитах и в цементе руд. Тот же вывод подтверждается сравнением анализов хлоритов, выделенных из оолитов и из цемента одного и того же куска породы. В 6 случаях из 11 фосфора было немного больше в оолитах, а в 4 случаях — в цементе. В одном случае содержание  $P_2O_5$  в оолитах и в цементе оказалось одинаковым (табл. 75, 76, 77, 78).

Хлорит, выделенный из цемента и оолитов руд Кок-булака, содержит в среднем 0,77%  $P_2O_5$ , а руды, из которых он выделялся, — 1,15%  $P_2O_5$ . Хлорит, выделенный из руд Талдыэспе и Кара-сандыка, содержит в среднем 0,39%  $P_2O_5$ , а руды, из которых он выделялся, — 0,53%  $P_2O_5$ . Из сравнения этих цифр видно, что главная часть  $P_2O_5$  не образует самостоятельных минералов, но находится в адсорбированном виде в рудных минералах, в данном случае — в железистых хлоритах.

Это подтверждается тем, что, несмотря на постоянное присутствие фосфора во всех типах руд Северного Приаралья, особые фосфатные минералы при микроскопическом изучении руд обнаруживаются исключительно редко. При этом ни разу не были встречены минералы, которые могли бы быть отнесены к вивианиту или к какому-нибудь из многочисленных, описанных в литературе видов феррифосфатов. Это, впрочем, не значит, что такие минералы в рудах Приаралья отсутствуют. Они легко определяются лишь в том случае, если присутствуют в значительных количествах и образуют достаточно крупные зерна. Их мелкие и рассеянные включения в гидрогетите вряд ли могут быть диагностированы оптическими методами.

В рудах Приаралья наблюдаются следующие выделения фосфатов кальция.

а) Фосфат кальция почти целиком слагает фитоморфозы по древесине, широко распространенные в конгломератовых рудах месторождений речно-го и лиманного типа. В одних случаях они сложены метаколлоидным бесфтористым карбонат-апатитом, который правильнее всего

называть, по-видимому, даллитом, а в других случаях — смесью такого фосфата с метаколлоидным фтор-апатитом, т. е. коллофаном. В шлифах руд месторождений Талды-эспе и Кара-сандык были встречены микроскопические обломки замещенной фосфатом кальция древесины. В оолитовых рудах они равны по величине крупным оолитам и хорошо окатаны; в мелкогалечных конгломератных рудах они крупнее и не окатаны.

На табл. XVI, фиг. 3 изображен шлиф песчанистой руды с сидеритовым цементом из скв. 11 месторождения Кара-сандык, с глубины 35,45 м. В этом шлифе прекрасно виден обломок древесины, диаметром около 0,7 мм, с хорошо сохранившейся структурой клеток. Внутренность клеток выполнена фосфатом кальция, а стенки их замещены гидрогетитом. Минерализация древесины, по-видимому, произошла в процессе переноса, до образования окружающего сидеритового цемента, в котором признаки окисления незаметны.

Фосфат, замещающий обломочки древесины, в шлифах бесцветен и изотропен; его показатель преломления  $N=1,620-1,635$ . Надо полагать, что он имеет такой же состав, как и фосфат, замещающий крупные обломки древесины.

б) Фосфат кальция изредка встречается в шлифах руд в виде округлых аморфных зерен, равных по величине оолитам или несколько более крупных (табл. VIII, фиг. 2). На Кок-булаке такие зерна были встречены в рудах с сидеритово-хлоритовым цементом, на Талды-эспе — в полуокисленных рудах, лежащих на уровне грунтовых вод. Слагающий их фосфат изотропен и бесцветен или окрашен в серовато-желтый цвет; его показатель преломления  $N=1,628$ . Скорее всего это коллофан, хотя другие метаколлоидные фосфаты кальция в мелких зернах не могут быть уверенно от него отличимы. Фосфатные зерна встречаются настолько редко, что выделить их для каких-либо анализов было совершенно невозможно.

Поскольку из минералов фосфора в рудах Приаралья были встречены только фосфаты кальция, все  $P_2O_5$  в таблицах химических анализов мы условно пересчитывали на  $Ca_3(PO_4)_2$ . В действительности количество этого соединения в рудах ниже, чем указано в пересчетах, потому что часть  $P_2O_5$ , как указывалось выше, находится в адсорбированном состоянии в рудных минералах.

По времени образования фосфаты кальция надо считать минералами диагенетическими. Для псевдоморфоз по древесине это очевидно; для зерен фосфата кальция также несомненно, потому что их правильнее всего рассматривать как микроконкреции. Очень хорошая сохранность клеточного строения древесины говорит о том, что замещение фосфатом кальция происходило вскоре после захоронения, до разрушения структуры, связанного с разложением органического вещества.

Количество и формы нахождения фосфора, характерные для железных руд Приаралья, типичны и для многих других месторождений оолитовых железных руд, независимо от их возраста и генезиса. Керченские руды с очень высоким содержанием фосфора (в среднем 1,8%  $P_2O_5$ ), с наличием вивианита и различных феррифосфатов являются исключением. В рудах большинства других месторождений количество  $P_2O_5$  не превышает количества ее в рудах Приаралья, а содержится фосфор, как и в последних, в трех формах: а) в адсорбированном виде в рудных минералах, б) в виде аутигенных зерен фосфатов кальция, чаще всего коллофана, в) в виде псевдоморфоз по различным органическим остаткам (древесине, костям, чешуям рыб, раковинам моллюсков и т. д.). Для среднеюрских руд Нортхемптона это установлено Д. Тэйлором (Taylor, 1949), для верхнекембрийских руд Новой Мексики — В. Келли (Kelly, 1951), для минеттовых руд Льюксембурга — М. Люциусом (Lucius, 1954).

## 8. ОПАЛ И ХАЛЦЕДОН

Опал и халцедон встречаются в рудах Приаралья в виде аутигенных минералов, возникших частью в процессе диагенеза, частью, по-видимому, при более поздних, эпигенетических процессах.

Опал встречается редко, обычно в ассоциации с хлоритом, образуя следующие морфологические модификации.

а) Неправильные зерна и их агрегаты в хлоритово-сидеритовом цементе руд.

б) Выполнения пустот и трещинок такого же цемента.

в) Тонкие бесцветные, радиально расположенные игольчатые выделения внутри радиально-лучистых сфер и полусфер позднего хлорита. Такие белые иглы опала хорошо видны на табл. XIV, фиг. 4 в виде щеточки среди хлорита (серое).

г) Псевдоморфозы по зернам кварца или отдельным частям этих зерен. Превращение кварца в опал хорошо видно на табл. XVI, фиг. 4 и 5. В первом случае зерно кварца по краям разъедается сидеритом цемента, а глубже оно темнеет и становится изотропным, переходя в опал. На фиг. 5 показано интересное замещение зерна кварца совместно хлоритом и опалом, причем периферийная часть зерна перестает действовать на поляризованный свет.

Во всех этих случаях опал представляет собой аморфный изотропный минерал с хорошо заметной шагреневой поверхностью и низким показателем преломления:  $N = 1,43 - 1,45$ .

Халцедон, как и опал, является вторичным минералом и чаще всего встречается в ассоциации с хлоритом. В шлифах руд довольно часто можно видеть светло-серый волокнистый халцедон, заполняющий мелкие трещинки и поры. В некоторых случаях он облекает гидрогетитовые и хлоритовые оолиты периферийными оболочками более поздней генерации, имеющими крустификационную структуру или структуру краевых каемок. В этом случае хорошо видно его полосчато-столбчатое строение. Иногда он образует сферолиты и веерообразные пучки. Показатель преломления халцедона:  $N_g = 1,540$ ,  $N_r = 1,535$ . Удлинение отрицательное, знак минерала положительный.

Поскольку опал и халцедон встречаются в рудах с сидеритово-хлоритовым цементом, не подвергшимся окислению, можно думать, что частично эти минералы возникли еще в процессе диагенеза. При этом отчетливо видно, что они являются минералами более поздними, чем хлорит (табл. XIV, фиг. 4). По-видимому, они возникли в процессе сидеритизации хлоритового цемента. С другой стороны, особенно часто выделения опала и халцедона встречаются в рудах с хлоритовым цементом, более или менее окисленным и перешедшим в гидрогетитовый цемент. Это заставляет предполагать, что частично опал и халцедон возникают за счет кремнезема, освобождающегося при окислении хлорита, что является процессом уже эпигенетическим.

## 9. ГИПС

В рудах Северного Приаралья гипс встречается только в виде эпигенетического минерала в зоне плиоценово-четвертичного окисления, лежащей выше современного уровня грунтовых вод. Он никогда не встречается в оолитах и вообще не замещает других минералов, но лишь выполняет трещинки и поры гидрогетитового цемента. В проходящем свете участки цемента, сложенные гипсом, прозрачны и нередко производят впечатление пустот. При скрещенных николях выясняется, что они заполнены микрокристаллическим ориентированно-волокнистым минера-

дом, с серо-желтыми цветами интерференции, совершенной спайностью и косым погасанием по отношению к направлению спайности. Все эти признаки указывают на гипс. О том же говорит двуосность минерала и его низкий показатель преломления —  $N=1,52-1,53$ .

Лишь некоторая, сравнительно небольшая часть гипса, наблюдаемого в шлифах руд, связана с окислением диагенетических сульфидов железа. Обычно заметные количества гипса появляются только в тех рудах, которые, судя по бороздковым пробам, содержат 1,0—1,5% серы, т. е. во много раз больше, чем содержится ее в первичных рудах с сидеритово-хлоритовым цементом (0,08—0,65%). Это указывает на инфильтрационное происхождение гипса, связанное с современными процессами пустынного выветривания. То же подтверждается распределением гипса. Обычно он встречается не во всей зоне окисления, а только в самой верхней части руды (несколько метров), на обнаженных ее участках. Лишь на южном конце главной залежи Кутан-булака, который выделяется в рельефе в виде скалистого мыса, совершенно обнажен и доступен инфильтрации до подошвы рудной толщи, гипс встречается в гидрогетитовом цементе руд до глубины 12—14 м.

Следовательно, по времени своего образования основная масса гипса является наиболее поздним минеральным компонентом рудной толщи.

#### 10. МИНЕРАЛЫ ОКИСЛОВ МАРГАНЦА

Количество окиси марганца в рудах Приаралья очень невелико. Обычно средние цифры ее содержания колеблются в пределах 0,1—0,5% и только в рудах Кутан-булака, т. е. в наиболее грубых по текстуре рудах речного происхождения, оно несколько поднимается. Здесь руды различных типов содержат в среднем от 0,62 до 0,72%  $MnO$ , а в отдельных образцах руды количество ее довольно часто увеличивается почти до 1%.

В связи с этим на месторождении Кутан-булак чаще всего встречаются и самостоятельные выделения минералов окиси марганца. Они представлены аморфным псиломеланом, или вадом, который иногда образует редкие, неправильные по форме участки, диаметром до 0,07 мм, в гидрогетитовом цементе, а чаще в смеси с гидрогетитом — тонкие оболочки темно-бурого цвета вокруг отдельных оолитов, бобовин и галек руды более древней генерации. Такие псиломелановые корочки обычно заключают мельчайшие зернышки кварца и бывают пересечены тонкими жилками более чистого гидрогетита.

В Уральском институте «Механобр» был произведен анализ выделенных темных оболочек рудных галек конгломератовой руды и темно-бурых оболочек бобовин бобово-оолитовой руды Кутан-булака, давший следующие результаты:

Место взятия образца	Fe	SiO <sub>2</sub>	Mn	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Потери при прокаливании
Кутан-булак, оболочка рудных галек конгломерата . . . . .	20,58	15,61	18,78	0,14	13,34
Кутан-булак, оболочка бобовин . . .	33,89	7,76	12,13	0,47	16,62

Полученные данные показывают, что в темных корочках на поверхности рудных галек и бобовин наблюдается значительная концентрация марганца, но и здесь его меньше, чем железа.



На более южных месторождениях Чокусинской синклинали (Талды-эспе и Кара-сандык), а также на месторождении Кок-булак минералы окислов марганца встречаются очень редко, в виде сажистых примазок и прожилков. В большинстве просмотренных образцов руд они совершенно отсутствуют, а химически обнаруживаемый в них марганец, скорее всего, находится в адсорбированном состоянии в гидрогетите.

Марганцевое окрашивание цемента руд обнаруживается на небольших участках залежи месторождения Талды-эспе, например у западного ее края, к северу от оврага Тасты-сай. Минералы, вызывающие это окрашивание, ввиду трудности выделения не определены. Скорее всего это манганолимонит, а не чистые окислы марганца.

## 11. ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

В месторождениях речного генезиса (Кутан-булак и Талды-эспе) глинистые минералы слагают лишь пелитовую фракцию переслаивающих руду мелкозернистых песков и алевролитов. В месторождениях лиманного и озерного генезиса (Кара-сандык, Южный участок Кок-булака) руда бывает переслоена светлыми алевроитовыми глинами, за счет диагенетического изменения которых у контактов с оолитовой рудой возникают сидеритовые и анкеритовые прослои. Наиболее же богаты разнообразными глинами рудоносные толщи дельтового генезиса. При описании Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак было отмечено (стр. 138), что в составе рудовмещающих пород здесь преобладают алевроитовые глины. Помимо светлых алевроитовых глин грязно-белого или желтоватого цвета, близких к тем, которые характерны для озерных и лиманных фаций кутанбулакской свиты, здесь в основании свиты во многих местах наблюдались серые тонкие глины, близкие по внешнему виду глинам морского палеогена. Выше по разрезу широко развита «фацция переслаивания» серо-зеленых, темно-зеленых и оливково-зеленых глин с рыхлой или слабо сцементированной зеленой хлоритовой рудой и с массивными сидеритами или анкеритами (см. стр. 133—136).

Зеленые глины, связанные с рудами дельтового генезиса, часто сами содержат значительное количество железа. В шлифах можно наблюдать все стадии возникновения за счет них прослоев массивного сидерита и анкерита.

В связи с этим глины Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак были подвергнуты детальному минералогическому изучению. Для того чтобы понять их особенности и их происхождение, изучались также глины чеганской свиты морского палеогена, которые являются подошвой если не самих руд, то рудоносных отложений кутанбулакской свиты на всех месторождениях Северного Приаралья. Ниже дается минералогическое описание сначала глин чеганской свиты, затем похожих на них безрудных глин из основания разрезов Северного и Центрального участков Кок-булака и, наконец, глин из «фацции переслаивания» тех же участков.

### А. Глины чеганской свиты морского палеогена

Глины чеганской свиты в сыром виде имеют темный серо-зеленый цвет, жирны и пластичны на ощупь. В сухом виде они более светлы, плотны и жадно поглощают воду, увеличиваясь при этом в объеме. В большинстве керновых образцов чеганские глины очень однородны, почти лишены примеси песчано-алевритового материала и вообще почти не содержат видимых простым глазом включений. В выветрелых образцах из обнаже-

ний они менее однородны, потому что в них появляются различные по форме выделения гидроокислов железа, мелкие кристаллики гипса и других растворимых солей.

В шлифах эти глины состоят из очень мелких агрегатов, чешуек или коротких волокон. Удлинение волокон положительное. Иногда проявляется слутанно-волокнистое строение с размером волокон от 0,005 до 0,007 мм. Плеохроизм отсутствует. В проходящем свете вещество глин бесцветное или желтовато-зеленое. При скрещенных николях оно имеет микроагрегатную поляризацию и представляет собой мерцающую массу. Интерференционная окраска светло-серая и желтоватая.

Из примесей под микроскопом среди основной глинистой массы обнаружены: незначительное количество очень мелких зерен кварца, какой-то карбонат и пирит. Показатели преломления глинистого минерала:  $N_g = 1,582 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,562 \pm 0,002$ , а в некоторых образцах более низкий:  $N_g = 1,560 \pm 0,002$ ;  $N_p = 1,540 \pm 0,002$ . Двупреломление всегда низкое.

Термическое изучение глин чеганской свиты показало исключительную однотипность кривых нагревания как образцов породы, так и выделенных из породы фракций менее 0,001 мм. На рис. 49 (кривые 5 и 6) приведены две типичные термограммы глин из скв.

680 и 206 месторождения Кок-булак. Все остальные образцы, химические анализы которых приведены в табл. 86, и другие образцы чеганских глин, не подвергавшиеся химическому анализу, дают совершенно аналогичные кривые нагревания. Термические реакции этих глин приведены в табл. 84.

Сравнивая кривые нагревания глин чеганской свиты морского палеогена с термограммами глинистых минералов, приведенными в литературе, можно прийти к заключению, что они очень близки к термограммам бейделлитов из коры выветривания основных пород Урала, описанных

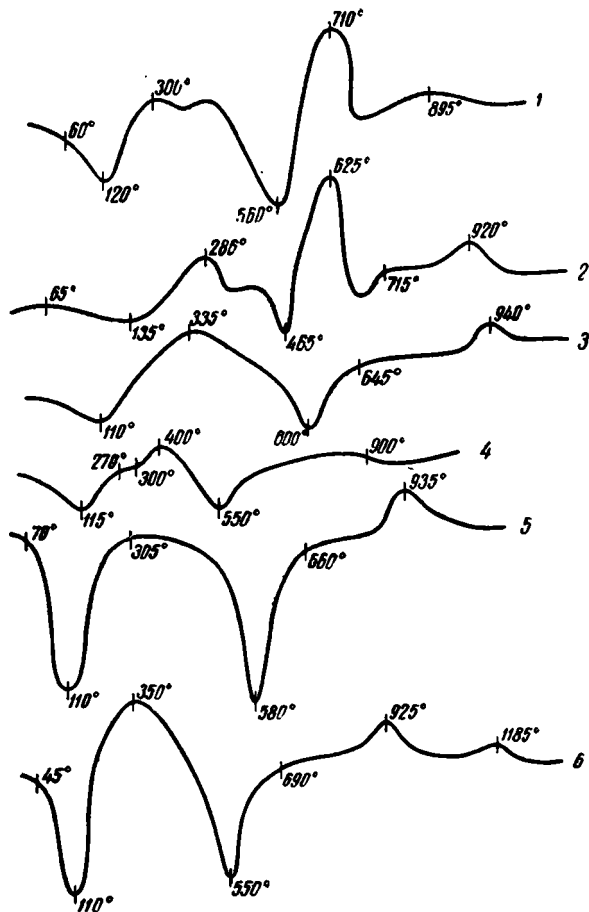


Рис. 49. Термограммы глин месторождения Кок-булак.

Глины кутанбуланской свиты, переслаивающие руду: 1 — скв. 696, глубина 27 м; 2 — скв. 374, глубина 60 м. Глины кутанбуланской свиты, подстилающие руду: 3 — скв. 738, глубина 40 м; 4 — скв. 680, глубина 55 м. Глины чеганской свиты морского палеогена: 5 — скв. 680, глубина 56,5 м, 6 — скв. 206, глубина 35 м

## Термические реакции чеганских глин месторождения Кок-булак

Место взятия образца	Эндотермические реакции в °С			Экзотермическая реакция в °С
	Выделение слабо связанной межпакетной воды	Выделение конституционной воды	Разрушение кристаллической решетки	Образование нового кристаллического вещества
1. Скв. 25, глубина 55 м (обр. 25) . . . . .	110	580	860	925
2. Скв. 195, глубина 40 м, фракция <0,001 мм (обр. 227) . . . . .	120	550	870	950
3. Скв. 197, глубина 50 м, фракция <0,001 мм (обр. 115) . . . . .	100	550	875	930
4. Скв. 204, глубина 45 м (обр. 283) . . . . .	100	565	855	930
5. Скв. 206, глубина 35 м (обр. 210) . . . . .	110	550	875	925
6. Скв. 206, фракция <0,001 мм (обр. 210) . . . . .	120	570	870	930
7. Скв. 423, глубина 58 м (обр. 584) . . . . .	110	540	810	950
8. Скв. 680, глубина 56 м (обр. 1) . . . . .	110	580	875	935
9. Скв. 694, глубина 60 м (обр. 1085) . . . . .	115	550	870	925
10. Южный участок, глина из обнажения, фракция <0,001 мм (обр. 713) . . . . .	110	605	880	925

И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951, стр. 599), и бейделлита с р. Малки, описанного Д. П. Сердюченко (1953<sub>1</sub>, стр. 118).

Последняя эндотермическая остановка около 850—875° у чеганских глин Приаралья выражена большей частью слабо (в связи с небольшим содержанием MgO). Подобные же случаи описаны Д. П. Сердюченко (1953<sub>2</sub>) для бейделлитов с р. Малки, а И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951) для монтмориллонита из коры выветривания основных пород Урала (№ III) и бейделлитов Урала (№ XIV и XV), которые также имеют при этой температуре (870—875°) только слабую эндотермическую остановку.

Перечисленные выше авторы отмечают, что у бейделлитов вторая эндотермическая остановка бывает при более низкой температуре, чем у монтмориллонита (при 550—570, а не при 600—650°). Это также указывает на принадлежность глин чеганской свиты, у которых второй эндотермический эффект обычно отмечается при 550—580°, к бейделлитовому типу. Экзотермическую остановку при 925° американские авторы считают характерной и для бейделлитов и для монтмориллонитов, но И. И. Гинзбург и И. А. Рукавишникова пишут, что у типичных монтмориллонитов она отсутствует. Глины чеганской свиты всегда дают на термограммах следы этой экзотермической реакции.

Кривые обезвоживания глин чеганской свиты близки к опубликованным кривым обезвоживания глинистых минералов монтмориллонитовой группы. Небольшие отклонения не нарушают общего характера этих кривых и не опровергают выводов о принадлежности минералов чеганских глин к этой группе.

Рентгенограммы чеганских глин приведены в табл. 85. Небольшое количество линий слабой и средней интенсивности указывает на их слабую раскристаллизованность по сравнению с образцами бейделлитов, изученных И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951, стр. 625).

## Межслойные расстояния рентгенограмм чеганских глин и некоторых других минералов монтмориллонитовой группы

№ линии	Скв. 206, глубина 35 м, фракция <0,001 мм (обр. 210)		Скв. 680, глубина 56 м (обр. 4)		Южный участок, глина из обнажения, фракция <0,001 мм (обр. 713)		Уральский бейделлит, серо-зеленый, по Н. И. Горбунову и др. (1952)		Монтмориллонит по Ф. В. Чухрову (1955)	
	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность
1	10,50	Средняя р.	11	Средняя р.	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	—	—	8,96	Оч. слабая	—	—
3	—	—	—	—	—	—	8,20	» »	—	—
4	7,25	Слабая р.	7,35	Слабая р.	7,21	Средняя р.	7,35	» »	—	—
5	—	—	—	—	—	—	6,97	» »	—	—
6	5,40	Слабая р.	5,20	Слабая р.	4,89	Яркая р.	5,29	» »	—	—
7	4,45	Средняя	4,40	Средняя р.	4,45	Сильная	4,50	» »	—	—
8	—	—	—	—	—	—	4,00	Сильная	4,46	Средняя
9	3,64	Слабая	3,65	Слабая	3,64	Слабая р.	3,56	Оч. слабая	4,13	»
10	2,96	Оч. слабая	3,07	Слабая р.	3,52	» »	3,05	Сильная	—	—
11	2,60	Средняя ш.	2,60	Средняя р.	2,58	Средняя р.	2,60	Слабая	—	—
12	2,47	Оч. слабая	—	—	—	—	2,48	Сильная	2,77	Оч. слабая р.
13	2,23	» »	2,25	Слабая	—	—	2,25	Оч. слабая	2,56	Средняя р.
14	1,90	Слабая р.	—	—	2,27	Слабая ш. р.	1,91	» »	2,50	» »
15	1,697	» »	1,71	Слабая ш.	2,00	Оч. слабая р.	1,72	Слабая	—	—
16	1,538	Ср. слабая ш.	1,68	Слабая	1,69	Ср. слабая	1,67	» »	1,71	Оч. слабая
17	—	—	—	—	—	—	1,63	Сильная	1,65	» »
18	—	—	—	—	—	—	1,54	Оч. слабая	—	—
19	1,52	Средняя	—	—	—	—	1,52	» »	—	—
20	—	—	—	—	1,48	Средняя ш. р.	1,46	Оч. сильная	—	—
21	—	—	1,36	Оч. слабая	1,37	Слабая ш. р.	1,31	Оч. слабая	1,49	Средняя
22	—	—	—	—	1,28	»	1,26	Средняя	1,29	Оч. слабая
									1,24	»

Однако линии, характерные для минералов монтмориллонитового и бейделлитового типа, на рентгенограммах чеганских глин присутствуют (10; 7,25; 4,40—4,45; 3,64; 3,05; 2,60—2,57; 2,25—2,23; 1,72—1,69 и др.). Как видно из табл. 85, сильных линий на рентгенограммах чеганских глин довольно мало. Это указывает на некоторое количество примесей, ослабляющих или уничтожающих линии монтмориллонита, а также образующих новые линии. Такие случаи описаны в работах С. М. Юсуповой (1940) и И. И. Гинзбурга и И. А. Рукавишниковой (1951).

Электронные микрофотографии препаратов чеганских глин также указывают на присутствие в их составе главным образом монтмориллонита и бейделлита; только в ничтожном количестве в них имеется какой-то гидрослюдистый минерал.

Химические анализы глин чеганской свиты приведены в табл. 86. Из пересчета этих анализов видно, что молекулярное отношение

Таблица 86

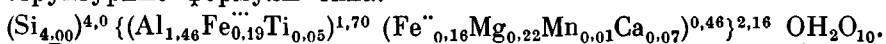
Химический состав (в %) чеганских глин морского палеогена  
(Месторождение Кок-булак)

Компоненты	Скв. 25, глубина 55 м, порода (обр. 25)	Скв. 195, глубина 40 м, фракция < 0,001 мм (обр. 227)	Скв. 680, глубина 56 м, фракция < 0,001 (обр. 1)	Скв. 204, глубина 45 м, порода (обр. 283)	Скв. 206, глубина 35 м, порода (обр. 210)	Скв. 206, фракция < 0,001 мм (обр. 210)	Скв. 423, глубина 58 м (обр. 584)	Южный участок, фракция < 0,001 мм (обр. 715)	Среднее из 8 образцов
SiO <sub>2</sub> . . . . .	56,94	53,02	47,04	57,02	53,70	47,88	62,50	59,02	54,64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	20,36	18,22	23,71	18,74	23,51	22,88	16,22	19,61	20,41
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,75	1,00	0,87	1,00	0,90	0,90	0,83	1,25	0,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,85	3,79	5,25	2,00	0,87	6,87	2,61	2,99	3,73
FeO . . . . .	2,46	0,58	1,47	0,37	1,11	1,00	1,05	4,33	1,74
CaO . . . . .	1,07	0,38	1,10	0,36	0,24	0,30	1,05	1,10	0,70
MgO . . . . .	2,04	1,08	2,25	0,92	1,96	2,00	1,94	1,41	1,70
MnO . . . . .	Нет	Следы	Нет	Следы	0,03	Не опред.	0,04	Не опред.	0,01
K <sub>2</sub> O . . . . .	Не опред.	0,56	1,53	0,38	2,30	2,22	2,26	То же	1,54
Na <sub>2</sub> O . . . . .	То же	0,34	0,27	0,28	Нет	0,08	1,13	»	0,35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,11	0,01	Нет	0,01	0,11	0,11	0,03	0,22	0,08
S . . . . .	0,68	0,15	Не опред.	0,10	0,21	0,15	Не опред.	Не опред.	0,26
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,73	0,04	Нет	Нет	0,04	Нет	0,10	0,41	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	5,31	8,64	8,26	8,56	8,20	8,16	4,50	4,63	7,03
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	4,52	9,16	7,12	9,10	6,00	6,60	3,12	4,32	6,24
C орг. . . . .	Не опред.	2,14	0,58	1,12	0,65	0,58	0,74	Не опред.	0,97
Сумма . . . . .	99,82	99,11	99,45	99,96	99,83	99,65	100,00	99,37	99,65
Кварц . . . . .	2,50	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	10,00	Нет	—
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,24	0,23	0,34	0,22	0,26	0,33	0,20	0,20	0,25
RO/SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,11	0,04	0,09	0,03	0,08	0,09	0,12	0,09	0,08
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,56	4,9	3,5	5,1	3,90	4,00	5,5	5,1	4,6

$\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$  равно 1 : 4 или 1 : 5 и только в одном образце — 1 : 3,5<sup>1</sup> (возможно, за счет примесей глинистых минералов с меньшим содержанием кремнезема). Содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{FeO}$  не превышает количеств, указываемых в литературе для минералов монтмориллонитовой группы.

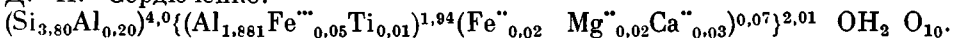
Присутствие в анализах заметного количества щелочей объясняется свойственной всем монтмориллонитам резко выраженной способностью к поглощению катионов. В поглощенном комплексе монтмориллонитов калий удерживается более прочно, чем натрий (Чухров, 1955<sub>1</sub>, стр. 537), может быть, в связи с этим во всех проанализированных нами образцах  $\text{K}_2\text{O}$  больше, чем  $\text{Na}_2\text{O}$ . Подобные же соотношения в поглощении щелочей были отмечены И. И. Гинзбургом (1946) при описании нонтронитов Урала.

При пересчете химических анализов, приведенных в табл. 86, на структурные формулы (по «безводному веществу» на 11 кислородов, по Д. П. Сердюченко, 1947) оказалось, что для обр. 584, 227, 283 и 713 получаются структурные формулы типа:



В четверной координации количество ионов кремния — 4 и, следовательно, указанные образцы должны быть отнесены к «монтмориллонитам (в узком смысле слова)» (Д. П. Сердюченко, 1953<sub>1</sub>, стр. 120, где указано, что они имеют в четверной координации от 3,8 до 4,0 ионов Si).

Образцы 1, 210 и 25 имеют структурную формулу несколько другого типа, более приближающуюся к формуле бейделлитов по классификации Д. П. Сердюченко:



Указанные небольшие расхождения в структурных формулах не нарушают вывода о том, что глины чеганской свиты морского палеогена почти мономинеральны и принадлежат к группе монтмориллонитов. В некоторых случаях они сложены монтмориллонитом, в узком смысле этого слова, а в некоторых — бейделлитом, который также является минералом группы монтмориллонита.

Кроме пересчета химических анализов глин на структурную формулу, были вычислены отношения  $\text{RO}:\text{SiO}_2$  и  $\text{R}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$  (см. табл. 86), и точки, соответствующие цифрам этих отношений, были нанесены на диаграмму (рис. 45), на которой было выделено «поле монтмориллонитов» (по Д. П. Сердюченко, 1953<sub>1</sub>). Все точки глин чеганской свиты легли на диаграмме очень низко, так как отношение  $\text{RO}:\text{SiO}_2$  у них невелико и колеблется от 0,03 до 0,12. Такое низкое положение точек этих глин на поле монтмориллонитов сразу выделило их в особую группу, отделенную от группы точек состава описываемых ниже глин кутанбулакской свиты.

## Б. Безрудные глины кутанбулакской свиты, подстилающие руду

На месторождения Кок-булак во многих скважинах прямо на чеганских глинах морского палеогена лежит горизонт безрудных серых глин. Эти глины в сыром виде очень похожи на чеганские. Их сходство часто вызывало недоразумения при описании и датировке возраста керн скважин геологами разведочной партии. В некоторых случаях глины низов кутанбулакской свиты ошибочно относились к чеганской свите. Однако при сравнении в сухом виде глины кутанбулакской свиты отличаются от чеганских глин своим цветом, тонкой горизонтальной слоистостью и при-

<sup>1</sup> По И. И. Гинзбургу и И. А. Рукавишниковой (1951), глины с отношением  $\text{Al}_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$  более 1:4 представляют собой изоморфную смесь монтмориллонита с β-керолитом. Однако малое количество магния в глинах Северного Приаралья и другие характерные для них черты не позволяют их относить к таким смесям.

существом на плоскостях слоистости белого кварцевого алеврита, который при высыхании глин обуславливает распадение их на тонкие плиточки. Кроме того, и сами описываемые глины, в противоположность чеганским, содержат значительную примесь алеврита.

В шлифах серые глины кутанбулакской свиты также очень похожи на чеганские глины. Они отличаются только большим количеством примесей. Это примеси зерен кварца, карбоната, пирита, серицита и зеленой слюды.

Основная глинистая масса имеет слегка буроватый цвет и представлена микрочешуйками и спутанными волокнами с микроагрегатной поляризацией. Интерференционная окраска серо-желтая. Показатели преломления:  $n_g = 1,585$ ;  $n_m = 1,560 - 1,568$ . Двупреломление низкое.

Термограммы этих глин довольно близки к кривым нагревания глин чеганской свиты. На рис. 49 (кривые 3 и 4) приведены термограммы для обр. 164 и 273 (см. химические анализы в табл. 89). Термические эффекты всех семи изученных образцов глин описываемого типа приведены в табл. 87.

Таблица 87

Термические реакции безрудных глин кутанбулакской свиты, подстилающих руду (Месторождение Кок-булак)

Место взятия образца	Эндотермические реакции в °C			Экзотермич. реакция в °C
	Выделение слабо связанной межпанетной воды	Выделение конституционной воды	Разрушение кристаллической решетки	Образование нового кристаллического вещества
1. Скв. 31, глубина 44 м (обр. 502) . . . . .	100	600	Нет	920
2. Скв. 35, глубина 52 м, фракция < 0,001 мм (обр. 26) . . . . .	120	580	»	935
3. Скв. 197, глубина 53 м (обр. 114) . . . . .	110	600	870 слабая	900
4. Скв. 197, глубина 53 м, фракция < 0,001 мм (обр. 114) . . . . .	100	580	Нет	925
5. Скв. 375, глубина 86 м (обр. 537) . . . . .	110	580	875 слабая	925
6. Скв. 680, глубина 55 м (обр. 273) . . . . .	115	550	920 слабая	900
7. Скв. 738, глубина 40 м (обр. 164) . . . . .	110	600	Нет	940

Сравнивая температуры эндотермических реакций описываемых глин и глин чеганской свиты, можно видеть, что остановки, характерные для группы монтмориллонитовых минералов, отмечаются в обоих случаях. Небольшие отличия можно найти на некоторых термограммах глин кутанбулакской свиты только в слабом понижении кривой при 300—340°, указывающем на присутствие небольшого количества примеси окислов железа, в несколько более высоких температурах второго эндотермического эффекта (около 600°) и, наконец, в почти полном отсутствии третьей эндотермической реакции при 870—880°. Возможно, что последняя остановка уничтожается благодаря сближению с экзотермическим эффектом при 880—900°.

Кривые обезвоживания имеют тот же характер, который наблюдался для глин чеганской свиты и типичен для минералов монтмориллонитовой группы.

Межплоскостные расстояния рентгенограмм глин кутанбулакской свиты, подстилающих руду  
(Месторождение Кок-булак)

№ линии	Скв. 197, глубина 53 м, фракция <0,001 мм (обр. 114)		Скв. 680, глубина 55 м, породы (обр. 273)		Скв. 788, глубина 40 м, породы (обр. 164)		Глина «фации пе- реслаивания» (обр. 467)		Бейделит Урала по И. И. Гинзбургу (1951)	
	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность	d в Å	интенсивность
1	10,50	Средняя р.	10,10	Средняя р.	10,30	Средняя р.	—	—	9,77	Оч. слабая
2	7,80	Слабая р.	—	—	7,20	Слабая р.	—	—	7,85	»
3	5,20	»	—	—	—	—	—	—	6,96	»
4	—	—	5,60	Ср. сильная	—	—	—	—	5,66	»
5	—	—	4,80	»	4,78	»	—	—	4,88	Сильная
6	—	—	4,45	»	4,40	»	—	—	4,45	»
7	4,40	Ср. слабая р.	—	—	—	—	4,45	Ср. слабая	4,10	Ср. сильная
8	—	—	—	—	—	—	—	—	4,10	»
9	3,63	Оч. слабая	3,48	Слабая	3,63	Оч. слабая	3,65	Ср. слабая	3,64	»
10	3,47	—	—	—	3,47	Слабая	3,42	»	3,34	»
11	3,05	Слабая р.	3,00	Оч. слабая	2,93	Слабая р.	—	—	3,08	Оч. слабая
12	—	—	—	—	—	—	—	—	2,85	Средняя
13	2,60	Слабая р.	2,60	Средняя ш.	—	—	2,70	Ср. слабая	2,70	»
14	2,57	Оч. слабая р.	—	—	—	—	—	—	2,57	Сильная
15	—	—	—	—	—	—	—	—	2,55	Оч. слабая
16	—	—	2,47	Оч. слабая	2,47	Оч. слабая р.	2,46	Ср. слабая	2,44	Сильная
17	2,23	Слабая р.	2,23	Оч. слабая	2,26	Слабая р.	2,25	Слабая	2,33	»
18	—	—	—	—	—	—	2,13	Средняя	2,25	Средняя
19	—	—	—	—	—	—	1,99	»	2,16	»
20	—	—	1,90	Слабая р.	—	—	1,82	Ср. слабая	1,95	Слабая
21	1,71	Слабая р.	1,70	»	1,72	Оч. слабая	1,71	Слабая	1,89	»
22	1,58	Оч. слабая	—	—	1,58	»	1,67	Слабая	1,70	Оч. слабая
23	1,52	Средняя ш.	1,56	Ср. сильная	1,51	Средняя ш.	1,56	Ср. слабая	1,63	Сильная
24	1,45	Оч. слабая	—	—	1,45	Оч. слабая	1,51	»	1,56	Ср. сильная
25	1,308	Слабая р.	1,30	Слабая р.	1,308	Слабая р.	1,39	Слабая	1,51	»
26	—	—	—	—	—	—	1,37	Средняя	1,38	Ср. слабая
								»	1,31	Ср. сильная



Рентгенограммы безрудных глин кутанбулакской свиты приведены в табл. 88. Они имеют монтмориллонитовые линии (7,20; 4,40; 3,63—3,65; 3,05; 2,60; 2, 25 и др.) и также близки к рентгенограммам чеганских глин.

Электронные микрофотографии показывают присутствие минералов группы бейделлита с примесью гидрослюд и, может быть, с небольшой примесью хлорита.

Таблица 89  
Химический состав безрудных глин кутанбулакской свиты, подстилающих руду  
(Месторождение Кок-булак)

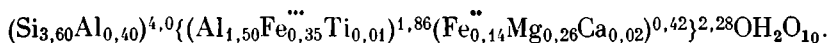
Компоненты	Скв. 31, глубина 44 м (обр. 502)	Скв. 35, глубина 52 м, фракция < 0,001 мм (обр. 26)	Скв. 197, глубина 53 м, порода (обр. 114)	Скв. 197, глубина 53 м, фракция < 0,001 мм (обр. 114)	Скв. 375, глубина 86 м, фракция < 0,001 мм (обр. 337)	Скв. 680, глубина 55м, порода (обр. 273)	Скв. 738, глубина 40м, порода (обр. 164)	Среднее из 7 образцов
SiO <sub>2</sub> . . . . .	57,54	47,06	47,94	48,81	50,12	55,94	58,88	52,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,05	19,93	21,48	19,39	18,62	17,72	19,19	19,05
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,94	0,84	0,25	0,80	0,71	1,00	0,25	0,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	8,59	4,27	6,25	7,62	4,45	5,24	3,18	5,66
FeO . . . . .	3,91	6,38	2,20	1,22	4,79	2,86	6,61	4,00
CaO . . . . .	0,90	2,72	0,34	0,56	1,26	1,08	0,97	1,12
MgO . . . . .	1,24	2,80	2,16	2,73	2,57	2,30	1,13	2,13
MnO . . . . .	He	He	He	0,03	0,06	0,05	0,05	0,05
K <sub>2</sub> O . . . . .	опред. То же	опред. То же	опред. 1,61	2,08	2,10	He опред.	He опред.	1,93
Na <sub>2</sub> O . . . . .	»	»	0,27	0,09	1,06	То же	То же	0,47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,25	1,01	He опред.	0,11	0,22	0,22	0,10	0,31
S . . . . .	He опред.	0,51	То же	0,19	He опред.	0,20	He опред.	0,13
CO <sub>2</sub> . . . . .	0,97	He опред.	Нет	Нет	1,68	0,64	0,28	0,59
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	3,95	6,80	7,71	8,13	7,15	4,76	4,50	6,10
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	4,65	7,22	7,52	7,11	4,20	5,98	3,70	5,77
C орг. . . . .	He опред.	He опред.	1,06	1,24	1,14	1,24	0,60	1,05
Сумма . . . . .	99,95	99,54	98,79	99,11	99,65	97,99	99,44	99,21
Кварц . . . . .	7,75	Нет	Нет	1,00	2,30	3,90	5,50	—
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,27	0,28	0,31	0,30	0,25	0,24	0,23	0,27
RO/SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,12	0,20	0,12	0,12	0,17	0,13	0,15	0,15
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	5,00	4,00	4,00	4,20	4,38	5,00	4,73	4,50

Химические анализы безрудных глин кутанбулакской свиты приведены в табл. 89. Они мало отличаются от анализов чеганских глин (табл. 86). Можно отметить только небольшое снижение количества SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и увеличение количества Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (в среднем 5,66%), FeO (в среднем 4) и MgO (в среднем 2,13%). Отношение Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : SiO<sub>2</sub> сохраняется таким же, как у глин чеганской свиты, т. е. равным 1 : 4—1 : 5 (в среднем = 1 : 4,38). Содержание других компонентов приблизительно одинаково. Несмотря на такое сходство, можно заметить, что при сохранении отношения:

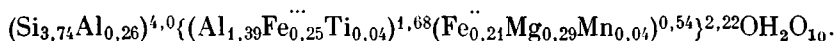
$R_2O_3 : SiO_2$  (у чеганских глин 0,25, у кутанбулакских 0,27), несколько возрастает отношение  $RO/SiO_2$  (до 0,15) и при нанесении точек этих анализов на диаграмму (рис. 45) они ложатся в «поле монтмориллонитов» (Сердюченко, 1953) выше точек чеганских глин, образуя ясную отдельную группу.

При пересчете химических анализов на структурные формулы получено:

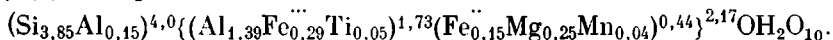
1) Для образца 114:



2) Для образца 537:



3) Для образца 273:



Такие структурные формулы показывают довольно близкое сходство с формулами чеганских глин (обр. 1, 210 и др.) и по классификации Д. П. Сердюченко (1947) могут принадлежать скорее бейделлиту (Si в четверной координации от 3,6 до 3,8), чем «монтмориллонитам (в узком смысле слова)». Это подтверждается тем, что ни в одном из семи образцов при пересчете на структурные формулы количество ионов кремния в четверной координации не доходило до 4, как это наблюдалось в анализах образцов глин чеганской свиты. Следовательно, глины основания кутанбулакской свиты, являясь очень близкими к чеганским, имеют определенные отличительные черты, как при сравнении образцов породы, так и при изучении их физико-химическими методами.

Скорее всего континентальные глины, подстилающие руду, образовались в результате перемива морских чеганских глин, чем и объясняется сходство их основного состава. Однако при этом перемиве произошло обогащение глинистых минералов прежде всего FeO (в среднем от 1,74% в чеганских глинах до 4%), а отчасти также  $Fe_2O_3$  (в среднем с 3,73 до 5,66%) и MgO (в среднем с 1,70 до 2,13%). Поскольку увеличение содержания закиси железа не сопровождается увеличением содержания  $CO_2$  и не приводит к изменению характера термограмм и рентгенограмм, надо полагать, что в глинах основания кутанбулакской свиты мы имеем дело не с примесью каких-то новых железистых минералов, а с адсорбцией окиси и закиси железа минералами монтмориллонитовой группы. Окись железа может быть также механической примесью гидрогетита.

### В. Глины «фации переслаивания»

В главе V (стр. 134—136) была описана «фация переслаивания» зеленых глин с хлоритово-сидеритовой рудой, которая характерна для Северного и Центрального участков месторождения Кок-булак. Глины этой фации или лишены оолитов, или содержат их на плоскостях слоистости в виде небольших линз и карманов. По внешнему виду они ясно отличаются от только что описанных совершенно безрудных глин основания кутанбулакской свиты.

Цвет глин «фации переслаивания» зеленый или серо-зеленый. В них часто можно видеть алевритовые зерна кварца. Они не обладают пластичностью и жирностью чеганских глин а, наоборот, хрупки и тверды. Под микроскопом в этих породах, кроме микроагрегатов и волокон глинистых минералов, часто можно видеть листочки и пластинки зеленого хлорита. Довольно много в них серицита и карбонатных минералов, чаще всего

сидерита и анкерита. Показатель преломления основного глинистого минерала (Ng) сильно колеблется — от 1,580 до 1,595.

Таблица 90

Термические реакции глин «фаши переслаивания»  
(Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	Эндотермические реакции в °С				Экзотермические реакции	
	выделение слабо связанной воды	выделение воды при-мерно гидратата	выделение конституционной воды	разрушение кристаллической решетки	окисление FeO в хлорите	образование нового кристаллического вещества
Скв. 26, глубина 57 м (обр. 331а) . . .	115	350	605	865	260	905
Скв. 203 (обр. 165) . . . . .	130	380слаб.	580	640	620	940
Скв. 374, глубина 60 м (обр. 467) . . .	135	320	465	680	625	920
Скв. 421, глубина 60 м, порода (обр. 566)	100	380	565	855	Нет	930
Скв. 424, глубина 60 м, фракция < 0,001 мм (обр. 566) . . . . .	140	350	570	Нет	480	940
Скв. 437, глубина 44,70 м (обр. 490) . .	120	350слаб.	560	735	710	895
Скв. 200, глубина 50,20 м, фракция < 0,001 м, (обр. 179) . . . . .	110	330	575	Нет	Нет	915
Скв. 696, глубина 27 м, фракция < 0,001 мм (обр. 646) . . . . .	120	340	560	800	710	895слаб.

Кривые нагревания глин «фаши переслаивания» определенно отличаются от кривых нагревания глин двух только что описанных типов. На рис. 49 термограммы 1 и 2 сняты с образцов из скв. 696 и 374. Судя по химическим анализам и микроскопическому изучению этих образцов, они имеют довольно большую примесь хлорита. Этим объясняется сильный экзотермический эффект при 625—710°, связанный с окислением закисного железа.

Первая эндотермическая реакция при 120—135° соответствует удалению слабо связанной воды, а вторая — при 465—560° — потере минералами монтмориллонитовой группы и хлоритами конституционной воды. Между двумя указанными сильными эндотермическими реакциями имеется еще слабый эндотермический эффект при 320—340°, указывающий на потерю воды примесью гидратов окиси железа. Последняя эндотермическая реакция средней или слабой силы наблюдается у этих образцов при 700—850° и соответствует разрушению кристаллической решетки глинистых минералов монтмориллонитовой группы.

Остальные шесть изученных нами образцов дают несколько отличные термограммы, которые свидетельствуют о примесях разных минералов в самых разнообразных количествах.

В табл. 90 указаны термические реакции глин «фаши переслаивания». Приведенные в ней цифры показывают отсутствие у них постоянства в температуре эндотермических и экзотермических реакций. Можно только утверждать, что эти глины, кроме минералов из группы монтмориллонитов, почти всегда имеют в различном количестве примеси железистых хлоритов и гидроокислов железа.

Рентгенограммы этих глин не дают ясной картины и потому не приводятся. По словам С. И. Берхин, их можно рассматривать как близкие к термограммам ферримонтмориллонитов или нонтронитов.

Однако, судя по химическим анализам и термограммам, изучавшиеся образцы скорее всего являются уже не мономинеральными глинами, а смесью монтмориллонитовых и хлоритовых, а отчасти также, может быть, гидрослюдистых минералов.

Электронные микрофотографии также показывают присутствие монтмориллонита, бейделлита, листочков гидрослюда и хлоритов. Возможно, что имеются и единичные зерна каолинита.

Химические анализы глин «фации переслаивания» приведены в табл. 91. Они подтверждают предположение о наличии в этих глинах смеси минералов. Интересно, что при общем снижении количества  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$  продолжает оставаться около 1 : 4—1 : 5 (в среднем 4,3). Если считать, что некоторое количество закисного и окисного железа входит в хлорит и связано с кремнеземом и глиноземом, то изменение цифр соотношения  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$  не может быть очень большим и оставаться в пределах, характерных для группы монтмориллонитовых минералов. Количество закисного и окисного железа значительно увеличено против содержания его в глинах первых двух типов, что видно из следующего сравнения средних цифр:

	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Глины чеганской свиты . . . . .	1,74%	3,73%
Безрудные глины основания кутанбулакской свиты . . . . .	4,00	5,66
Глины «фации переслаивания» . . . . .	10,24	9,89

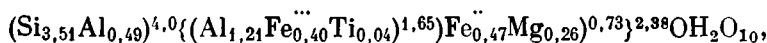
Увеличивается также количество  $\text{CO}_2$ . Оно колеблется от 0,38 и до 5,06% (в среднем 3,16%) в то время как в образцах глин чеганской свиты  $\text{CO}_2$  было в среднем 0,17%, а в образцах безрудных глин кутанбулакской свиты — 0,59%. Это увеличение вполне естественно. В главах V и VIII уже говорилось, что сидеритизация глин «фации переслаивания» наблюдается почти всегда и часто доходит до перехода этих глин в сидериты и анкериты. Для различных анализов из глин «фации переслаивания» специально отбирались образцы с небольшим количеством карбонатов и кроме того готовились фракции их с размером частиц менее 0,001 мм.

Наиболее богаты  $\text{CO}_2$  образцы с наиболее высоким содержанием FeO. Отсюда следует, что часть FeO анализировавшихся образцов глин входит в состав сидерита. Однако имеются образцы почти без  $\text{CO}_2$  (0,38%), содержащие 6,02% FeO, очевидно, в составе железистых хлоритов. Остальные компоненты этих глин изменяются мало по сравнению с содержанием их в глинах, описанных выше.

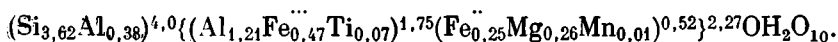
В конце табл. 91 указаны вычисленные отношения  $\text{R}_2\text{O}_3 : \text{SiO}_2$  и  $\text{RO} : \text{SiO}_2$ . И те и другие значительно выше, чем у глин чеганской свиты и глин, подстилающих руду. Поэтому на диаграмме (рис. 45) точки состава глин «фации переслаивания» легли выше всех остальных, выделившись в определенную группу с большим количеством RO и даже заходя в поле хлоритовых минералов (группа серпентин-хлорита).

Попытка пересчитать химические анализы на структурную формулу дала интересные результаты. Были пересчитаны анализы обр. 566, причем примеси при пересчете были вычтены, и обр. 165 (фракция <0,001 мм), с наименьшим количеством  $\text{CO}_2$  и других примесей (просмотрено под микроскопом).

Образец 566 дал следующую структурную формулу:



а образец 165:



Химический состав (в %) глин «фации переслаивания»  
(Месторождение Кок-булак)

Компоненты	Скв. 26, глубина 57 м (обр. 331а)	Скв. 203, глубина 48 м (обр. 165)	Скв. 374, глубина 60 м (обр. 467)	Скв. 421, глубина 60 м, породы (обр. 566)	Скв. 421, глубина 60 м, фракция <0,001 мм (обр. 566)	Скв. 437, глубина 44,70 м (обр. 490)	Скв. 200, глубина 50,20 м, фракция <0,001 мм (обр. 178)	Скв. 696, глубина 27 м, фракция <0,001 мм (обр. 646)	Среднее из 8 образцов
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48,56	42,46	38,95	51,78	52,38	29,56	34,01	43,16	42,41
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	17,93	15,77	13,29	15,62	15,40	14,96	14,50	17,27	15,60
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,84	1,06	0,80	0,70	0,96	0,80	1,32	1,20	0,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,27	7,21	9,58	5,90	5,13	14,75	18,90	13,43	9,89
FeO . . . . .	6,38	11,44	17,69	9,08	8,15	14,91	8,28	6,02	10,24
CaO . . . . .	2,72	1,54	2,04	1,36	1,38	2,80	1,18	1,00	1,75
MgO . . . . .	2,80	2,10	1,64	1,96	1,68	2,69	1,98	1,87	2,09
MnO . . . . .	Нет	0,15	Нет	Нет	0,26	0,26	0,03	0,05	0,11
K <sub>2</sub> O . . . . .	Нет	Нет	0,54	1,26	1,55	1,59	Нет	Нет	1,24
Na <sub>2</sub> O . . . . .	»	»	1,10	1,06	1,25	1,04	»	»	1,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	1,01	0,33	0,02	Следы	Нет	0,04	0,27	0,25	0,27
S . . . . .	0,51	Нет	Нет	0,25	Нет	0,16	Нет	Нет	0,23
CO <sub>2</sub> . . . . .	3,90	5,75	»	2,52	3,73	5,06	0,76	0,38	3,16
H <sub>2</sub> O . . . . .	5,22	5,93	»	5,36	4,54	7,10	8,04	7,40	6,12
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	4,80	4,88	6,50	2,28	2,80	3,15	9,84	6,24	5,06
C орг. . . . .	0,51	Нет	1,00	0,81	1,07	0,48	Нет	Нет	0,77
Сумма . . . . .	97,95	98,72	98,55	99,94	99,83	99,35	99,11	98,27	98,97
Кварц . . . . .	1,50	1,50	2,25	13,16	2,30	1,40	Нет	Нет	—
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,25	0,29	0,30	0,29	0,22	0,49	0,46	0,35	0,33
RO/SiO <sub>2</sub> . . . . .	0,26	0,30	0,50	0,31	0,21	0,67	0,29	0,18	0,34
SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	4,5	4,4	4,7	4,0	5,5	3,2	4,0	4,2	4,3

Полученные структурные формулы по количеству ионов кремния в четверной координации (3,51—3,62) могли бы соответствовать, по Д. П. Сердюченко (1953<sub>1</sub>), минералам группы сапонита (из минералов монтмориллонитовой группы). Однако по химическим анализам исследованные образцы к этой группе не подходят, а скорее напоминают хлориты, принадлежащие к группе серпентин-хлоритов, которые характеризуются таким же количеством кремния в четверной координации. Возможно, что они действительно являются смесями этих минералов с монтмориллонитом.

В качестве дополнительного метода определения глинистых минералов был использован метод окрашивания (Веденева, 1950, 1956; Веденева и Ратеев, 1950; Веденева и Викулова, 1952). Этот метод основан на изучении спектров органических катионов, адсорбированных на глинах, в разнообразных условиях опыта. В качестве красителей употреблялись: бензидин, метиленовый голубой (МГ) и другие тиазиновые красители.

Окрашивание глин производилось М. А. Ратеевым и Н. А. Ивановой.

Изучавшиеся глины месторождения Кок-булак имеют серые и зеленые цвета и с трудом поддавались окраске. Поэтому только для небольшого количества образцов удалось получить хороший результат и достоверные кривые адсорбции. Такие кривые были получены для образцов: 210—глина чеганской свиты, 114—глина кутанбулакской свиты, подстилающая руду, и 179 — глина «фации переслаивания».

Образец 210 дал кривую адсорбции глин монтмориллонитового типа и по определению М. А. Ратеева и Н. А. Ивановой содержит бейделлит и монтмориллонит приблизительно в равных количествах. Образец 114, по их данным, состоит из бейделлита и гидрослюд, а обр. 179 дал картину слабого поглощения красок, что характерно для хлоритов и гидрослюд. Небольшое количество бейделлита и монтмориллонита, по мнению М. А. Ратеева, также присутствует в этом образце глины.

На основании изучения глин месторождения Кок-булак можно прийти к выводу, что глины чеганской свиты морского палеогена сложены почти исключительно минералами монтмориллонитовой группы (монтмориллонитом и бейделлитом).

Серые безрудные глины основания кутанбулакской свиты являются результатом перемива этих чеганских глин. Однако за счет каких-то других источников они обогатились в процессе перемива железом и магнием и к ним оказались примешаны алевритовые зерна кварца.

Глины «фации переслаивания» полиминеральны. В них вместе с минералами монтмориллонитовой группы встречаются гидрослюда, аутигенный хлорит, а также сидерит и анкерит, образовавшиеся в процессе диагенеза. Они образовались также за счет перемива материала чеганской свиты, но к нему примешивался уже в значительных количествах материал более дальнего происхождения. Особенно интересно высокое содержание в глинах «фации переслаивания» железа (до 21,9% в изучавшихся образцах и еще выше в более сидеритизированных разностях). Это железо очень тонко и равномерно рассеяно в веществе глин. Скорее всего, первоначально оно представляло собой распыленный в монтмориллоните гель гидроокиси, восстановление которой в процессе диагенеза дало наблюдаемые в настоящее время минеральные формы.

## ·12. НЕКОТОРЫЕ ОБЛОМОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

### А. Кварц

Кварц является самым распространенным нерудным минералом месторождений Северного Приаралья. Он встречается только в виде обломочных зерен и галек диаметром от нескольких микронов до 2—3 см. Кварц,

которому можно было бы приписать аутигенное происхождение, не встречен ни разу. Преобладают зерна кварца, которые по их размерам следует отнести к алевритовым (от 0,1 до 0,01 мм). Кварцевая галька встречается только в конгломеративных прослоях и пачках руды.

Алевритовые зерна кварца, как правило, почти не окатаны. По классификации Л. В. Пустовалова (1940) они должны быть отнесены к типу угловатых, а по классификации М. С. Швецова (1948) к типу резко-остроресберных (табл. VII, фиг. 2 и 4). Более крупные песчаные зерна кварца иногда бывают угловаты, иногда же округлены и относятся к типу окатанных или полуокатанных (табл. VI, фиг. 4). В некоторых случаях угловатость и зазубренность зерен кварца является следствием их коррозии и частичного замещения различными минералами цемента руд (табл. XI, фиг. 3 и 4; табл. XIV, фиг. 1 и 2).

Основная масса кварца содержится в обломочках гидрогетитового алевролита, которые присутствуют почти во всех разностях руды (табл. VIII, фиг. 3 и 4). В конгломеративных рудах эти обломочки крупнее и их больше, в оолитовых они мельче и встречаются реже, но также почти всегда могут быть обнаружены при изучении шлифов руды под микроскопом. Зерна кварца в этих обломочках алевролита всегда угловаты и довольно хорошо подобраны по величине. Их диаметры чаще всего лежат в пределах 0,01—0,05 мм.

Зерна кварца, встречающиеся в руде вне обломков алевролита, разнообразны по величине, окатанности и степени сгруженности. Часто они образуют ядра оолитов II типа (табл. X, фиг. 1) и несколько реже ядра оолитов I типа (табл. VII, фиг. 2; табл. VIII, фиг. 1).

Нередко зерна кварца лежат в цементе руды, причем здесь они варьируют по величине от мелких алевритовых до равновеликих небольшим оолитам (0,2—0,3 мм) и более крупных. Зерна кварца, лежащие внутри оолитов, как мы видели выше, обычно рассечены прожилками гидрогетита или почти полностью замещены им. Зерна кварца, лежащие в цементе, не всегда, но довольно часто замещаются по трещинкам или по краям различными рудными минералами: ниже уровня грунтовых вод — хлоритом (табл. XI, фиг. 3), сидеритом (табл. XIV, фиг. 1 и 2) или пиритом, а в зоне окисления гидрогетитом (табл. VI, фиг. 4; табл. XII, фиг. 1 и 2). Кроме того, изредка наблюдается замещение зерен кварца кальцитом.

Прослой руды, в которых кварц отсутствовал бы совершенно, не встречаются. Однако количество его варьирует в очень больших пределах. Встречаются участки руды с очень редкими зёрнами кварца и участки руды, сильно опесчаненной. От руды последнего типа наблюдаются постепенные переходы к алевролитам с редкими оолитами гидрогетита и, наконец, к чистым кварцевым алевролитам с железистым цементом.

Интересно отметить, что в надрудных, междрудных и околорудных алевритах и алевролитах в большинстве месторождений кварц встречается только в виде зерен размером менее 0,1 мм. Лишь на месторождении Кутан-булак встречаются мелкие алевритовые пески с зёрнами диаметром до 0,25 мм. Более же крупные песчаные зерна кварца свойственны исключительно цементу самих железных руд.

В массивных сидеритах и анкеритах неравномерно распределены мельчайшие пеллиитовые зерна кварца величиной в несколько микронов. В сидеритовых и железистых песчаниках зерен кварца много больше и размер их доходит до 2 мм в диаметре.

В соотношении размеров оолитов и кварцевых зерен, свободно лежащих в цементе руд, наблюдается следующая закономерность.

В рудах речного генезиса, т. е. на месторождениях Кутан-булак и Талды-эспе, где средние размеры оолитов крупнее, чем на других место-

рождениях, зерна кварца гораздо мельче их. Это можно наблюдать почти в каждом шлифе руд.

В рудах лиманного генезиса (Кара-сандык) это неравенство еще сохраняется, хотя становится менее резким.

Во многих шлифах руд дельтового генезиса (Северный и Центральный участки Кок-булака) можно уже видеть равновеликость зерен кварца и оолитов. Однако электромагнитное разделение фракций механического анализа сыпучих разностей руд этого генезиса показывает, что средний размер оолитов здесь остается еще несколько более крупным, чем средний размер кварцевых зерен (см. табл. 20, 29 и 35 в главе VIII).

Наконец, в озерных рудах (Южный участок Кок-булака) диаметр оолитов и зерен кварца сравнивается. И в шлифах и по данным электромагнитной сепарации фракций механического анализа (табл. 21 и 36 в главе VIII) они здесь имеют одинаковый размер.

## Б. Полевые шпаты

Полевые шпаты встречаются в виде обломочных зерен, как примесь к кварцу, в цементе железных руд и, реже, в обломочках алевролита более древней генерации. Размер зерен полевых шпатов не превышает 0,20 мм, форма их чаще угловатая (табл. VI, фиг. 4), реже округлая (табл. XII, фиг. 2). Нередко зерна полевых шпатов являются центрами рудных оолитов. Как зерна полевых шпатов, залегающие внутри оолитов, так и зерна этих минералов, лежащие в окисленных участках цемента, обнаруживают следы разъедания и замещения различными рудными минералами. Замещение это идет по спайности кристаллов и в некоторых случаях приводит к образованию псевдоморфов рудных минералов по полевому шпату.

В более свежих зернах полевых шпатов нередко можно наблюдать двойниковую структуру, благодаря которой при скрещенных николях они кажутся состоящими из неодновременно угасающих полосок. Иногда в них наблюдается решетчатая структура, обусловленная полисинтетическим двойниковым сложением по периклиновому закону.

Зерна полевых шпатов изучались не только в шлифах, но и в иммерсионных препаратах легкой фракции нерастворимых остатков руд. В этих препаратах подсчитывалось их количество по отношению к количеству зерен других обломочных минералов. Оказалось, что оно весьма различно. Обычно полевые шпаты составляют не более 5% обломочных зерен легкой фракции, но в некоторых нерастворимых остатках руд их количество возрастает до 30%.

Процентное соотношение зерен различных полевых шпатов не определялось. Однако, судя по показателям преломления, состав их разнообразен. Преобладают плагиоклазы, а из них олигоклаз, имеющий показатель преломления:  $N_g = 1,547-1,549$ ;  $N_m = 1,543-1,546$  и  $N_p = 1,539-1,542$ . Обычно на долю олигоклаза приходится около трети всех зерен полевого шпата.

## В. Ильменит

Ильменит встречается как обломочный минерал в рудах Приаралья постоянно, но в небольших количествах. Иногда зерна ильменита являются центрами оолитов, иногда свободно лежат в цементе руд. Они определяются в аншлифах по своей высокой отражательной способности (18—21%) и служат хорошим критерием для определения отражательной способности других рудных минералов.

В некоторых случаях вокруг зерен ильменита наблюдается прозрачная светло-серая или зеленоватая корочка лейкоксена. Встречаются и зерна сплошного лейкоксена, вероятно, образовавшегося по ильмениту.



При изучении иммерсионным методом нерастворимых остатков руд из различных месторождений Приаралья (см. главу III) было выяснено, что обычно от 60 до 80% рудной части тяжелой фракции этих нерастворимых остатков принадлежит зернам ильменита. Однако по отношению к весу руд это величина очень небольшая (0,1—0,15%), и поэтому можно думать, что главная часть определяемой анализами окиси титана (обычно 0,2—0,8, но иногда до 2%) содержится в рудах не в виде обломочных минералов, а в состоянии адсорбции в аутигенных рудных минералах. Это подтверждается тем, что очищенные от обломочных зерен хлориты оолитов и цемента руд содержат столько же или почти столько же окиси титана, сколько содержат и руды, из которых они выделялись (см. табл. 75, 76, 77 и 79 в описании хлоритов).

### Г. Магнетит

Магнетит встречается в рудах Приаралья довольно часто, но всегда в очень небольших количествах и только в качестве обломочного минерала. Он хорошо узнается в полированных шлифах по тусклому серому блеску и характерной, довольно высокой отражательной способности (20%). Магнетит иногда является ядром гидрогетитово-хлоритовых или чисто гидрогетитовых оолитов, а иногда встречается в цементе руд в виде угловатых обломков или сохранивших довольно правильные прямоугольные очертания кристаллов.

Особенно легко изучать магнетит в нерастворимых остатках руд, где он слагает от 15 до 35% рудной части тяжелой фракции. Этот магнетит легко отделяется магнитом. Изучение формы его зерен показало, что все они обломочные.

Аутигенный магнетит, известный во многих зарубежных месторождениях оолитовых руд (Швейцария, Лотарингия, Англия и др.), а в СССР отмеченный Б. П. Кротовым (1940) для руд Халилова, Н. Т. Винниченко (1947) для месторождения Туранглы в Средней Азии и А. Л. Яницким (1951) для руд Малки на Северном Кавказе, в рудах Северного Приаралья не обнаружен.

---

## Х. ФИТОМОРФОЗЫ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

В речных и лиманных оолитовых рудах кутанбулакской свиты в большом количестве встречаются обломки окаменелой древесины. Они распределены в руде в высшей степени неравномерно. Имеются пачки и прослойки оолитовых железняков, на большом протяжении совершенно лишенные окаменелых растительных остатков. В то же время некоторые слои руды настолько насыщены окаменелыми обломками древесины, что кажутся конгломератом или брекчией. Большой частью древесные растительные остатки встречаются в рудах конгломератовой текстуры. Особенно обильны они в конгломератовых рудах обнаженной части главной залежи месторождения Кутан-булак и в верхнем конгломератовом пласте Рудного мыса месторождения Кара-сандык. На месторождении Талды-эспе в выходах руды по овражку Тасты-сай встречаются лишь мелкие обломки окаменелой древесины, но местами ее было много в руде, проходившейся шурфами. На Бирде-куле в руде наблюдаются прослойки брекчии из мелких обломков древесины.

В обнажениях руд дельтового генезиса (Северный и Центральный участки Кок-булака) фитоморфозы не были встречены ни разу, но в керновом материале этих руд все же было обнаружено несколько небольших обломков древесины.

В рудах озерного генезиса (Южный участок Кок-булака и Джангизтюбе) фитоморфозы не были найдены ни в обнажениях, ни в шурфах, ни в кернах скважин.

В обнажениях Кутан-булака и Кара-сандыка на фоне бурых железняков можно издали заметить светлые участки кусков древесины, иногда большой величины. Встречаются окаменелые древесные стволы поразительной сохранности, длиной до 1—1,5 м и до 10—15 см в поперечнике. Они вполне похожи на только что срубленные и в некоторых случаях имеют даже естественную окраску. На кусках древесины видны прекрасно сохранившаяся кора, места ответвления сучков и прочие детали строения (табл. XVI, фиг. 1). Такие фитоморфозы образовывались, вероятно, вскоре после захоронения древесины и при медленном течении процессов замещения. Сначала происходило частичное разложение древесины, вследствие чего минеральные растворы могли легче проникать в растительные ткани. Пористость руд конгломератовой структуры облегчала циркуляцию замещающих минеральных растворов. Внутри древесных обломков они двигались по водопроводящим каналам, медленно и постепенно замещая стенки растительных клеток и заполняя пустоты внутри них. Концентрация растворов была слабая, органическое вещество не успевало разложиться и медленно подвергалось минерализации, полностью сохра-

няя свою растительную структуру. Так образовались плотные, тяжелые фитоморфозы.

Кроме таких окаменелых древесных обломков, в рудах Приаралья встречаются рыхлые темно-бурые волокнистые древесные остатки, легко рассыпающиеся в порошок и при выдувании оставляющие пустоты. Вероятно, в этих случаях разрушение растительных тканей наступало раньше, чем могло произойти их замещение. Такие рыхлые фитоморфозы встречаются реже, как и образцы, переходные между хорошо сохранившейся плотной окаменелой древесиной и бурыми рыхлыми остатками.

Удельный вес фитоморфоз был определен только для обр. 1 и 5 (см. ниже, табл. 92). В первом случае он равен 2,72, а во втором 2,78.

Фитоморфозы из гидрогетитовых руд Чокусинской синклинали Приаралья привлекали к себе внимание прежде всего своим светлым цветом, видимым отсутствием в их составе окислов железа. Заинтересовавшись этим явлением, мы изучили несколько образцов окаменелых древесных обломков в шлифах и произвели их химические анализы.

Оказалось, что в большинстве изученных образцов древесина замещена фосфатами кальция, близкими по формуле к карбонат-апатиту (даллиту) и фтор-апатиту (коллофану). В некоторых образцах обнаруживается небольшое количество барита.

Под микроскопом в шлифах фитоморфоз всегда видна сохранившаяся клеточная структура древесины. В шлифе поперечного среза через обр. 1 фитоморфозы из Кутан-булака (табл. XVI, фиг. 2) хорошо видны также ожелезненные границы между годичными слоями нарастания. В этой фитоморфозе стенки клеток-трахеид замещены фосфатом, иногда имеющим буроватую окраску в результате пропитывания органическим веществом. Внутренность клеток заполнена также аморфным фосфатом, но значительно более темным, окрашенным окислами железа, почти не действующим на поляризованный свет. Изредка в центре клеток заметны выделения светлого кальцита, хорошо определяемого при скрещенных николях по интерференционной окраске.

Два образца окаменелых древесин из руд Чокусинской синклинали (1 и 5) были подвергнуты полному химическому анализу, результаты которого сведены в табл. 92.

Образец 1 происходит из Кутан-булака. Это плотный, тяжелый обломок светлого желтовато-серого цвета, с хорошо сохранившейся древесной структурой. На поверхности обломка имеются участки выделения окислов железа и марганца. Шлиф его можно видеть на табл. XVI, фиг. 2.

Образец 5 представляет собой разрушенную рыхлую волокнистую древесину темно-бурого цвета из Кара-сандыка. Вещество фитоморфозы мягко и легко растирается пальцами. Из этого образца приготовить шлиф оказалось невозможным.

Для анализа обр. 1 количество кислорода, эквивалентное количеству определенного фтора, равно 0,61%. Это количество кислорода должно быть вычтено из суммы анализа, так как очевидно, что часть кальция находится не в виде окиси, а в виде фторида и перешла в окись лишь во время реакции, соединившись с кислородом воздуха.

Минералогический пересчет анализов обоих образцов дан в табл. 93. Из нее видно, что в обоих случаях древесина на 74—78% замещена фосфатами кальция. В обр. 5 этот фосфат кальция имеет состав карбонат-апатита (даллита); в обр. 1 присутствует фосфат промежуточного состава между карбонат-апатитом (даллитом) и фтор-апатитом (коллофаном). В обоих образцах имеется избыточный  $\text{CaCO}_3$ , причем в обр. 1 он образует видимые в шлифе зерна кальцита во внутренних полостях клеток. В обоих образцах имеется также барит, причем в обр. 5 его количе-

Химический состав фитоморфоз из железных руд Приаралья (в %)

Компо- ненты	Кутан-булак, светлая древесина (обр. 1)	Кара-сандык, темно-бурая древесина (обр. 5)	Кок-булак, св. 284, глу- бина 38 м, черная древесина (обр. 11)	Кок-булак св. 893, глубина 35 м, черная древесина (обр. 12)	Лисаковна, сидеритизи- рованная древесина (обр. 13)	Лисаковна, бурая обуг- ленная дре- весина (обр. 14)
SiO <sub>2</sub>	0,97	1,01	0,48	0,26	1,48	6,37
Кварц.	Не определялся			Не опред.	0,42	3,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,45	1,34	3,47	3,80	3,60	6,67
TiO <sub>2</sub>	Нет	Нет	Нет	Нет	Следы	Следы
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27	3,12	1,35	2,75	0,88	Нет
FeO	0,83	Нет	4,69	4,03	49,97	5,99
CaO	47,72	43,70	34,50	36,77	2,55	1,00
MgO	0,10	0,32	0,27	0,14	0,48	0,99
MnO	Не определялась		Нет	0,04	0,26	Следы
Na <sub>2</sub> O	1,16	1,60	0,76	1,40	Не определялась	
K <sub>2</sub> O	Нет	Нет	0,08	0,02	»	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31,35	29,44	23,12	29,23	1,08	0,36
SO <sub>3</sub>	0,77	2,66	2,83	0,77	Не определялась	
CO <sub>2</sub>	7,20	5,60	8,86	4,68	31,52	0,94
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,28	1,81	2,50	4,07	2,04	13,80
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,58	1,33	2,98	2,30	1,49	10,30
C орг.	0,17	2,95	12,25	7,98	4,12	50,04
BaO	0,81	2,74	1,50	0,26	Не определялась	
F	1,44	Нет	Нет	Нет	»	
Cl	Нет	»	0,29	Не определялся		
Сумма	101,10	97,62	99,93	98,50	99,89	98,99

ство достигает 4,17%. В обоих образцах окиси железа немного более 3% и совершенно отсутствует окись титана.

Наличие в анализах небольших количеств FeO, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и SiO<sub>2</sub> говорит, скорее всего, о присутствии частично окисленного железистого хлорита, но подсчитать количество этого минерала трудно вследствие неустойчивости его формулы. Если считать, что до окисления в него входила вся окись железа, то первоначальное количество хлорита в изученных фитоморфозах могло достигать 5,5—7,5%.

Кроме приведенных выше двух полных анализов, были проделаны сокращенные анализы фитоморфоз различной сохранности для решения вопроса о том, замещаются ли древесные остатки другими минералами или в оолитовых рудах Чокусинской синклинали имеются псевдоморфозы по древесине только фосфата кальция. Эти сокращенные анализы приведены в табл. 94.

Из этих анализов видно, что во всех случаях, при любом внешнем виде и характере сохранности фитоморфоз из бурых железняков Чокусинской синклинали, их основным веществом являются фосфаты группы апатита. Количество фосфатов в фитоморфозах в пересчете на нормальный карбонат-apatит колеблется от 68,55 (обр. 8) до 82,20% (обр. 3). В действительности оно, вероятно, в ряде образцов даже еще больше. Все образцы, анализы которых даны в табл. 94, содержат избыточную CO<sub>2</sub> по сравнению с фор-

## Минералогический пересчет химических анализов фитоморфоз (в %)

Минералы	Обр. 1. Кутан-булак, светлая древесина	Обр. 5. Кара-сандык, рыхлая бурая древесина	Обр. 11. Кон-булак, св. 284, глуб. 38 м, черная древесина	Обр. 12. Кон-булак, св. 883, глуб. 35 м, черная древесина	Обр. 13. Лисановка, обугленная древесина	Обр. 14. Лисановка, бурая древесина
Нормальный карбонат-апатит (даллит) $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3$ . . . . .	51,78	74,47	55,90	—	2,56	0,87
Многосферный карбонат-апатит $5\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaCO}_3$	—	—	—	67,72	—	—
Нормальный фтор-апатит (коллофан) $3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2$ . . . . .	26,69	Нет	Нет	Нет	—	—
Избыточный $\text{CaCO}_3$ . . . . .	8,14	2,50	7,34	»	2,11	0,94
Сидерит $\text{FeCO}_3$ . . . . .	Нет	Нет	7,56	6,49	80,35	1,29
Барит $\text{BaSO}_4$ . . . . .	1,23	4,17	2,27	0,39	Не определ.	
Гидрогетит (при условном пересчете всего $\text{Fe}_2\text{O}_3$ на $2\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ ) . . . . .	3,82	3,64	1,58	3,21	1,02	Нет
Углерод органический . . . . .	0,17	2,95	12,25	7,98	4,12	50,04
Остаток FeO на хлорит . . . . .	0,83	Нет	Нет	Нет	Нет	5,19
MgO на хлорит . . . . .	0,10	—	—	—	—	0,99

Таблица 94

Содержание  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в фитоморфозах из железных руд Приаралья (в %)

Место взятия и характер образцов	$\text{P}_2\text{O}_5$	$\text{CO}_2$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$
Обр. 2. Кутан-булак, темная плотная древесина . . . . .	33,49	4,76	2,85
Обр. 3. Кутан-булак, светлая пластообразно расслаивающаяся древесина . . . . .	34,00	6,46	2,71
Обр. 4. Кутан-булак, бурая плотная древесина . . . . .	33,30	6,34	3,15
Обр. 6. Кара-сандык, Рудный мыс, плотная углистая древесина . . . . .	31,58	5,64	3,90
Обр. 7. Талды-эспе, темная хорошо сохранившаяся древесина . . . . .	32,91	6,44	3,15
Обр. 8. Кара-сандык, рыхлая ожелезненная древесина . . . . .	28,35	5,86	4,00
Обр. 9. Кара-сандык, Рудный мыс, древесные остатки в руде . . . . .	29,73	6,16	3,80
Обр. 10. Кутан-булак, мелкие бурые волокна древесины . . . . .	28,50	5,91	3,50

мулой нормального апатита, очевидно, связанную с  $\text{CaO}$ . Судя по тому, что вещество древесин в некоторых случаях бурно вскипает с соляной кислотой, а в других на нее не реагирует, можно думать, что этот  $\text{CaCO}_3$

не всегда образует самостоятельные минералы, а частично входит в решетку фосфатов, увеличивая этим их количество.

Карбонат-апатиты с избыточным против нормального содержанием в решетке  $\text{CaCO}_3$  широко распространены в осадочных породах и получили название малофосфатных<sup>1</sup>.

Кроме того, в состав фосфатов может входить часть определяемой анализами связанной воды в виде иона  $\text{OH}$ . Однако общее количество ее столь невелико (в обр. 1—2,28%, в обр. 5—1,81%), что участие гидроксильной группы в строении фосфатов фитоморфоз следует признать ничтожным, и при пересчете анализов она не учитывалась.

Содержание фосфатов несколько снижается в рыхлых, слабоокаменелых древесинах и достигает максимальных величин в плотных, тяжелых, окаменелых древесинах.

Из приведенных выше химических анализов видно, что железо во всех случаях играет незначительную роль в образовании псевдоморфоз по древесине, хотя последние залегают внутри бурых железняков. Содержание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  даже в бурых на вид ожелезненных древесинах не превышает 3,5—4,0%, а в светлых плотных фитоморфозах оно снижается до 2,70—2,85%. Очевидно, что бурый цвет некоторых обломков окаменелой древесины и рыхлой растительной трухи объясняется не ожелезнением, а присутствием органического вещества. Содержание железа в анализах рыхлой волокнистой разложившейся древесины (обр. 8, 10) может быть даже несколько завышено против действительности, в результате засорения образца при его взятии.

Спектральные анализы пяти образцов окаменелых древесин показали, что барий присутствует в них не во всех случаях. Постоянным спутником его является стронций, скорее всего в виде изоморфной примеси в барите. В образцах без бария отсутствует и стронций. Во всех фитоморфозах есть магний, иногда дающий сильные линии, в то время как во вмещающих породах он дает линии не выше средних. Из более редких элементов спектральный анализ обнаруживает в фитоморфозах бериллий, ванадий, медь, никель, а в единичных случаях цинк и хром. Все эти элементы обнаружены спектральным анализом и в оолитовых железняках.

Данные о химическом составе фитоморфоз из оолитовых железняков Чокусинской синклинали позволяют сделать интересные выводы о некоторых сторонах их генезиса. Эти данные показывают, что после отложения грубых по текстуре руд речного генезиса химический характер циркулировавших в осадке вод был неблагоприятен для больших миграций железа, в результате чего оно принимало ограниченное участие в процессе диагенеза. Состав фитоморфоз указывает на вероятный фактор, препятствовавший широкой миграции железа. Известно, что фосфаты кальция, присутствующие в фитоморфозах, образуются при рН выше 8, т. е. в водах с ясно выраженной щелочной реакцией, в то время как железо полностью выпадает из комплексных органических соединений и коллоидных растворов уже при нейтральной или слабощелочной реакции среды. Вероятно, ясно выраженная щелочная реакция иловых вод в зонах отложения конгломератовых разностей речных и лиманных руд Чокусинской синклинали препятствовала в процессе диагенеза замещению заключенных в осадке обломков древесины соединениями железа. В результате этого они медленно и постепенно замещались более подвижными в такой геохимической обстановке фосфатами кальция, а отчасти также карбонатами кальция и сульфатами бария из слабых растворов, циркулировавших в пористом осадке.

<sup>1</sup> По данным работ И. Д. Борнemann-Старынкевич и Н. В. Белова (1953 и др.), специально изучавших кристаллохимию фосфатов группы апатита, в их решетку могут входить различные количества  $\text{CaCO}_3$ .

Выяснение химического состава фитоморфоз из железных руд Чокусинской синклинали интересно еще в одном отношении. При массовых анализах бороздковых проб из шурфов месторождений Кутан-булак и Талды-эспе нередко обнаруживались резкие скачки в содержании  $P_2O_5$  среди руд одинаковой структуры и, казалось бы, одинакового состава. Осмотр стенок шурфов на интервалах глубин, соответствующих повышенным содержаниям  $P_2O_5$  в бороздковых пробах, показал, что в большинстве случаев это явление объясняется попаданием в пробы кусочков фосфоритизированной древесины. Поэтому приводимые в отчетах средние цифры содержания  $P_2O_5$  в рудах всех месторождений Чокусинской синклинали следует считать несколько завышенными по сравнению с содержанием ее в чистой руде.

Как отмечалось в начале главы, окаменелая древесина широко распространена только в речных и лиманных рудах Чокусинской синклинали, очень редко встречается в дельтовых рудах Кок-булака и совсем не встречается в рудах озерного генезиса. Чтобы выяснить, отличаются ли руды дельтового генезиса только по количеству фитоморфоз или также по их составу, — были проанализированы два имевшихся образца древесины из хлоритово-сидеритовых руд Кок-булака. Результаты химических анализов приведены в табл. 92 (обр. 11 и 12), а минералогический пересчет этих анализов — в табл. 93. Из этих таблиц видно, что в рудах Кок-булака основным веществом фитоморфоз также является фосфат кальция типа карбонат-апатита (даллита), но количество его меньше, чем в фитоморфозах из руд Чокусинской синклинали. Наряду с этим в одном образце имеется кальцит, а в другом количество  $CaCO_3$  недостаточно даже для формулы нормального карбонат-апатита<sup>1</sup>.

В обоих образцах в заметном количестве содержится сидерит и общее количество железа гораздо выше, чем в образцах из Чокусинской синклинали. В обоих образцах есть немного барита. Наконец, оба они, в противоположность фитоморфозам из Чокусинской синклинали, сохранили значительное количество органического вещества, чем объясняется их темный цвет и лигнитоподобный вид.

Таким образом, некоторые различия в характере фоссилизации древесных остатков в рудах Приаралья разных генетических типов несомненно имеются, хотя они и не столь значительны, как об этом можно было думать по их внешнему виду.

Для того чтобы выяснить, является ли состав фитоморфоз Чокусинской синклинали типичным для всех руд речного генезиса, развитых в среднем олигоцене Казахстана, были сделаны анализы двух образцов углистой древесины из железных руд Лисаковского месторождения. Один из этих образцов был найден мною в 1953 г. в керне хлоритовой руды из окрестностей пос. Павловка, другой получен от А. Л. Яницкого, за что приношу ему свою благодарность. Анализы этих образцов и их минералогический пересчет приведены в тех же табл. 92 и 93 (обр. 13 и 14). Из них видно, что древесины руд Лисаковки, в противоположность древесинам руд Приаралья, почти совсем не содержат фосфатов кальция. В одном случае растительное вещество замещено довольно чистым сидеритом (80,35%  $FeCO_3$ ), а в другом оно просто лигнитизировано и продолжает содержать более 50% органического углерода. Присутствие в этом втором образце повышенных количеств  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $FeO$ ,  $MgO$  и связанной

---

<sup>1</sup> В этом образце (обр. 12) соотношение фосфата кальция и карбоната кальция отвечает молекулярному отношению 5 : 1, а не 3 : 1, как в нормальных карбонат-апатитах. Фосфаты кальция такого состава известны в минералогии и получили название многофосфатных (Шаталов, 1936). Поэтому для данного образца в табл. 93 минералогический пересчет анализов был произведен на формулу  $5Ca_3(PO_4)_2 \cdot CaCO_3$ .

воды, при отсутствии  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и ничтожном количестве  $\text{CO}_2$ , половина которого связывается с  $\text{CaO}$ , заставляет думать, что минеральная часть образца представлена главным образом хлоритом.

Следовательно, фосфатный состав фитоморфоз не является типичным для всех оолитовых железных руд речного генезиса. В пределах Казахстана он свойствен только рудам Приаралья и характеризует какие-то тонкие геохимические отличия процессов диагенеза руд именно в этом районе, по сравнению с диагенезом синхроничных руд такого же генезиса в более северных районах Казахстана. Возможно, что эти различия, в конечном счете, отражают некоторые особенности в характере климата (от месторождений Приаралья до Лисаковки по меридиану около 600 км).

Литература по фитоморфозам очень велика. Особенно ими интересовались минерологи в XIX и в начале XX в. Фосфатные фитоморфозы, близкие по составу к описанным из руд Приаралья, широко распространены в месторождениях осадочных фосфоритов. В России они были впервые описаны еще в 1868 г. А. Энгельгардтом, который указал, что окаменелые древесины из меловых фосфоритовых слоев Курского, Брянского и соседних с ними районов имеют такой же состав, как вещество цемента фосфоритовых желваков.

В 1919 г. В. Н. Чирвинский установил, что фитоморфозы из меловых фосфоритов Украины имеют состав, отвечающий формуле  $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot \text{CaCO}_3$  (курскит). Подобный же состав в 1937 г. установил Г. И. Бушинский для фитоморфоз из юрских фосфоритов Лопатинского рудника Егорьевского месторождения под Москвой.

Из осадочных железных руд различных месторождений псевдоморфозы по древесине упоминались часто, но минералогия их, как правило, детально не изучалась.

Из железорудных месторождений СССР наиболее детально изучен состав фитоморфоз для Керченского месторождения. Им посвящены специальные работы Ф. В. Чухрова (1940) и А. У. Литвиненко (1956).

Ф. В. Чухров (1940) изучил состав 13 фитоморфоз из разных рудоносных мульд Керченского полуострова. Он установил, что основным минералом, замещающим органическое вещество, здесь является барит. Часть фитоморфоз состоит из одного, довольно чистого барита (96,9%  $\text{BaSO}_4$ ). Другие содержат кроме барита фосфаты кальция различного состава, а одна фитоморфоза из плотной оолитовой марганцовистой руды Кызаульской мулды оказалась сложеной очень чистым (более 93%) фосфатом состава  $2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{CaF}_2 \cdot 2\text{Ca}[\text{CO}_3(\text{OH})_2] \cdot \text{H}_2\text{O}$ . Часть фитоморфоз сложена фосфатами закиси железа из группы вивианита ( $\gamma$ -керченит) и фосфатами окиси железа (босфорит). В строении нескольких фитоморфоз принимает участие гипс.

Более подробно фитоморфозы (и вообще биоморфозы) из руд Керченского полуострова были недавно изучены А. У. Литвиненко (1956). Он установил, что среди них по составу выделяются следующие типы: 1) баритовые, 2) баритовые с аморфным кремнеземом, 3) фосфаты кальция, 4) фосфаты железа, 5) сидеритовые, 6) лептохлоритово-сидеритовые и 7) гидрогетитовые. По его словам, «наиболее широко распространены фитоморфозы барита и фосфатов кальция, затем фосфатов железа. Другие типы этого рода образований встречаются редко, что в известной мере обусловлено слабым вскрытием карьерами табачных руд, к которым только и приурочены сидеритовые и лептохлоритовые фитоморфозы» (стр. 182). Фосфат кальция окаменелых древесин из керченских руд обычно содержит примесь барита, гипса, органического вещества, кальцита, гидроокислов марганца и железа.

Из верхнемеловых оолитовых руд Аятского месторождения В. А. Глазковский (1954) описал фитоморфозы, по внешнему виду очень близкие



фитоморфозам из Приаралья, но резко отличающиеся по составу. По его данным (стр. 100), вещество этих фитоморфоз содержит (в %):

SiO <sub>2</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	MgO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	S	Mn	H <sub>2</sub> O	Потеря при про- кал.
0,48	1,58	3,94	51,93	10,65	0,28	18,17	0,25	Нет	1,20	10,06

В. А. Глазковский считает его новым минералом, которому присваивает название  $\alpha$ -аятскита. Представить себе пересчет приведенного анализа на молекулярную формулу очень трудно. В нем явно не хватает анионов, если не считать, что часть глинозема образует какие-то алюминаты. Поэтому  $\alpha$ -аятскит пока не может считаться твердо установленным минералом. Однако различие состава фитоморфоз из железных руд Приаралья и Аятского месторождения остается несомненным.

Из приведенных данных ясно, что фитоморфозы из оолитовых железных руд разных месторождений СССР резко различаются по составу. Выяснение значения этих различий требует специальных исследований.

---

## **XI. ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ОБРАЗОВАНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ.**

### **1. ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ ВО ВРЕМЯ ОТЛОЖЕНИЯ ТУРГАЙСКОЙ Δ СЕРИИ**

Палеогеографические условия образования отдельных железорудных месторождений были рассмотрены выше, в связи с вопросом об их генетической классификации. В главе VII было выяснено, что в кутанбулакское время рудные залежи формировались в обстановке речных русел, озерных лиманов и подводного склона озерных дельт, а в джаксыккычское время — в озерной обстановке, точнее — в обширных заливах крупного солоноватоводного озера, напоминавшего современный Арал. Там же при описании руд лиманного и дельтового генезиса было установлено, что уровень бассейна, в который впадали реки кутанбулакской эпохи, подвергался резким колебаниям большой амплитуды.

В настоящей главе мы не будем повторять обоснование этих частных выводов, а остановимся на выяснении общего характера палеогеографии всего Северного Приаралья в эпоху отложения различных свит тургайской серии.

В конце нижнего олигоцена, вследствие поднятий Мугоджар и Арало-Тургайской низменности, море покинуло территорию Северного Приаралья и отступило в область современного Каспийского моря. К востоку от него среднеолигоценовые морские осадки известны только на Мангышлаке и в Североустюртском прогибе. Разрезы берегов современного Аральского моря показывают, что на его территорию морской режим в среднем олигоцене не распространялся. Однако здесь, в пределах Арало-Кызылкумской тектонической депрессии, древний возраст которой доказан работами А. Л. Яншина (1948, 1951), во время регрессии чеганского моря или вскоре после нее образовался крупный внутренний пресноводный или, скорее, солоноватоводный бассейн.

На территории Северного Приаралья после регрессии чеганского моря начал вырабатываться расчлененный эрозионный рельеф. Базисом эрозии сначала служила береговая линия отступавшего моря, а затем, вероятно, уровень отшнуровавшегося от него упомянутого внутреннего бассейна, который первоначально имел очень небольшие размеры и был расположен где-то в южной части современного Аральского моря.

Дальнейшая история Северного Приаралья в олигоцене и нижнем миоцене подобна истории Прикаспийской низменности в плиоценово-четвертичное время и состоит из чередования эпох эрозионного размыва и эпох трансгрессий этого внутреннего бассейна из Арало-Кызылкумской впадины в северном направлении.

Время образования кутанбулакской свиты, по-видимому, совпадает с первой из таких трансгрессий. При этом быстрота затопления эрозионных депрессий Северного Приаралья и глубина образовавшихся бассейнов, отмеченные при описании лиманных отложений Кара-сандыка и дельтовых отложений Кок-булака (стр. 196 и 203), свидетельствуют о том, что подъем уровня Пира-Арала был очень большим и резким.

Для объяснения такого характера трансгрессии можно предположить, что уровень бассейна, служившего базисом эрозии для гидрографической сети Приаралья, перед отложением кутанбулакской свиты, в результате сухого климата и тектонического прогибания Арало-Кызылкумской депрессии, оказался лежащим значительно ниже уровня мирового океана. Более поздние прогибания Североустюртской депрессии могли вызвать прорыв, вдоль ее осевой линии, в Аральскую впадину вод среднеолигоценного майкопского моря. Это привело к быстрому расширению существовавшего здесь солоноватоводного бассейна, резко повысившего уровень и затопившего понижения эрозионной сети прилегающей суши. В этих затопленных понижениях эрозионного рельефа началось накопление озерных осадков, а выше по долинам, в результате повышения базиса эрозии, — накопление речного аллювия. В местах впадения рек в заливы озерного бассейна местами создались условия для образования лиманных и дельтовых отложений.

Положение уровня, а следовательно, и границ существовавшего на юге озерного бассейна кутанбулакской эпохи не было постоянным.

Иногда его уровень понижался, его краевые части осушались, в их отложения врезались русла потоков речного типа, а затем, в связи с новым повышением уровня бассейна, эти русла заполнялись аллювием и снова затоплялись озерными водами. Поэтому местами внутри отложений кутанбулакской свиты можно наблюдать размывы, врезание руслообразных ложбин, заполненных речными осадками, в озерные, и наоборот, — перекрытие косослоистых речных осадков горизонтально-слоистыми озерными. На примере описанного выше Западного участка месторождения Кутан-булак мы видели, что эпохи регрессий бассейна и врезания речных русел были довольно длительными, так как за это время успевала произойти некоторая перестройка плана эрозионной сети.

Важно напомнить, что накопление осадков кутанбулакской свиты не выровняло полностью неровностей созданного перед тем эрозионного рельефа. Оно происходило только в понижениях этого рельефа. Пространства между ними до конца кутанбулакского времени оставались сложными породами морского палеогена. Конец кутанбулакского времени, совпал с крупным понижением уровня древнего бассейна и усилением эрозионных процессов на территории Северного Приаралья, вследствие чего верхняя граница кутанбулакской свиты повсеместно носит следы размыва, а местами в нее глубоко врезаны руслообразные впадины.

Следующее повышение базиса эрозии привело к началу отложения тонкослоистых глин чиликтинской свиты. Эти глины отлагались преимущественно в мелких пресных озерах и болотах, но на юге местами несомненно имеют солоноватоводное происхождение. Об этом говорит упоминавшаяся выше (стр. 29) находка в них в 1945 г. Д. П. Словягиным близ месторождения Ак-чоко на северном берегу залива Перовского прослоя ракушняка из створок мелких *Corbulomya* sp. n. с зубами акул *Odontaspis* ex. gr. *cuspidata* Ag. Судя по этой находке, крупный солоноватоводный бассейн на юге в чиликтинское время продолжал существовать, но был меньше кутанбулакского и лишь в немногих пунктах распространялся севернее современных берегов Аральского моря.

Отложение чиликтинской свиты почти выровняло, а на больших пространствах совершенно выровняло послечеганский эрозионный рельеф

Северного Приаралья. К началу джаксыккычской трансгрессии лишь кое-где в антиклинальных зонах, как, например, на Южном участке месторождения Кок-булак, оставались невысокие плоские возвышенности, сложенные породами морского палеогена.

Конец среднего олигоцена ознаменовался новой трансгрессией на север солоноватоводного бассейна. Осадки этой трансгрессии мы выделяем под названием джаксыккычской свиты. За пределами ее распространения продолжалось отложение пород чиликтинской свиты. Появление в породах джаксыккычской свиты разнообразных эвригалинных моллюсков морского происхождения позволяет предполагать, что трансгрессия этого времени была связана с новым проникновением в Арало-Кызылкумскую впадину вод майкопского моря через Североустюртский прогиб. В джаксыккычское время сплошной водный бассейн в районе станций Саксаульская — Чокусу заходил на север от линии железной дороги. Контуры его показаны на рис. 4. В заливах этого бассейна формировались рудные залежи месторождения Джангиз-тюбе и Южного участка месторождения Кок-булак.

Эпоха отложения пролювиальных и речных осадков чаграйской свиты соответствует времени регрессии олигоценового Пра-Арала. Однако находка кардид в породах этой свиты на северном берегу залива Перовского (см. стр. 43—44) говорит о том, что на юге и в эту эпоху продолжал существовать солоноватоводный бассейн. К северу от берегов современного Арала он распространялся вдоль осевой зоны Чокусинской синклинали, как и в нижнечиликтинское время.

В самом конце олигоцена (во время отложения наурзумской свиты севера Тургайской низменности) бассейн Пра-Арала испытал резкое понижение уровня, в связи с чем вся территория Северного Приаралья подверглась новому эрозионному размыву. В это время в некоторых местах (например, на плато Сары-булак) эрозией полностью были уничтожены рыхлые песчаные отложения чаграйской свиты.

В нижнем миоцене солоноватоводный бассейн снова, уже в последний раз, расширился и залил значительные площади Северного Приаралья, отложив слои аральской свиты с массовыми скоплениями створок *Corbula helmersenii* Mikhaïl. Эта трансгрессия была больше джаксыккычской и, по-видимому, достигала низовьев р. Джиланчик в Тургайской низменности.

Представители сем. Corbuliidae, найденные Д. П. Словягиным в чиликтинской свите, известные из джаксыккычской и из аральской свит, по мнению Б. П. Жижченко, обнаруживают между собою филогенетическое родство, что позволяет считать вероятным их автохтонное развитие в бассейне Пра-Арала. То же можно сказать о кардидах джаксыккычской, чаграйской и аральской свит. Следовательно, этот бассейн существовал в Арало-Кызылкумской впадине непрерывно со среднего олигоцена до нижнего миоцена включительно, временами сокращаясь по площади, а временами расширяясь и затопляя низменные участки прилегавшей с севера равнины.

В среднем миоцене он перестал существовать в связи с изменением плана тектонических движений. С этого времени начали активно прогибаться и были залиты водами огромных солоноватых бассейнов Мангышлак и Устюрт, а Северное Приаралье начало испытывать поднятие и размываться. Этот размыв был особенно сильным и глубоким в нижне- и среднеплиоценовое время (Яншин, 1953). Современное Аральское море не является непосредственным наследником существовавшего приблизительно на его месте олигоценового Пра-Арала. Оно возникло в результате тектонических движений среднечетвертичного времени (Герасимов и Марков, 1939). Перед тем солоноватоводный бассейн кратковременно возникал здесь в верхнем плиоцене (Луппов и Эберзин, 1946).

Осадки олигоценового Пра-Арала мы называли в предшествующем изложении озерными, а не морскими, по той же причине, по которой во всех учебниках географии (Суслов, 1947, и др.) подчеркивается, что современный Арал является озером, а не морем.

Бассейн Пра-Арала был замкнутым, внутриконтинентальным. Его связь с существовавшим западнее майкопским морем могла быть лишь кратковременной и затрудненной. Его нельзя рассматривать как залив майкопского моря. Об этом говорят следующие данные.

Во-первых, отложения различных фаз существования этого бассейна неотличимы по литологическому характеру от синхронных озерных отложений более северных районов Арало-Тургайской низменности, которые никакой связи с майкопским морем иметь не могли, и наоборот, очень резко отличаются от морских отложений того же возраста в более западных разрезах.

Во-вторых, возможности широкой связи бассейна Пра-Арала с майкопским морем противоречат данные о геологическом строении западных берегов Аральского моря. По наблюдениям А. Л. Яншина (1949), здесь на значительном протяжении прямо на глинах чеганской свиты лежат породы конкского горизонта. Следовательно, в течение среднего олигоцена, верхнего олигоцена и нижнего миоцена эти берега представляли собой сушу. Лишь в северной части западного берега Арала разрез становится более полным, над чеганской свитой появляются чаграйская и аральская, а на небольшом протяжении подошва первый из них погружается ниже уреза воды. Это то место, где к берегу Арала подходит широтная ось Североуртского прогиба. Только здесь не видно кровли чеганской свиты и можно предполагать, что над нею существуют среднеолигоценовые отложения, соединяющие узкой полосой осадки Пра-Арала и осадки существовавшего под северным Устюртом залива майкопского моря. Не исключена, однако, возможность, что связь этих бассейнов была очень кратковременной и вообще не запечатлелась в разрезе.

Восстанавливая историю солоноватоводного бассейна, существовавшего в Приарале в среднем и верхнем олигоцене, необходимо подчеркнуть, что он возник уже в кутанбулакскую эпоху и что характер его в это время и в последующее джаксыккычское время не был резко различен. Это были разные фазы существования одного и того же бассейна. Поэтому смещение рудообразования в джаксыккычское время из речных русел и приустьевых участков рек в заливы Пра-Арала должно объясняться не возникновением новых элементов гидрографии Северного Приаралья, а какими-то иными факторами. Скорее всего это были факторы климатические.

## 2. КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЭПОХИ ОТЛОЖЕНИЯ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД ПРИАРАЛЯ

Работы Н. М. Страхова (1940<sub>2</sub>, 1947) привлекли внимание к выяснению климатической обстановки образования осадочных железных руд. На основании изучения географического размещения современных гипергенных концентраций железа и выяснения, по разным данным, характера климата эпох образования древних железорудных месторождений Н. М. Страхов пришел к выводу, что континентальные железные руды возникали исключительно в областях влажного климата с умеренной или повышенной температурой. Наиболее благоприятной областью для континентального рудного железнанакопления в истории Земли были, по его мнению, тропики и субтропики. Эта климатическая зона отличалась и наибольшим разнообразием минералогического состава руд, а также появлением в железных рудах свободного глинозема и переходом их в бокситы. Для зон умеренного влажного климата, по Н. М. Страхову, из железорудных минералов характерны сидерит и гидрогетит.

В связи с этими заключениями интересно рассмотреть климатические условия образования железных руд Приаралья.

В предыдущем изложении говорилось об обилии в рудах речного происхождения обломков окаменелой древесины, о находках в песчаниках, переслаивающих руду, отпечатков листьев и скоплениях углистого детрита на плоскостях слоистости глинисто-алевритовых озерных пород кутанбулакской свиты. Из этого можно сделать вывод, что в эпоху отложения железных руд в Северном Приаралье существовала богатая древесная растительность и что, следовательно, климат Приаралья в это время в общем был достаточно влажным.

Более точные представления о характере климата эпохи отложения железных руд можно получить из рассмотрения состава ископаемой флоры различных свит тургайской серии, данные о которой приведены в разделе 7 главы III (стр. 57—61).

Состав флоры Северного Приаралья на протяжении среднего и верхнего олигоцена изменялся сравнительно мало. И по данным изучения листовых отпечатков и по данным изучения спорово-пыльцевых комплексов, большая часть его территории в это время была покрыта хвойно-широколиственными плакорными лесами, в основном состоявшими из представителей родов, которые ныне обитают в южной части умеренного пояса.

Сравнительно южный характер тургайской флоры подчеркивается присутствием в ее составе родов, современные представители которых не выдерживают сильных морозов (грецкий орех, бук, граб, кизил, дикая слива, каштан, болотный кипарис и др.).

Л. Ю. Буданцев (1956, стр. 9) полагает, что «если принять климатические условия существования современных аналогов близкими к таковым ископаемых форм, то можно считать, что климат олигоцена в Северном Приаралье был тепло-умеренным, со среднегодовой температурой от  $+5$  до  $+15^{\circ}$ . Средняя температура самого холодного месяца была выше  $-3^{\circ}$ , а самого теплого  $+20$ ,  $+25^{\circ}$ . Сумма атмосферных осадков колебалась от 600 до 1000 мм в год».

Такую точную характеристику климата можно давать, конечно, только условно, принимая неизменными на протяжении длительного геологического времени экологические требования современных родов древесной растительности. В действительности же они могли изменяться. В частности, мне представляется, что климат времени отложения тургайской серии в Северном Приаралье характеризовался сравнительно холодными снежными зимами, более холодными, чем считает Л. Ю. Буданцев. На это указывает прежде всего листопадность почти всего комплекса флоры. Об этом же свидетельствуют ясно выраженные годичные кольца нарастания на всех осмотренных кусках окаменелой древесины из железных руд. Деревья зоны постоянно влажного тропического или субтропического климата совсем не имеют колец нарастания. У деревьев зоны засушливых субтропиков такие кольца возникают, но выражены они неотчетливо. Кольца же древесины из железных руд Приаралья ясно говорят о полных приостановках роста, связанных с холодными зимними сезонами.

Переходя к характеризующим климат отложениям в составе флоры отдельных свит тургайской серии, можно напомнить следующее.

Во флоре кутанбулакской свиты еще сохраняется небольшая примесь вечнозеленых форм, унаследованных от более древних эпох палеогена, когда эти формы были господствующими. В Северном Приаралье это какой-то мирт с мыса Чаграй<sup>1</sup>, скорее всего — вечнозеленый дуб *Quercus*

<sup>1</sup> В. А. Вахрамеев назвал его *Myrtus aralensis* (но не описал). Л. Ю. Буданцев (1956) считает, что этот отпечаток неопределим не только до вида, но и до рода, однако признает его принадлежность к семейству Myrtaceae.

*drymeja* Ung., а по данным спорово-пыльцевого анализа, — также редкие представители палм, лавров и эвкалиптов. Из нижних слоев кутанбулакской свиты более северных районов Арало-Тургайской низменности В. С. Корниловой (1950<sub>2</sub>) описаны листовые отпечатки вечнозеленых кустарников из родов *Sassafras*, *Cinnamomum*, *Laurus* и *Daphnogene*. Не вечнозелеными, но также южными, сравнительно ксерофитными формами во флоре кутанбулакской эпохи, судя по данным спорово-пыльцевого анализа, были: шелковичное дерево (Могаसेае), самшит (*Buxus*) и различные сумахи (*Rhus*, *Cotinus*). Наиболее северное местообитание последних сейчас известно в Святых горах на Украине. Среди хвойных во флоре кутанбулакской свиты также были широко распространены южные формы — настоящие кедры и подокарпусы.

Судя по данным спорово-пыльцевого анализа, перечисленные выше южные формы покрытосеменных в верхней части кутанбулакской свиты становятся редкими и даже совсем исчезают; лишь некоторые из них (мирты, лавры, шелковичное дерево) снова появляются в очень небольшом количестве в низах чиликтинской свиты, а выше по разрезу существование таких форм не обнаруживается. Пыльца южных хвойных (кедров и подокарпусов) обильна во всех слоях кутанбулакской свиты, но также исчезает в нижней половине чиликтинской свиты. В комплексе пыльцы широколиственных пород чиликтинского времени меньше различных ореховых, больше грабов, язов и лип, чем в кутанбулакское время. Остатки таких сравнительно северных форм, как береза, липа и крушина, появляются в виде отпечатков листьев, которые не встречены ни в одной из коллекций, собранных в слоях кутанбулакской свиты.

В верхнем олигоцене Приаралья и более северных районов Арало-Тургайской низменности не встречены никакие остатки вечнозеленых видов (кроме падуба, и сейчас произрастающего в лесах умеренной зоны) и вообще никакие формы растительности, имеющей южное происхождение<sup>1</sup>. Отсюда можно заключить, что в течение отложения тургайской серии климат Северного Приаралья, с небольшими колебаниями, становился все более холодным, постепенно превратившись из тепло-умеренного в умеренный.

Для суждения об изменениях влажности климата важны следующие данные.

В коллекциях листовых отпечатков из кутанбулакской свиты резко преобладают покрытосеменные, а хвойные встречаются в таком же ничтожном количестве, как и в вышележащих свитах. Между тем в пыльцевых спектрах кутанбулакской свиты резко преобладает пыльца голосеменных (почти исключительно хвойных). В изучавшихся Е. Д. Заклинской образцах из разрезов чинка Сары-булак и месторождения Кара-сандык она составляет 53—64% общего количества подсчитанных зерен против 33—45% в образцах из чиликтинской свиты. На еще более резкое преобладание пыльцы хвойных указывают А. А. Чигурьева для образцов кутанбулакской свиты из месторождения Кутан-булак и Н. Н. Сигова для образцов ее из месторождения Кок-булак. Очевидно, это явление повсеместное.

Преобладание пыльцы хвойных можно объяснить общеизвестными фактами ее большой продуктивности, летучести и хорошей сохраняемости. Однако в более молодых свитах тургайской серии наблюдается гораздо большее соответствие между систематическим составом отпечатков листьев и пыльцы.

---

<sup>1</sup> На стр. 59 уже отмечалось, что магнолии чаграйской свиты относятся к листопадным представителям этого рода.

Это позволяет предполагать, что в кутанбулакское время в Северном Приаралье существовало по меньшей мере два фитоценоза: один — приречный, более гидрофильный, преимущественно широколиственный, который мы знаем по отпечаткам листьев, и другой — водораздельный, более ксерофильный, преимущественно хвойный. Остатки последнего попадали в осадки главным образом в виде пыльцы, вызывая резкое несоответствие между ее систематическим составом и систематическим составом флоры, известной нам по отпечаткам листьев.

О ксерофильном характере междуречных фитоценозов можно судить по тому обстоятельству, что в составе пыльцы хвойных резко преобладает пыльца различных сосен, обычно дающих значительно больше половины зерен пыльцы этого класса; второе место по количеству занимают настоящие кипарисы и третье — кедры. Все эти роды характеризуются большой амплитудой экологических условий существования, но осбенного развития и разнообразия их представители достигают в районах и областях недостаточного увлажнения.

Перечисленные выше вечнозеленые и вообще южные формы покрытосеменных кутанбулакской свиты — все являются ярко выраженными ксерофитами, встречаются исключительно или преимущественно в виде пыльцы и, по-видимому, вместе с хвойными принадлежали к водораздельным фитоценозам.

К очень близким выводам относительно характера кутанбулакской флоры на основании изучения других материалов пришел В. В. Лавров для территории более северных районов Арало-Тургайской низменности (Лавров, 1949; Корнилова и Лавров, 1949). Как я уже отмечала (стр. 59), в бассейне р. Кара-Тургай, в отложениях с костями пристинотерия, которые В. В. Лавров совершенно правильно считает аналогом кутанбулакской свиты, помимо обычной широколиственной тургайской флоры, он нашел в двух пунктах отпечатки листьев ксерофильных узколистных вечнозеленых кустарников. Отсюда В. В. Лавров сделал вывод, что густые широколиственные леса в начале среднего олигоцена на территории современной Арало-Тургайской низменности росли не повсеместно, а лишь в хорошо увлажненных речных долинах; на сухих же водоразделах между ними в это время продолжала существовать редкая ксерофильная флора более древнего происхождения. Остатки такой флоры реже попадали в водоемы, чем листья и древесины приречных лесов, а потому реже сохранялись в ископаемом состоянии.

Выводы В. В. Лаврова, в сочетании с данными спорово-пыльцевого анализа пород кутанбулакской свиты Приаралья, позволяют думать, что действительно влажным климат кутанбулакской эпохи был лишь в Мугоджарах, откуда стекали в это время на равнины Приаралья достаточно многоводные реки. В самом же Северном Приаралье господствовали несколько более засушливые условия, допускавшие произрастание на междуречьях лишь сравнительно ксерофильных фитоценозов.

Существование в кутанбулакское время в Северном Приаралье таких фитоценозов подчеркивается и тем обстоятельством, что немногочисленная в ее образцах пыльца травянистых растений принадлежит главным образом полыни.

В чиликтинское время субтропические ксерофиты в составе флоры Приаралья окончательно исчезают. Появляется пыльца таких влаголюбивых, как ива, и увеличивается количество пыльцы таких чисто водных растений, как *Potamogetonaceae*. Хвойные сильно сокращаются в числе, явно уступают покрытосеменным, а в их составе значительную роль приобретает болотный кипарис, в то время как кедры полностью исчезают уже в первой половине чиликтинского времени. Увеличивается количество и разнообразие травянистых растений, но среди них полынь почти исчезает.



Все это говорит о том, что в чиликтинское время климат Северного Приаралья стал более влажным, чем в кутанбулакское. Различие в характере приречных и водораздельных фитоценозов, по-видимому, сгладилось. Лесная растительность стала повсеместно более или менее одинаковой, мезофильной.

Характер изменения влажности климата в чаграйское время, т. е. в верхнем олигоцене, по составу ископаемой флоры улавливается с трудом. Судя по пыльце более северных районов Арало-Тургайской низменности (Бойцова и Покровская, 1954), в это время резко увеличилось количество травянистых растений, в том числе полыни, и почти исчез болотный кипарис, что говорит как будто о климате несколько более сухом, чем в чиликтинскую эпоху. К такому же выводу пришел П. А. Мчедlishvili (1948) на основании сравнительного изучения экологического характера листовых отпечатков флоры чаграйской свиты и более древних свит тургайской серии.

Таким образом, изучение остатков растительности говорит о том, что климат Северного Приаралья в температурном отношении становился в течение среднего и верхнего олигоцена все более прохладным. Палинолог Р. Я. Абузярова (1954), занимавшаяся исследованием того же вопроса для бассейна р. Тургай и пришедшая к близким выводам, называет климат кутанбулакского времени «теплоумеренным, близким к субтропическому», климат чиликтинского времени «теплоумеренным» и климат чаграйского времени «умеренным». В отношении же влажности климата максимум падает на чиликтинское время, т. е. на вторую половину среднего олигоцена. Климат чаграйского времени, по-видимому, был несколько более сухим, а климат кутанбулакского времени, несомненно, более сухим.

Некоторое подкрепление сделанным выводам можно получить при изучении литологии различных свит тургайской серии.

Общий умеренный или умеренно теплый климат времени отложения тургайской серии подтверждается составом обломочных минералов ее пород.

В западноевропейской литературе по петрографии осадочных пород широко распространено мнение, что свежие полевые шпаты сохраняются только в осадках эпох с суровым, арктическим или же, наоборот, с аридным климатом (Мильнер, 1934; Maskie, 1899, и др.). Существуют указания на легкую разрушаемость, в условиях влажного климата, пироксенов и амфиболитов, а также андалузита, ставролита и дистена. Многочисленные работы советских петрографов-осадочников показали, что значение перечисленных минералов как индикаторов климата преувеличено. Дистен и ставролит, например, оказались принадлежащими к числу наиболее устойчивых тяжелых минералов. Свежие полевые шпаты в настоящее время также не могут считаться исключительной принадлежностью осадков эпох с арктическим или аридным климатом.

Суммируя результаты работ в этом направлении советских петрографов, Л. В. Пустовалов (1940, т. I, стр. 422—424) пришел к выводу, что решающими факторами сохранности обломочных минералов являются дальность и длительность их переноса, а не климатические условия эпохи. Быстрый перенос и захоронение в осадке даже при влажном климате обеспечивают хорошую сохранность малоустойчивых минералов. Наоборот, при медленном переносе и многократном перемыве даже в условиях сухого климата сохраняются лишь высокоустойчивые минералы.

Обилие в породах тургайской серии свежих полевых шпатов, эпидота, доизита, роговых обманок и других малоустойчивых минералов говорит о быстром переносе их с Мугодзар, но в то же время, несомненно, и о слабом развитии процессов выветривания в эту эпоху, а следовательно, о ее умеренном климате.

О холодных зимних сезонах говорят описанные выше остроугольные обломки мугоджарских пород из руд речного генезиса и из отложений джаксыклычской свиты. Они могли быть принесены только речными льдинами во время весенних паводков. Следовательно, реки Северного Приаралья в среднем олигоцене покрывались зимой льдом.

Максимум влажности, установленный на основании характера флоры для чиликтинской свиты, соответствует тому, что только в этой свите появляются линзы, прослой и даже рабочие пласты бурого угля, совершенно отсутствующие в континентальных отложениях кутанбулакской и чаграйской свит.

Более сухой климат кутанбулакской эпохи подтверждается тем, что среди ее озерных отложений развиты слабоизвестковистые алевроитовые глины, а среди ее речных отложений существует фация мергельных гравелитов и брекчий, образовавшаяся за счет перемыва пород чеганской свиты морского палеогена. Образование пород этой фации было бы невозможно в реках зоны гумидного климата, протекающих по местности с богатой растительностью, потому что в водах с гниющими растительными остатками карбонат кальция быстро разрушается, переходя в легко растворимый бикарбонат.

Следовательно, данные литологического характера вполне соответствуют данным экологического анализа ископаемой флоры. Они в общем подтверждают вывод Н. М. Страхова о том, что «приаральские руды следует, по-видимому, считать относящимися уже к зоне умеренного климата, однако не в типичном его развитии, а в фазе, непосредственно примыкающей к климату субтропическому» (Страхов, 1947, стр. 74).

Однако новые данные позволяют уточнить этот вывод. Они свидетельствуют о том, что основная масса руд речного, лиманного и дельтового генезиса отложилась в кутанбулакскую эпоху при климате умеренно теплом и в Приаралье несколько сухом (хотя в Мугоджарах, откуда текли реки, он мог быть более влажным). В последующее, чиликтинское время, когда климат стал более влажным и несколько более холодным, рудообразование в указанных фациальных обстановках прекратилось и сместилось в заливы существовавшего на юге большого солонатоводного джаксыклычского бассейна.

Геохимическая сущность этого явления будет рассмотрена ниже.

### 3. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ЭПОХИ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ СВИТ ТУРГАЙСКОЙ СЕРИИ

Для выяснения причин приуроченности железных руд Приаралья к определенной части разреза олигоценовых отложений необходимо обратить внимание на тектоническую обстановку эпохи отложения различных свит тургайской серии.

Несколько ранее ее начала произошло общее поднятие Мугоджар, Приаралья и многих прилегающих районов. В результате этого поднятия морской бассейн, который еще в нижнем олигоцене омывал подножье Мугоджар, отступил на юго-запад, в область современного Каспийского моря и северной части Устюрта. В Северном Приаралье создались континентальные условия и начался глубокий эрозионный размыв поверхности осадков морского палеогена.

Отложение кутанбулакской свиты и вообще начало отложения тургайской серии было связано с новыми тектоническими движениями, на этот раз несколько иного характера. Судя по особенностям распространения кутанбулакской свиты (см. главу III), в это время усилилось образование унаследованных структур Северного Приаралья, т. е. поднятие отдельных антиклиналей над разделяющими их синклиналями. В это же

время началось значительное поднятие над прилегающими равнинами хребта Мугоджарских гор, который также в молодой структуре Приаралья представляет одну из унаследованных антиклиналей. Процесс поднятия Мугоджар особенно усилился в верхнем олигоцене, когда у их подножья отлагались грубые пески и галечники чаграйской свиты тургайской серии. Однако уже в эпоху отложения кутанбулакской свиты он ощущается достаточно ясно по появлению на равнинах Приаралья большого количества обломочного материала мугоджарского происхождения (см. главу III, раздел 6). Этот материал слагает кутанбулакскую свиту даже на берегах залива Перовского, в расстоянии почти 250 км от ближайших выходов палеозоя.

В кутанбулакское время и непосредственно перед ним происходило не только развитие частных структур Северного Приаралья, но и прогибание тех крупных депрессий широтного направления, которые выделены А. Л. Яншиным (1951) под названием Арало-Кызылкумского прогиба и Североустюртского прогиба. Эти прогибания сначала привели к возникновению озерного бассейна Пра-Арала и, вероятно, к понижению его уровня по сравнению с уровнем мирового океана, а затем, возможно, к прорыву в него вод майкопского моря, некоторому осолонению бассейна и резкому повышению его уровня. Это вызвало подтопление эрозионной сети, образование озерных заливов, лиманов и дельт в более южных частях Северного Приаралья и заполнение долин аллювиальными осадками в более северных его частях.

Таким образом, ясно, что именно тектонические движения привели к началу отложения тургайской серии и во многом определили палеогеографическую обстановку отложения железных руд.

Приаральские железные руды очень близки по возрасту и составу к рудам Лисаковского месторождения на правобережье верховьев р. Тобол и к рудам, которые в 1950 г. были открыты на левобережье р. Иртыш выше Павлодара. Во всех этих месторождениях железные руды залегают в самых нижних горизонтах континентальной третичной серии, относящихся к среднему олигоцену.

В верхнем олигоцене и выше по разрезу во всех указанных районах железорудные месторождения отсутствуют. Это свидетельствует о том, что на обширных пространствах Казахстана образование месторождений континентальных оолитовых железных руд было связано со временем начала поднятия палеозойских и докембрийских складчатых сооружений над прилегающими равнинами. Дальнейшее развитие поднятий привело к накоплению на этих равнинах мощного комплекса разнообразных терригенных континентальных осадков, но уже без железных руд.

#### 4. ВЛИЯНИЕ ТЕКТониКИ НА РАЗМЕЩЕНИЕ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ, МОЩНОСТЬ И КАЧЕСТВО РУД

В предшествующем изложении неоднократно отмечалось, что древние эрозионные депрессии, выполненные осадками кутанбулакской свиты, приурочены исключительно к синклиналям. В связи с этим она везде подстилается глинами чеганской свиты нижнего олигодена. На антиклиналях кутанбулакская свита не отлагалась, а чеганская интенсивно размывалась еще в среднеолигоденовое время. В результате этого обе свиты на антиклиналях часто выпадают из разрезов, и более высокие горизонты тургайской серии нередко ложатся здесь прямо на отложения саксаульской свиты.

На севере Тургайской низменности, где развитие унаследованных дислокаций к среднему олигоцену уже закончилось (Яншин, 1948), положение иное. Там рудоносная полоса Лисаковского месторождения вытяну-

та по широте на 90 км поперек простирания унаследованных структур в более древних отложениях мела и низов палеогена.

Внутри синклиналей размещение железорудных залежей кутанбулакского возраста определяется элементами существовавшего непосредственно перед их отложением рельефа и вовсе не обязательно приурочено к осевым зонам прогибов. В случае дельтового месторождения Кок-булак осевая часть Джиланской синклинали была залита водами озерного залива, и рудообразование целиком шло вне ее — у береговой линии этого залива, которая проходила по восточному крылу синклинали.

Поэтому поиски новых месторождений могут производиться в любых частях синклиналей, в пределах контура распространения отложений кутанбулакской свиты. При этих поисках важно восстанавливать элементы палеогеографии кутанбулакского времени и картировать отдельные генетические типы отложений кутанбулакской свиты, имея в виду, что только некоторые из них рудоносны.

Однако, если внутри синклиналей детали тектонического плана и не определяют размещения железорудных месторождений, то они контролируют многие особенности их строения, а отчасти также мощность залежей и качество руд.

В этом можно убедиться на ряде примеров.

Северный участок месторождения речного типа Кутан-булак, как мы видели, в плане представляет собой меридионально вытянутую рогатку (рис. 7, 9 и 38). Оба его крыла на юге сливаются в единую залежь и, следовательно, образовались одновременно — в двух соединившихся руслах небольшой реки или в русле реки и ее притока. Современный наклон слоев, измеренный по фосфоритовому слою основания чеганской свиты, составляет для этого участка 30 минут и ориентирован на запад-юго-запад, т. е. поперек простирания залежи. Таким образом, северо-западное крыло залежи является в структурном отношении более погруженным, чем северо-восточное. В связи с этим мощность руды на северо-западном крыле больше, чем на северо-восточном. Максимальная ее мощность в первом случае достигает 17,6, а во втором 12,9 м; средняя мощность в первом случае 7,3, а во втором 4,5 м. Еще больше разница в мощностях всей рудоносной толщи, так как на северо-западном крыле руда переслаивается пустыми породами, которых на северо-восточном крыле залежи почти нет.

Месторождение речного генезиса Талды-эспе представляет в плане неправильную дугу, выпуклую на запад (рис. 13). Погружение слоев в пределах всего месторождения — западное. В связи с этим наиболее погруженной в структурном отношении оказывается выпуклая на запад часть залежи, представляющая ее Центральный участок. Кровля руды здесь лежит приблизительно на отметке 140 м и местами даже несколько ниже, в то время как на северо-восточном конце месторождения она поднимается до 155 м, а на юго-восточном до 150 м.

Тектонические закономерности распределения мощностей на этом месторождении несколько затушевываются существованием вдоль юго-восточного края его Северо-восточного участка глубокой, узкой эрозионной ложбины, заполненной рудами. Мощность руды в ложбине достигает 25 м, вследствие чего и средняя мощность ее на Северо-Восточном участке (3,3 м) несколько выше, чем на Центральном (3 м). Однако, если исключить из подсчета выработки, прошедшие руду в пределах этой узкой ложбины, то окажется, что наибольшие мощности ее приурочены к Центральному участку, а к обоим структурно приподнятым концам рудной залежи они убывают.

Несколько более сложные, но в конечном счете очень четкие и интересные связи между деталями тектоники и мощностями, а также каче-

ством рудных тел существуют на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак. Структурная карта этих участков дана на рис. 23 и описана на стр. 128—129. Из нее видно, что в пределах месторождения от расположенной восточнее Тасаранской антиклинали отходит несколько «структурных носов», погружающихся к юго-западу. Эти «структурные носы» разделены синклинальными прогибами второго порядка, которые к юго-западу, в сторону осевой части Джиланской синклинали, наоборот, расширяются.

Из сравнения структурной карты (рис. 23) и плана рудных залежей (рис. 28) можно видеть, что в целом рудоносная полоса сечет эти мелкие структуры и не считается с их контурами. Лишь ограничение рудной полосы на севере и на юго-востоке связано с явными структурными поднятиями.

Наклоненные рудные залежи дельтовой фации кутанбулакской свиты на севере и в центральной части полосы своего распространения почти не заходят выше стратоизогипсы подошвы чаграйской свиты, равной 240 м, а на юге даже ограничены стратоизогипсой 220 м. Отсутствие прямой и правильной связи контуров рудной полосы с рисунком стратоизогипс на структурной карте вполне понятно. Во-первых, эта карта составлена по горизонту, более молодому, чем руды, т. е. отражает в основном план «послерудной» тектоники. Во-вторых, в момент возникновения наклонных рудных залежей дельтового генезиса их размещение определялось не тектоникой, а рельефом, который в основном имел эрозивное (а в данном случае эрозивно-аккумулятивное) происхождение и лишь в какой-то мере отражал также и существовавшую к тому времени структуру района.

Однако детальное изучение строения рудных залежей в разных структурных условиях говорит о том, что в кутанбулакское время существовали далеко идущие связи между осадкообразованием и тектоникой.

На структурной карте можно видеть, что оба временных поселка геологоразведочной партии оказались расположенными в осевых частях двух пересекающих рудную полосу синклиналей. Такое положение их выявилось, конечно, много позднее их постройки, но отнюдь не является случайным. Именно вокруг этих поселков, т. е. строго в осевых зонах обеих синклиналей, расположены сгущения выработок, которые на остальной площади месторождения проходились по значительно более редкой сетке. Для сгущения выработок, т. е. для разведки руд по более высоким категориям, на основании первого поискового этапа работ были выбраны места, в пределах которых руда наклонных линз имеет наибольшую мощность и наилучшее качество. Таким образом, уже сравнение плана выработок и структурной карты говорит о том, что руды Северного и Центрального участков Кок-булака имеют наибольшую мощность и наилучшее качество там, где их полоса пересекает участки синклинального строения.

К сожалению, мы не располагаем достаточно полными данными по каждой выработке месторождения Кок-булак, чтобы подтвердить этот вывод картой изопахит руды внутри каждой залежи и картой изолиний средних по выработке содержания железа. Однако некоторые цифровые данные для иллюстрации сделанного заключения имеются.

Из сравнения структурной карты и плана рудных линз можно видеть, что в пределы «структурного носа», разделяющего два синклинальных участка сгущения выработок, попадают рудные линзы 7 и 9, южная часть линзы 1 и северные части линз 10 и 11. За исключением центральной части линзы 8, все это маломощные рудные тела (до 10 м), переслоенные безрудными породами и сложенные главным образом сильно песчанистыми разновидностями руды, содержащими в пометровых пробах не более 35—36% железа. Такой же характер носит руда в северном окончании линзы 1, кото-

рое находится на склоне поднятия, ограничивающего в этом направлении распространение рудоносной полосы.

Напротив, наибольшей мощности (56 м) руда достигает в линзе 6, которая имеет наиболее низкое структурное положение. Скви. 873, в которой руда длинной линзы 1 достигает максимальной мощности (40 м), расположена строго на оси пересекаемого этой линзой Северного синклинального прогиба. Очень недалеко от оси Южного прогиба расположена скв. 203, в которой максимальной мощности (53 м) достигает руда линзы 11. Линза 10 имеет максимальные мощности руды (40 м в скв. 62) у своего южного конца, который наиболее близок к оси южного прогиба, а линза 15 по той же причине, наоборот, — у своего северного конца (32 м в скв. 18). В удаленных от оси прогиба концах этих линз мощности руд резко падают.

Из сравнения средних цифр содержания железа в зонах сгущения выработок, где запасы подсчитывались по более высоким категориям, и на их периферии, где запасы подсчитывались по более низким категориям, видно улучшение качества руды в синклинальных прогибах. Как уже отмечалось, первые зоны отвечают осевым частям синклинальных прогибов, а вторые — структурно приподнятым площадям. На Северном участке в рудах зоны сгущения выработок среднее содержание железа равно 42,05%, а в рудах ее периферии 37,94%. На Центральном участке соответствующие цифры составляют 41,30 и 37,80%. Таким образом, влияние структурного плана не только на распределение мощностей рудных тел Кок-булака, но и на чистоту их рудного материала, т. е. на качество руды, несомненно.

Приведенные примеры могут быть поняты только в том случае, если допустить, что наблюдаемые сейчас структуры третичных отложений Северного Приаралья формировались во время отложения пород кутанбулакской свиты, т. е. являются по отношению к ним конседиментационными. Этот факт объясняет и отсутствие кутанбулакской свиты на сводах крупных антиклиналей.

Практический вывод из сказанного сводится к тому, что хотя составление структурных карт по подошве чаграйской свиты или по другому опорному горизонту не может помочь поискам новых месторождений, — оно очень важно для прогнозов распределения руд разной мощности и разного качества в пределах уже открытых рудоносных площадей.

Все сказанное выше относится только к рудам кутанбулакского возраста. Озерные рудные залежи джаксыккычской свиты не обнаруживают в своем распространении какой-либо связи с площадями синклиналей, но скорее, наоборот, тяготеют к сводам антиклиналей, которые на дне джаксыккычского бассейна образовывали зоны отмелей и мелководий. Рудная залежь Южного участка Кок-булака поднимается своим южным концом почти на свод Тасаранской антиклинали, а рудная залежь Джангиз-тубе своей западной окраиной приближается к сводовой части антиклинали Малых Барсуков. Мелкие залежи столовых останцов Джаксыбуташ и Уш-чоко, которые мы также относим предположительно к джаксыккычской свите, лежат прямо на своде крупной Куландинской антиклинальной зоны. Наоборот, в осевых зонах синклиналей в отложениях джаксыккычской свиты никакие признаки оруденения не замечены (Сарыбулак, западная часть береговых обрывов залива Перовского, гора Джаксы-кыч).

Несмотря на противоположные тенденции в распространении, рудные залежи джаксыккычской свиты, как и кутанбулакские, в своем строении испытывают влияние конседиментационных тектонических движений. Так, при описании Южного участка Кок-булака отмечалось, что мощность джаксыккычской свиты в его пределах по мере удаления от свода Таса-

ранской антиклинали возрастает с 13,6 до 41—42 м. Такое увеличение мощности свиты часто сопровождается увеличением мощности рудоносного интервала, но всегда — уменьшением рудонасыщенности и суммарной мощности слоев руды. На юге участка, т. е. ближе к своду антиклинали, суммарная мощность руды колеблется от 12 до 20 м, составляя свыше 80% мощности свиты. На севере же участка, т. е. в удалении от свода антиклинали, суммарная мощность прослоев руды не превышает 5—9 м, причем эта цифра составляет не более 25% мощности свиты.

Такую же, в сущности, картину можно наблюдать на месторождении Джангиз-тубе. В структурно приподнятой западной его части руда залегает одним сплошным слоем мощностью от 1,5 до 1,9 м. Восточнее мощность рудоносного интервала достигает 7 м, но руда расклинивается большим количеством прослоев песка и алевроита и в сторону осевой зоны Чокусинской синклинали постепенно исчезает.

Таким образом, мы видим, что рудные залежи и кутанбулакской и джаксыклычской свит в своем распространении и строении обнаруживают определенную связь с тектоникой Северного Приаралья, но связь эта для руд разного возраста выражена по-разному.

---

## ХИ. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЗИСА ЖЕЛЕЗНЫХ РУД СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

### 1. ИСТОЧНИК ЖЕЛЕЗА РУД СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ

При изучении генезиса различных рудных месторождений всегда возникает вопрос об источнике того элемента, концентрация которого привела к образованию полезного ископаемого. Иногда ответить на этот вопрос бывает очень трудно и приходится довольствоваться лишь более или менее достоверными гипотезами. В более редких случаях на него можно ответить точно, исходя из структуры и состава породы, которая является полезным ископаемым. Железные руды Приаралья относятся к категории таких сравнительно редких случаев.

Явно переотложенный характер большей части оолитов во всех типах руд Приаралья заставляет прежде всего ставить вопрос о том: не являются ли эти руды вообще переотложенными, не представляют ли они продукт перемыва пород каких-то других, более древних месторождений оолитовых железных руд, расположенных севернее или северо-западнее, ближе к Мугоджарам или в самих Мугоджарах?

На этот вопрос можно дать вполне определенный отрицательный ответ.

В о - п е р в ы х, территория Северного Приаралья и Мугоджар в настоящее время достаточно изучена для того, чтобы утверждать, что никаких оолитовых железных руд в отложениях, более древних, чем средний олигоцен, здесь нет. Ложем осадков тургайской серии до самого подножья Мугоджар являются породы различных свит морского палеогена, которые ни в одной своей фации не содержат даже единичных рудных оолитов. Отложения мела и юры в среднеолигоценное время были полностью перекрыты слоями морского палеогена и не размывались. Следовательно, их состав не имеет значения для наших выводов. Однако большое количество пробуренных за последние годы скважин показало, что в отложениях мела и юры Северного Приаралья также никаких оолитовых руд нет.

Что же касается самого древнего массива Мугоджар, то вся его территория детально исследована геолого-съемочными и тематическими партиями. Кроме того, здесь проводилось в разное время большое количество поисковых и разведочных работ на уголь, золото, медь, никель, бокситы, полевые шпаты, слюду, известняки, огнеупорные глины, титановые руды и оптические минералы. Мугоджары не только исхожены геологами, но ископаны шурфами и канавами буквально вдоль и поперек. И ни одна из партий никогда никаких оолитовых железных руд здесь не встречала. Учитывая «густоту» проводившихся ра-



бот, можно с полной уверенностью утверждать, что такие руды здесь отсутствуют.

Следовательно, не существовало источника, в результате размыва которого могли бы образоваться олигоценовые железные руды Приаралья, если считать их перемытыми.

Во-вторых, никакой удаленный источник не мог бы дать таких масс, а главное таких концентраций оолитового материала, которые имеются в рудах Приаралья. Изучение черных сыпучих руд показало, что на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак они состоят в среднем на 92,8% из оолитов и всего на 7,2% из зерен кварца и других немагнитных минералов. Породы такого состава образуют не тонкие прослойки, в которых концентрация тяжелых оолитов может быть объяснена волнением в зоне прибой или другими природными шлихообразующими процессами. Они слагают тела по несколько километров длиной, несколько сотен метров шириною и мощностью в центре свыше 30 м. При переносе оолитов из удаленного источника такие тела образоваться не могли. Оолиты несомненно были бы по дороге перемешаны с равными им по весу зернами кварца и других обломочных минералов, разубожены и, вероятно, перестали бы представлять собой руду. Исключительно высокая концентрация оолитов в рудах Приаралья может быть понята, только исходя из предположения, что они образовались где-то поблизости и претерпели сравнительно недалекий перенос. При этом необходимо допустить, что в места их образования из Мугоджар доносился, за редкими исключениями, только мелкий обломочный материал (мелкозернистый песок, алевроит, глина). Образовавшиеся оолиты были крупнее и тяжелее этого материала, поэтому при дальнейших размывах и перемещениях (главным образом по руслу реки) обломочный материал отмывался и уносился дальше оолитов, а последние концентрировались.

В-третьих, гипотеза о перемысле более древних рудных залежей опровергается строгой приуроченностью всех третичных железорудных месторождений, не только Северного Приаралья, но также севера Тургайской низменности и Прииртышья, к отложениям среднего олигоцена. Речные отложения широко развиты и в других горизонтах третичного разреза, например в верхнем олигоцене. Области сноса в это время продолжали оставаться такими же, как и в кутанбулакскую эпоху. Однако в верхнем олигоцене (чаграйская свита) никаких железных руд нет. Следовательно, в отложениях среднего олигоцена они образовались не в результате перемыва каких-то древних рудных залежей, а вследствие существования именно в это время комплекса условий, благоприятствовавших возникновению оолитов.

В-четвертых, по-видимому, далеко не все оолиты руд Приаралья являются переотложенными. В глубоких неокисленных частях рудных залежей иногда в изобилии встречаются почти чисто хлоритовые оолиты, не несущие признаков раздробления или окисления. В главе IX отмечалось, что состав хлоритов в таких оолитах близок к составу хлоритов их цемента, хотя изменяется в разных частях одной и той же рудной залежи. По-видимому, такие оолиты или лежат на месте своего образования, или претерпели самый незначительный перенос. Они никак не могут быть продуктом перемыва материала удаленных рудных залежей более древнего возраста. Кроме того, хлоритовые псевдооолиты, хлоритово-сидеритовый цемент, прослойки неоолитового сидерита и анкерита, без сомнения, не являются переотложенными. Эти формы выделения рудного вещества говорят о том, что в среднеолигоценое время на дне бассейнов различного типа происходило концентрированное осаждение железа, а в осадке шло диагенетическое преобразование его минералов. Такие процессы нельзя отрывать от образования оолитов. Нельзя пред-

ставить себе, что последние были чужды среднеолигоценовому рудообразованию и случайно приносились в это же самое время в зону седиментации за счет разрушения и механического переноса материала каких-то более древних залежей.

Наконец, в - п я т ы х, перемыв оолитов, синхроничный эпохе их образования, представляет собой общую особенность оолитовых железных руд любого возраста и происхождения. Для протерозойских оолитовых руд Трансвааля на это указывает П. Вагнер (Wagner, 1928), для протерозойских руд района Верхнего Озера — Х. Джемс (James, 1951), для клинтонских руд (силур Аппалач) — Ч. Смит (Smith, 1911), для ордовичских руд Северного Уэльса — В. Пульфрей (W. Pulfrey, 1933), для палеозойских руд Нормандии, Бретани и Арденн — Л. Кайе (Cayeux, 1909), для юрских руд: Линкольншира — А. Халлимонд (Hallimond, 1925), Нортхемптона — Д. Тэйлор (Taylor, 1949), Йоркшира — Р. Расталь и Ф. Хемингуэй (Rastall and Hemingway, 1940), Лотарингии — Д. Бишелон и П. Анго (Bichelon et Angot, 1939), С. Кайер и Ф. Краут (Caillère et Kraut, 1953) и М. Люциус (Lucius, 1954), Швейцарии — И. Штауффахер (Stauffacher, 1917) и Л. Деверин (Déverian, 1945), Западной Германии — Ф. Гауб (Gaub, 1910); для меловых и третичных оолитовых руд восточного склона Урала — В. А. Глазковский (1954) и И. П. Новохатский (1951), для керченских руд — В. Ф. Малаховский (1956) и А. У. Литвиненко (1956).

По-видимому, нет оолитовых руд, не несущих явных признаков перемыва. Вероятно, это имеет какой-то глубокий генетический смысл, пока еще не вполне понятный. «Первичных» оолитовых руд, состоящих из оолитов, находящихся на месте своего образования, не существует. В этом отношении они все и всегда «вторичны». Поэтому предположение об образовании за счет перемыва более древних рудных залежей может быть адресовано любому месторождению оолитовых железных руд мира. А раз так, то подобное предположение становится абсурдным.

Таким образом, приходится признать, что оолиты среднеолигocenовых руд Северного Приаралья, несмотря на многочисленные признаки перемещения их большей части после своего образования, возникли в ту же среднеолигocenовую эпоху и в большинстве случаев претерпели не очень далекую транспортировку.

Некоторые соображения о возможных условиях их формирования будут изложены ниже.

Теперь обратимся к вопросу о том, какой источник дал сотни миллионов тонн железа, сконцентрированных в рудах Приаралья?

Н. М. Страхов (1947) убедительно показал, что для образования осадочных рудных концентраций железа не во всех случаях обязательно его высокое содержание в выветривающихся и размывающихся породах площади водосбора данного бассейна. Он привел выводы Б. Аарнио и Б. Науманна о том, что современные озерные руды Финляндии и Швеции образуются за счет выноса железа, происходящего при подзолообразовании на морене и других ледниковых отложениях. Руды Липецкого бассейна, руды эйфельского типа в Германии, бобово-рудная формация Швейцарии, «долинные руды» Аппалачей и современные болотные руды в долинах рек Северной Германии, в Белоруссии, в Ленинградской и Горьковской областях также могут служить, по его мнению, примером отсутствия связи между образованием железных руд и распространением пород с повышенным содержанием железа.

Однако в других случаях образование осадочных железных руд все же определенно связано с выветриванием и размывом более древних, преимущественно изверженных пород, богатых железом. Н. М. Страхов (1954, стр. 677) пишет, что «... в Европе озерно-болотные руды во многих случаях

льнут к районам, где развиты главным образом основные и ультраосновные, обогащенные силикатным железом породы, и это сказывается не только на концентрации Fe, но и на других особенностях химического состава руд, в частности, на наличии и количествах малых элементов (V, Cr, Ni, Co, As, Cu и др.)».

Для Карелии связь рудоносных озер с площадями развития диабазов отмечал также П. М. Гаевский (1923), мезозойские руды Малкинского месторождения на Северном Кавказе, Халиловского на Южном Урале и Режевского на восточном склоне Среднего Урала тесно связаны в своем распространении со змеевиками различного возраста. Источником железа алапаевских руд Б. П. Кротов (1936) считает основные эффузивы девона. Железные руды в протерозое района Верхнего озера (Северная Америка), по общему мнению, образовались за счет выноса железа из зеленокаменных пород более древней «формации киуэтин» (Gruner, 1922). Источник железа приаральских руд надо также скорее всего искать в зеленокаменных породах Мугоджар, богатых этим элементом.

В главе III было показано, что обломочный материал кутанбулакской свиты (так же, как и других свит тургайской серии) имеет мугоджарское происхождение и что появление в ней железных руд всегда сопровождается сильным погрубением этого обломочного материала. В конгломератных рудах северной части Чокусинской синклинали появляется даже галька кварца, кремнистых сланцев, диабазов и порфиритов. Следовательно, отложение железных руд соответствовало моментам усиления силы течения рек, приносивших обломочный материал из Мугоджар. Уже это обстоятельство позволяет думать, что соединения железа, послужившие для образования железных руд, также поступали с Мугоджар.

Некоторое подтверждение такого предположения можно получить из сравнения спектральных анализов железных руд и пород морского палеогена. Железные руды Приаралья, судя по данным спектральных и, отчасти, химических анализов, содержат небольшую примесь самых разнообразных элементов. Это свойственно железным рудам большинства осадочных месторождений, кроме диагенетических сидеритовых руд (Архангельский и Копченова, 1934, 1935). Такие элементы, как ванадий, медь и никель, могли быть извлечены из глин морского палеогена, где они также обнаруживаются, хотя и в очень малых концентрациях. Однако кобальт, присутствующий почти во всех образцах железных руд, а также хром, обнаруженный во многих образцах, и цинк, встреченный в рудах Кутан-булака, не были обнаружены спектральными анализами ни в одном образце пород морского палеогена. Можно предположить, что они поступали с Мугоджар. Это до некоторой степени подтверждает мугоджарское происхождение железа, примесями к которому они являются.

Интересно, что глины и пески чеганской и саксаульской свит, судя по имеющимся анализам, очень бедны фосфором. Количество  $P_2O_5$  в них ни в одном изучавшемся образце не превышает 0,22%, а обычно измеряется сотыми долями процента. Между тем в рудах фосфор является постоянным и довольно заметным по количеству элементом, а заключенные в рудах фитоморфозы на 70—80% состоят из фосфатов кальция. Если не прибегать к гипотезе о биогенном накоплении фосфора в водах самих бассейнов кутанбулакской эпохи, то приходится допустить, что он также поступал с Мугоджар, где источником его могли быть богатые апатитом породы докембрия и герцинские граниты.

В пользу приноса железа из областей развития палеозойских и докембрийских пород Уральской складчатой системы говорят наблюдения над распространением руд в Лисаковском месторождении (верховья р. Тобол), которое по возрасту и условиям образования очень близко к речному генетическому типу месторождений Северного Приаралья.

Широтная рудоносная полоса Лисаковского месторождения вытянута более чем на 90 км, причем если в восточном конце полосы руды, как и в Приаралье, лежат над мощной толщей морских палеогеновых отложений, то западный ее конец выходит за пределы распространения этих отложений и расположен прямо на палеозое или на глинистой коре выветривания палеозойских пород (район оврага Котюбок). Снос материала по древней рудоносной долине Лисаковского месторождения происходил с запада на восток, с Южного Урала в направлении к осевой зоне Тургайской впадины. Это легко доказывается анализом фациальной изменчивости самих руд и рудовмещающих пород. Поскольку верхняя по течению часть древней реки лисаковской рудоносной полосы лежит уже в области сплошного развития палеозойских пород, постольку очевидно, что в данном случае источником железа могли служить только эти древние породы или продукты их выветривания, но не породы морского палеогена.

Тот же вывод можно по аналогии перенести и на руды Северного Приаралья.

Наконец, существует еще одно доказательство мугоджарского происхождения железа, сконцентрированного в рудах Приаралья. Оно, пожалуй, более убедительно, чем все приведенные выше соображения.

Как доказывалось выше, значительная часть рудных залежей Приаралья отложилась в руслах или в устьях рек, верховья которых лежали в области Мугоджар. Однако у этих рек должны были существовать небольшие притоки, бассейны которых не доходили до Мугоджар и располагались полностью в области развития пород морского палеогена. Наносы этих притоков, в противоположность наносам основных речных долин, не должны содержать мугоджарского обломочного материала, поскольку его не содержат или содержат очень мало породы морского палеогена (см. раздел 6 главы III).

Среди речных отложений кутанбулакской свиты удалось обнаружить фацию, образование которой было связано с местным размывом пород морского палеогена. Это мергельные гравелиты, описанные в разделе 2 главы III (стр. 23—26), и сопровождающие их песчано-алевритовые породы. Выше было установлено, что сами гравелиты образовались в результате раздробления, перемыва и окатывания мергелей и анкеритов, залегающих конкрециями, линзами и невыдержанными прослоями внутри глин чеганской свиты.

Более детальный минералогический анализ подтвердил, что в места отложения мергельных гравелитов обломочный материал из Мугоджар совсем не поступал. Песчаная и алевритовая фракции нерастворимого остатка мергельных гравелитов состоят из одного кварца, без примеси зерен полевого шпата. Тяжелая часть этих фракций составляет всего 1,24—1,65%. В ней преобладают зерна различных рудных минералов, но в своей нерудной части она состоит на 60—70% из зерен четырех минералов: силлиманита, ставролита, дистена и циркона. Тот же состав обнаруживают легкая и тяжелая фракции алевритов и мелкозернистых песков, переслаивающих мергельные гравелиты, с той разницей, что в некоторых прослоях в них появляется значительное количество чешушек мусковита и серицита.

Такой состав песчаных и алевритовых фракций резко отличен от обычного состава терригенных минералов пород кутанбулакской свиты, но близок к составу обломочных минералов пород морского палеогена. Он свидетельствует о том, что не только более крупный материал гравелитов (мергельный гравий), но и сопровождающий его мелкий песчаный и алевритовый материал имеет не мугоджарское, а местное происхождение. В более молодых свитах тургайской серии такие исключения вообще не наблюдаются. Они были возможны лишь в кутанбулакское время, когда

осадконакопление происходило в отдельных эрозионных депрессиях рельефа, между которыми еще оставались большие площади, сложенные размывавшимися породами морского палеогена.

Мергельные гравелиты по механическому составу очень близки к железным рудам. Среди них есть более мелкозернистые разности, соответствующие оолитовым разностям руд (обр. 982 и 991 табл. 4 на стр. 24), и более грубозернистые разности, соответствующие мелкогалечным конгломератовым рудам (обр. 980 той же таблицы). Они имеют одинаковую с рудами направленную косую слоистость речного типа. Они несомненно представляют собой, подобно рудам месторождений первого генетического типа, русловые отложения, но образовались в долинах небольших рек местного водосбора, не восходивших своими вершинами к Мугоджарам. И несмотря на близость гидродинамических условий отложения, ни в одном пункте развития мергельных гравелитов (Промежуточная балка месторождения Кутан-булак, остров Барса-кельмес, выходы вдоль тракта Джу-салы — Карсакпай и др.) не было встречено ни одной, хотя бы маленькой, прослойки оолитовых железных руд. Это тем более показательно, что очень редкие одиночные оолиты в мергельных гравелитах встречаются. Следовательно, условия для образования рудных оолитов в руслах рек местного водосбора в кутанбулакское время были. Однако железа в этих случаях хватало лишь на одиночные оолиты и прослойки руды не возникали. В руслах же рек, несших мугоджарский обломочный материал, возникали мощные рудные залежи. Это явно свидетельствует о том, что источником железа месторождений Северного Приаралья являлись Мугоджары. Можно предполагать, что главным поставщиком железа внутри Мугоджар служили основные зеленокаменные породы силурийского возраста, слагающие западный хребет этого горного сооружения. В отчетах Г. И. Водорезова и статьях А. Л. Чумакова, перечисленных на стр. 49, говорится, что они представлены разнообразными диабазами и спилитами, мощностью до 4000 м, образцы которых содержат от 8,75 до 11,50% металлического железа.

Д. Г. Тэйлор (Taylor, 1949) в работе о железных рудах Нортхемптона и Б. П. Кротов в статьях, опубликованных за последние годы (1951, 1953<sup>1</sup>, 1955), а также В. Ф. Малаховский (1956) применительно к рудам Керченского месторождения утверждают, что для образования осадочных железорудных месторождений необходимо предварительное возникновение латеритной коры выветривания с высокой концентрацией в ней железа. Только за счет размыва таких кор выветривания возникают, по их мнению, вторичные рудные концентрации в осадках.

На основании материалов по Северному Приаралю трудно судить о справедливости этих представлений для различных железорудных районов и месторождений. Однако возможно, что для руд Приаралья такое предположение в известной степени справедливо. Зеленокаменные породы Мугоджар, вследствие значительных молодых поднятий зоны их развития, слагают в настоящее время голый скалистый хребет и не несут никакой коры выветривания. Однако в палеогене, до нижнего олигоцена включительно, их рельеф был, по-видимому, очень выровненным. Об этом свидетельствует развитие в верхах тасаранской свиты и в чеганской свите глинистых, а не песчаных фаций непосредственно у западного подножья Мугоджар и на плоских междуречьях их восточного склона. Климат эоцена и нижнего олигоцена, судя по обилию пыльцы вечнозеленых и крупным раковинам моллюсков, был достаточно теплым и влажным для развития процессов глубокого выветривания. Лишь в отложениях саксаульской свиты, т. е. самого конца эоцена, появляются пыльца суккулентов и отпечатки узких кожистых листьев наземной флоры, которые говорят о том, что климат стал сухим и даже пустынным.

Таким образом, предпосылки для образования в эоцене и нижнем олигоцене на зеленокаменных породах Мугоджар железистой коры выветривания — имелись. Как косвенное доказательство ее существования, можно рассматривать отсутствие даже вблизи от Мугоджар неустойчивых к выветриванию терригенных минералов среди пород различных свит морского палеогена.

Открытие к востоку от Тургайской низменности, в Амангельдинском районе Карагандинской обл., крупных месторождений бокситов нижнеэоценового или палеоэоценового возраста также говорит о развитии в это время на участках суши современного Казахстана процессов тропического или субтропического выветривания.

Однако палеогеновая железистая кора выветривания Мугоджар вряд ли могла быть мощной. Об этом говорят два факта. Во-первых, отсутствие каких бы то ни было ее корней. Во-вторых, тот факт, что уже начиная с самых нижних слоев кутанбулакской свиты (за исключением ее речных отложений местного происхождения) появляется комплекс терригенных минералов, в легкой фракции которых большую роль играют свежие полевые шпаты, а в тяжелой — эпидот и цоизит (см. раздел 6 главы III). Начавшиеся на рубеже нижнего и среднего олигоцена поднятия зеленокаменной полосы Мугоджар привели к тому, что в первых же порциях поступившего оттуда в Приаралье через гидрографическую сеть материала вместе с железом, источником которого могла быть кора выветривания, появились свежие продукты механического разрушения порфиритов, диабазов и спилитов. Это указывает на то, что кора выветривания перечисленных пород в начале кутанбулакского времени, если и существовала, то была очень маломощной.

## 2. ВЕРОЯТНЫЕ ФОРМЫ ПЕРЕНОСА ЖЕЛЕЗА

Железорудные залежи кутанбулакской свиты, как было установлено выше, отложились частью в руслах рек, частью в различных обстановках перед их устьем. Отсюда естественно предположить, что железо, образовавшее эти залежи, переносилось реками.

По поводу возможности переноса реками значительных количеств железа и образования рудных концентраций этого железа существуют разные точки зрения.

В старой литературе по рудным месторождениям часто высказывались предположения о том, что воды рек в определенной климатической и геоморфологической обстановке могут переносить большие количества растворенного железа и быть источником его рудных концентраций. Однако эти предположения не подтверждались специальными работами.

Первые широкие исследования форм миграции железа в речных водах были произведены Н. М. Страховым. Уже в 1947 г., на основании собранных к этому времени данных, он пришел к выводу о том, что режим крупных рек неблагоприятен для образования рудных концентраций железа и что последние должны были возникать в результате переноса его частью небольшими речками и ручьями, частью же грунтовыми водами.

В 1948 г. опубликовано его специальное исследование по этому вопросу, в котором он установил, что во всех современных больших и малых реках, включая реки таежной зоны и тропического пояса, железо переносится преимущественно не в виде растворов, а в виде взвесей. Небольшие же количества переносимого в растворах железа, частью в процессе его речной миграции, частью в прибрежной зоне озер и морей против устья рек, выделяются в виде мельчайших частиц геля гидроокиси, которые в дальнейшем с наиболее тонкими взвесями уносятся в центральные области седиментационных бассейнов.

На основании этих данных Н. М. Страхов пришел к выводу, что речной перенос не является источником рудных концентраций и что последние обязаны своим возникновением главным образом высачиванию богатых бикарбонатами железа грунтовых вод в прибрежной зоне озер и морей, а отчасти также глубинным течениям, которые выносят в эту прибрежную зону воды, относительно богатые растворенным железом.

В более поздней своей работе (1954) Н. М. Страхов пишет, что гидрохимический режим рек, наблюдаемый в современную эпоху, не может считаться характерным для прошлых геологических периодов. В связи с этим он возвращается к точке зрения, высказанной им в 1947 г., согласно которой перенос железа малыми реками играл существенную роль в образовании части осадочных месторождений его руд.

Действительно, когда не существовало эрозии почв, явившейся следствием их многовековой распашки, и когда реки умеренного и субтропического поясов протекали в сплошных девственных лесах, роль растворенных компонентов в переносе ими минеральных веществ должна была быть относительно более значительной, чем в современную эпоху.

Различием в геохимическом режиме современных и древних рек, может быть, и объясняется практическое отсутствие оолитовых железных руд среди современных осадков, потому что железистые ооиды, обнаруженные О. Пратъе (Pratje, 1930) на дне Северного моря, — это, как справедливо пишет Н. М. Страхов (1947, стр. 139), «еще не руды, а относительно небольшие концентрации железа в осадке».

Возвращаясь к изучавшимся нами месторождениям, мы должны сказать, что перенос железа, образовавшего руды Приаралья, вряд ли происходил в виде взвесей. Если бы оно переносилось реками таким образом, то концентрировалось бы в наиболее тонких речных осадках, а в значительной своей части вообще уносилось бы в те бассейны, в которые эти реки впадали. Приуроченность руд к наиболее грубым фациям речных осадков может быть объяснена только предположением, что соединения железа осаждались из каких-то растворов, причем осаждались не в виде мельчайших гелёвых частиц, которые уносились бы водой, а в виде концентров вокруг обломочных зерен разного состава и происхождения (т. е. образуя оолиты), и в виде цемента между обломочными зёрнами и оолитами.

В то же время перенос железа, образовавшего руды Приаралья, вряд ли мог осуществляться грунтовыми водами. Во-первых, мы уже установили, что рудные залежи возникали только в речных долинах, восходивших верховьями к Мугоджарам. Уже это говорит в пользу поверхностного, а не подземного переноса железа. Во-вторых, подземное высачивание не может объяснить форму рудных тел, вытянутых в виде очень длинных полос вдоль русел рек. Наконец, в-третьих, следует напомнить, что породы кутанбулакской свиты вложены в депрессии, дно и борта которых состоят из водоупорных глин морского палеогена. Следовательно, никакого подпитывания речных долин грунтовыми водами из более древних отложений происходить не могло.

Единственный возможный путь проникновения грунтовых вод к местам образования железных руд, — это просачивание их через аллювий тех долин, по которым происходил снос с Мугоджар обломочного материала. Но воды подрусловых аллювиальных потоков, как показывает практика гидрогеологических и гидротехнических исследований, гидродинамически тесно связаны с водами русел и потому очень близки им по составу во всех тех случаях, когда аллювий имеет небольшую мощность и представлен песчаными осадками. Лишь в мощных, сложно построенных аллювиальных комплексах, с глинистыми горизонтами между песчаными

пачками и с подпитыванием нижних слоев аллювия грунтовыми водами из коренных пород, наблюдаются существенные отличия состава аллювиальных вод от русловых (Яншина, 1952). Однако и в этих случаях воды верхних горизонтов аллювия близки по составу, в частности по содержанию железа, к водам русловым.

Следовательно, допуская перенос железа в растворенном состоянии подрусловыми аллювиальными водами олигоценых рек Приаралья, надо допустить такую же форму переноса его в поверхностном русловом потоке. В условиях влажного климата масса воды, протекающей в русле, всегда неизмеримо больше массы воды, протекающей в аллювии; поэтому и в Приаралье следует допускать перенос железа главным образом поверхностными водами.

По вопросу о возможных формах переноса растворенного железа поверхностными водами существует большая литература.

Гидрат окиси железа при обычных для речных вод значениях рН имеет ничтожную растворимость и в виде истинных растворов окиси он не может переноситься в сколько-нибудь заметных количествах<sup>1</sup>.

В связи с этим по поводу формы переноса растворенного железа речными водами высказывались самые разнообразные предположения. В литературе по железным рудам можно найти указания на то, что железо переносилось реками в виде бикарбонатов, хлоридов, сульфатов и силикатов закиси, в виде гуматов закиси и окиси, т. е. солей органических кислот, в виде гидрозолей силиката закиси, в виде гидрозолей окиси, стабилизированных органическими веществами или золем кремнезема, и т. д. В большинстве случаев эти мнения представляют не результат каких-либо исследований, а только предположения, связанные с механическим перенесением на природные условия лабораторных данных о растворимости различных соединений железа.

Исследования возможных и реально существующих форм переноса растворенного железа поверхностными водами сравнительно немногочисленны. Они начинаются опубликованной в 1922 г. работой Д. В. Грюнера (Grüner), который на основании большого количества экспериментальных данных пришел к выводу, что основные количества растворенного железа переносятся поверхностными водами в какой-то связи с органическими коллоидами и органическими кислотами, а не в виде солей минеральных кислот. В частности, он показал сильное пептизирующее действие на водную окись железа органических веществ, заключенных в торфе, и устойчивость получающегося коллоидного раствора в средах различной кислотности, вплоть до морской воды<sup>2</sup>.

В 1929 г. Е. С. Муром и Д. Е. Мейнардом (Moog and Maunard) опубликовано специальное исследование о растворении, переносе и осаждении железа и кремнезема. На основании экспериментов и изучения различных природных вод они пришли к выводу, что растворенное железо присутствует в заметных количествах лишь в водах, содержащих органическое вещество, и что этими водами оно переносится главным образом в виде гидрозолы окиси, стабилизированного органическими коллоидами. Лишь

<sup>1</sup> Устойчивость катиона трехвалентного железа в растворе зависит от аниона, с которым оно ассоциировано. По С. П. Кравкову (1937), оно начинает выпадать в осадке в виде гидроокиси из сульфатных систем при рН выше 3,8, из хлоридных — при рН выше 5,5 и из нитратных — при рН выше 5,4. По более новым данным Е. И. Соколовой, Л. П. Листой и А. З. Вайнштейн (1956), окисное железо начинает выпадать из сульфатных систем при рН выше 2,2 и из хлоридных систем при рН выше 4,6—5,0. Все перечисленные величины ниже значений рН, характеризующих речные воды вулканических областей в современную эпоху (6,5—8,4).

<sup>2</sup> Высокая и устойчивая при различных рН пептизация окиси железа водной вытяжкой из осново-сфагнового торфа подтверждена опытами И. Н. Антипова-Каратаева (1937).



в очень небольшом количестве оно переносится в виде солей органических и неорганических кислот.

Со времени появления указанных работ (и отчасти даже раньше) значительное количество данных о большой роли различных органических соединений в переносе железа было собрано и опубликовано почвоведом. Ими доказано, что гумусовые и перегнойные вещества при пониженных значениях рН могут энергично пептизировать окислы железа и образовывать с ними устойчивые гидрофильные золи, способные к более или менее далеким миграциям<sup>1</sup>.

На значение именно этой формы переноса железа указывали, кроме цитированных выше, многие исследователи, в частности В. М. Гольдшмидт (1933) и Б. Б. Польшов (1934). Г. Берг (Berg, 1924) считал, что железо всех континентальных осадочных месторождений перенесено в виде гидрозоль окиси, защищенных гумусовыми коллоидами, хотя в более поздних работах (Г. Берг, 1937, Berg, 1944) допускал для него более разнообразные формы миграции. Л. В. Пустовалов (1931, 1932, 1933) предполагал перенос железа при воздействии богатых гумусом болотных вод для тульских и липецких месторождений.

По данным И. Н. Антипова-Каратаева (1937), коагуляция золя гидроокиси железа, пептизированного золем гуминовой кислоты, происходит при рН выше 5,5. Тот же автор показал, что органические кислоты, образующиеся при разложении в почве растительных остатков, не только пептизируют окислы железа, но и вступают с ними в сложные комплексные соединения. Их устойчивость в растворе медленно падает при увеличении значения рН, но она значительно выше, чем устойчивость золь гидрокиси железа, и остается еще достаточно высокой даже в нейтральной среде (рН = 7). Особенно большой растворимостью обладают нитраты железа, несколько меньшей — его ацетаты и оксалаты. Следовательно, в водах, богатых органическим веществом, трехвалентное железо может мигрировать не только в виде коллоидных растворов, но отчасти и в виде растворов комплексных солей органических кислот.

В последнее время возможность переноса подавляющей части растворенного железа речными водами именно в указанных формах признают все исследователи.

Н. М. Страхов (1948, стр. 11) пишет, что в современных реках значительная часть поступающего из грунтовых вод бикарбоната железа окисляется и выпадает в виде геля окиси, «а остаток продолжает мигрировать с водой под защитой органических коллоидов или как железоорганическое соединение». О роли железоорганических соединений в переносе железа он писал и позднее (Страхов, 1950, стр. 123—125).

М. С. Швецов (1948, стр. 271) полагает, что «окисные соединения железа переносятся главным образом при наличии гумусовых защитных коллоидов или в виде органических соединений». Ф. В. Чухров (1955<sub>1</sub>, стр. 94) также считает, что «железо в речных водах, по-видимому, в основном (если не исключительно) переносится в виде коллоидных частиц». То же мнение можно найти и в современных работах иностранных авторов.

Многие авторы, в том числе Н. М. Страхов (1954, стр. 58) и Ф. В. Чухров (1955<sub>1</sub>, стр. 380), допускают частичный перенос гидрокиси железа в виде золя, стабилизированного золем коллоидного кремнезема.

Наконец, весьма вероятной, хотя совершенно не изученной является миграция части железа в виде коллоидных гидросиликатов окиси. На этот способ переноса железа указывали В. М. Гольдшмидт (1933) и Г. Берг (1937).

<sup>1</sup> Факт, давно уже очевидный из самой сущности процесса подзолообразования.

Климат эпохи отложения железных руд Приаралья, как говорилось выше, был достаточно влажным. Мугоджарские горы, откуда текли реки, были покрыты широколиственными лесами. В железных рудах речного генезиса многочисленны обломки окаменелой древесины и встречаются отпечатки листьев. В глинисто-оалевритовых породах лиманов и озер кутанбулакской эпохи на плоскостях слоистости пород многочисленны углистые растительные остатки. Все это говорит о том, что воды рек в эпоху отложения железных руд были богаты гниющим растительным материалом. Отсюда можно сделать вывод, что наиболее вероятной формой миграции в них железа были его коллоидные растворы, стабилизированные гумусовыми веществами, и его комплексные органические соединения.

Следует указать, что некоторые авторы допускали перенос не только подземными, но и поверхностными водами основной или по крайней мере значительной части растворенного железа в виде бикарбоната его закиси (Van Hise and Leith, 1911; Hayes, 1915; E. Harder, 1919; Behrend, 1934). Об этом, может быть, не стоило бы упоминать, если бы такого рода предположения не были бы возрождены в самое последнее время, в частности, применительно к олигоценовым оолитовым рудам Арало-Тургайской низменности.

В 1954 г. опубликована заметка В. В. Лаврова и М. А. Яренской «О пирротине в третичных оолитовых железняках Казахстана». Авторы пишут, что «в подавляющем большинстве образцов» изученных ими среднеолигоценовых оолитовых железняков из центральной части Тургайской низменности, из Лисаковского месторождения в верховьях р. Тобол и из Павлодарского Прииртышья был обнаружен пирротин в виде обломочных зерен размером 0,01—0,08 мм, «включенных в лептохлорит-сидеритовый или гидрогетитовый рудный материал цемента» или залегающих «в центральной части гидрогетитовых оолитов концентрического строения. Обыкновенно пирротин не носит никаких заметных следов вторичных изменений» (стр. 89).

Поскольку хорошо известно, что пирротин очень быстро окисляется и обычно не сохраняется даже в россыпях, авторы приходят к выводу, что «такую необычайную сохранность пирротина, прошедшего в мелких обломках огромный и сложный путь, можно объяснить только преобладанием восстановительной среды в проточных водах среднего олигоцена на всем протяжении речных систем, от их верховьев до мест накопления железных руд в средних и нижних отрезках речных долин» (стр. 91). А отсюда они делают второй вывод, — что «значительная часть железа переносилась водами заболоченных рек индрикотериевого времени в закисной форме, в виде истинных растворов, из которых и происходило выпадение лептохлоритовых и сидеритовых компонентов руды» (там же).

Совершенно по другому поводу, но близкие мысли высказал совсем недавно М. С. Точилин (1956). Он утверждает, что крупные промышленные залежи сидеритов палеозоя и мезозоя, в частности тульских и липецких месторождений, а также месторождений Кировской и Горьковской обл., судя по их размерам, слоистости, химическому составу и соотношению с вмещающими породами, не могли возникнуть в процессе диагенеза, но представляют собой результат химического осаждения из насыщенных растворов бикарбоната закиси железа. Поскольку при современном содержании кислорода в атмосфере земли подвижные соединения закиси железа не могут мигрировать в поверхностных растворах, М. С. Точилин предполагает, что под влиянием разных процессов «в некоторые отрезки времени в атмосфере земли главную роль играл углекислый газ», и что «в этих условиях в поверхностном стоке железо могло легко мигрировать в закисной форме, в виде бикарбоната, сульфата, органических соединений, гидрата закиси и т. д.» (стр. 210). С эпохами резкого уменьшения содержания

в атмосфере кислорода и увеличения содержания в ней углекислого газа он связывает не только образование седиментационных сидеритов, но и вообще максимумы осадочного рудообразования железа в истории Земли.

Представления М. С. Точилина не могут быть приняты прежде всего с точки зрения палеобиологической. Химическое осаждение сидерита из бикарбоната закиси железа допускают многие исследователи для раннего докембрия, когда количество кислорода в атмосфере, по-видимому, имеющего биогенное происхождение, было очень мало. Однако с позднего докембрия и доныне существует мир животных, дышащих кислородом, в том числе с девона — мир наземных животных, дышащих кислородом атмосферы. Это обстоятельство позволяет допускать для времени с конца докембрия лишь очень незначительные изменения состава атмосферы, не отражающиеся существенно на физиологии наземных и водных организмов. В противном случае эпохам осадочного рудообразования соответствовали бы эпохи вымирания, если не всех, то по крайней мере многочисленных стенооксибионтных животных, что на самом деле не наблюдается.

Для речных вод гумидных зон прошлых геологических эпох можно предполагать иную, чем наблюдаемая сейчас, величину рН, за счет более значительного количества углекислоты и органических кислот, получавшихся в результате гниения растительного материала, но не за счет существенного изменения атмосферы.

Вывод о переносе железа в виде бикарбоната закиси, собственно говоря, и не вытекает из рассуждений М. С. Точилина. Пока убедительных доводов в пользу седиментационного происхождения сидеритовых залежей он не привел. Если же такие выводы будут приведены, то образование подобных сидеритов правильнее будет объяснять осаждением из окисных коллоидных растворов, восстановленных до бикарбонатов в бескислородной придонной среде плохо аэрируемых озер, лагун и морских заливов. Ведь все упоминаемые им сидериты лишены остатков бентосной фауны, существование которой противоречило бы такому заключению.

Те же возражения могут быть сделаны В. В. Лаврову и М. А. Яренской. Как справедливо пишет М. С. Точилин (1956), окисление раствора бикарбоната закиси железа на воздухе происходит «почти мгновенно». Для того чтобы допустить перенос олигоценными реками железа в виде истинных растворов закиси, надо предположить такое снижение содержания кислорода в атмосфере по сравнению с современным, которое никак не согласуется с развитием органического мира этой эпохи.

Кроме того, В. В. Лавров и М. А. Яренская не обращают внимания на некоторые противоречия в сообщаемых ими фактах. По их данным, обломочные зерна пирротина залегают не только в сидеритовом цементе, но также в гидрогетитовом цементе и внутри гидрогетитовых оолитов, т. е. в породах, которые либо отложились в окисной среде, либо были окислены после своего образования. Если это так, то независимо от гидрохимического характера олигоценых речных вод остается непонятным: почему обломочный пирротин не окислился и не разложился? Ведь не вызывает сомнений, тот факт, что он окисляется легче всех других сульфидов, не говоря уже о карбонатах и силикатах закиси железа (Бетехтин и Воробьев, 1940).

Поэтому более вероятно, что пирротин в образцах, исследованных В. В. Лавровым и М. А. Яренской, если он определен правильно, является не обломочным, а аутигенным, возникшим в позднем диагенезе или даже в эпигенезе, в условиях резко восстановительной среды и при ограниченном количестве сероводорода. Пирротин такого происхождения известен из различных осадочных пород, в том числе из железных руд Керченского месторождения, в которых он был установлен Ф. В. Чухровым (1936).

Во всяком случае, указание на присутствие пирротина в некоторых

образцах железных руд Арало-Тургайской низменности является совершенно недостаточным для утверждения о переносе их материала реками в виде истинных растворов закисных соединений железа.

Что касается изученных нами месторождений Северного Приаралья, то для них перенос железа в виде бикарбоната закиси совершенно исключается, поскольку их материал отложен не «тихими заболоченными реками», существование которых В. В. Лавров и М. А. Яренская предполагают для среднего олигоцена более северных мест Тургайской низменности, а реками, достаточно быстрыми, отлагавшими в руслах и перед устьями псаммитовый материал с примесью гальки, лишенный не только глины, но и алевролита. Турбулентное движение воды в руслах таких рек должно было обеспечивать ее хорошую аэрацию и, следовательно, окислительный характер среды переноса железа.

### 3. ВЕРОЯТНЫЕ ПРИЧИНЫ ОСАЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

В большинстве случаев, говоря о причинах выпадения из растворов железа, образовавшего те или иные месторождения осадочных руд, приходится ограничиваться более или менее вероятными предположениями или аналогиями с процессами, которые можно наблюдать в лабораториях. Изучение геологии месторождений Северного Приаралья устанавливает, однако, один факт, вносящий некоторую ясность в указанный вопрос. Этот факт был подробно описан в предыдущих главах. Он заключается в том, что в кутанбулакское время руды отлагались в руслах рек или перед их устьем в обстановке озерных лиманов и подводного склона озерных дельт, но не образовывались в самих озерных осадках. В последующее, джаксыккычское время они, наоборот, отлагались только на дне заливов большого солоноватоводного озера, но совершенно отсутствуют в синхроничных речных осадках. Поскольку источник железа и общие условия его переноса в эти две близкие эпохи, по-видимому, оставались одинаковыми, такое смещение области рудообразования может быть объяснено лишь тем, что гидрохимические условия, благоприятствовавшие осаждению железа, переместились из речной обстановки в озерную. Таким образом, сравнивая разные генетические типы отложений кутанбулакской и джаксыккычской эпох, можно подойти к выяснению этих условий.

Необходимое сравнение было уже приведено в главе III, при описании различных свит тургайской серии. Сейчас надо напомнить, что смещение области рудообразования теснейшим образом совпадает со смещением области накопления слабоизвестковистых пород.

В речных отложениях кутанбулакской свиты нередко встречаются породы, содержащие небольшие количества  $\text{CaCO}_3$ . Железные руды разных месторождений речного генезиса часто сопровождаются прослоями песчаников и алевролитов, имеющих кальцитовый цемент. Эти песчаники залегают в виде выдержанных на большом протяжении тонких прослоев, и более вероятно предполагать диагенетическое, а не эпигенетическое происхождение их цемента. Глинистые алевролиты и алевроитовые глины, переслаивающие руду на северо-западном крыле Северного участка месторождения Кутан-булак и отнесенные нами к пойменной фации речных отложений (стр. 190—191), в большинстве образцов слабо вскипают с соляной кислотой. Наконец, существование среди речных отложений кутанбулакской свиты фации мергельных «гравелитов» также говорит о достаточно щелочной обстановке, в которой мелкие зерна мергелей и глинистых известняков не растворялись и даже не корродировались, а лишь переносились и окатывались.

Что касается озерных отложений кутанбулакской свиты, то они почти

всегда содержат небольшую примесь  $\text{CaCO}_3$ , которая в наиболее глинистых разностях пород, как указывалось на стр. 19, нередко возрастает до 4—5%. В дельтовых железорудных отложениях этой свиты встречаются прослой анкеритов, содержащих до 50%  $\text{CaCO}_3$ .

В джаксыккычское время распределение  $\text{CaCO}_3$  в осадках изменилось. За пределами распространения солоноватоводного джаксыккычского бассейна его отложениям соответствуют, как указывалось выше, самые верхние слои чиликтинской свиты. Среди них наиболее широко распространены горизонтально-слоистые осадки мелких озер и болот, но хорошо известны и песчано-алевритовые речные осадки, залегающие в виде выполнения русел и обладающие той характерной направленной косою слоистостью, которая была подробно описана в главе VI для железных руд речного генезиса и сопровождающих их пород. Такие речные осадки чиликтинской свиты можно наблюдать, например, в двух местах обрывов северного берега залива Перовского: у родника Манижер-джар-булак, приблизительно в середине берега, и у родника Кум-булак, в его западной части. Самое существование этих родников (единственных на всем северном берегу залива Перовского) связано с просачиванием воды по залегающим среди глин пескам полого наклоненных к югу древних русловых впадин.

Проведенные нами исследования показали, что ни в этих пунктах, ни в каких-либо других ни речные, ни озерные отложения чиликтинской свиты никогда не содержат примеси  $\text{CaCO}_3$ . Породы этой свиты никогда не вскипают с соляной кислотой. Даже небольшие лещенкообразные конкреции сидерита, которые встречаются в некоторых фациях чиликтинских глин, не содержат примеси  $\text{CaCO}_3$ .

Однако одновременные осадки солоноватоводного джаксыккычского бассейна содержат небольшие количества углекислого кальция. Переслаивающие руду глины на Южном участке месторождения Кок-булак довольно часто слабо вскипают с соляной кислотой. Так же ведут себя породы джаксыккычской свиты в западной части береговых обрывов залива Перовского и на чинках плато Сары-булак. На полуострове Кок-турнак и горе Джаксы-кыч близ Аральска они содержат прослой ракушечника. В разрезах восточного конца острова Куг-арал к этой свите была отнесена пачка светло-зеленых глин именно потому, что в ней имелись прослой светло-желтых мергелей, т. е. таких пород, которые никогда не встречаются в других свитах тургайской серии.

Прекращение в джаксыккычское время накопления слабоизвестковистых пород в низовьях речных долин и концентрация их исключительно в озерном солоноватоводном бассейне, по-видимому, были связаны с некоторым изменением климата. Из анализа состава ископаемой флоры видно, что в конце среднего олигоцена климат Приаралья стал более влажным, чем в начале его — в кутанбулакское время. Этому соответствует появление в породах чиликтинской свиты большого количества углистого растительного мусора и даже прослоев бурого угля, которые совершенно отсутствуют в отложениях кутанбулакской свиты. Отсюда можно сделать предположение, что речные воды чиликтинского времени были богаче органическим веществом и, следовательно, углекислотой, чем речные воды кутанбулакского времени, т. е. имели несколько более кислый характер. Вероятно, именно это обстоятельство определило полное отсутствие  $\text{CaCO}_3$  в речных отложениях чиликтинской свиты. В это время лишь в джаксыккычском солоноватом озере воды носили более щелочной характер, допускавший сохранение в осадке раковин моллюсков<sup>1</sup> и даже образование слабоизвестковистых пород.

<sup>1</sup> Как подчеркивает Н. М. Страхов (1953, стр. 18), «рН осадков обычно ниже рН водной массы, т. е. осадки всегда несколько кислее наддонной воды». Следовательно,

Поскольку распространение железных руд обнаруживает тесную связь с распространением слабоизвестковистых пород, приходится допустить, что между их образованием существовала определенная связь. Эта связь, очевидно, заключалась в том, что железо выпадало из переносивших его растворов при значениях рН, близких к тем, при которых становилось возможным некоторое накопление в осадке  $\text{CaCO}_3$ <sup>1</sup>. При более сухом климате начала среднего олигоцена эти условия возникали уже в водах средних и нижних частей речных долин, сбегавших с Мугоджар, а при более влажном климате конца среднего олигоцена они существовали только в солоноватых водах джаксыккычского бассейна. Соответственно изменилась локализация железорудных залежей, изменился генетический тип железорудных месторождений.

Вывод о причине осаждения железа, сделанный на основании геологических данных, находится в полном соответствии с высказанными выше предположениями о форме его переноса. Как золи окиси железа, защищенные гумусовыми веществами, так и различные железо-органические соединения устойчивы в растворах только при сравнительно низких рН, т. е. в среде хотя бы слабокислой. В среде нейтральной и тем более в слабощелочной они существовать не могут и отдают свое железо в осадок, какими бы причинами это увеличение щелочности ни вызывалось (Антипов-Каратаев, 1937; Кравков, 1937; Маттсон, 1938; Чухров, 1955<sub>1</sub>, и др.). Указать при этом точную величину рН, при которой происходит осаждение железа, не представляется возможным. Она зависит от характера органических веществ, с которыми железо так или иначе ассоциируется в растворе<sup>2</sup>, а также, в некоторой степени, от величины окислительно-восстановительного потенциала. Кроме того, коагуляция золь не происходит так мгновенно, как выпадение осадка из ионных растворов, и всегда охватывает известный интервал изменений среды, в данном случае интервал изменений величины рН. Несомненно лишь, что увеличение щелочности резко понижает растворимость как золь, так и комплексных органических соединений окиси железа. В морской воде (обычно имеющей в верхних слоях рН=8,0—8,4) почти полное осаждение из них железа происходит менее чем за трое суток. Однако оно выпадает из растворов и при значительно более низких абсолютных значениях рН, лишь бы тенденция к изменению этой величины была направлена в сторону увеличения. Механизм осаждения, по-видимому, сводится к коагуляции золя окиси железа противоположно заряженными электролитами слабощелочных вод.

Многие авторы приписывали, а за рубежом и до сих пор приписывают, большую роль в осаждении железа из растворов бактериям и другим микроорганизмам. Однако еще в 1940 г. Л. В. Пустовалов (т. I, стр. 375)

если в иловых водах джаксыккычского бассейна существовали величины рН, при которых не могли разрушаться раковины моллюсков, то в наддонной воде они должны были быть еще выше.

<sup>1</sup> Указать точно эту величину трудно, так как осаждение  $\text{CaCO}_3$  не является прямой функцией определенного значения рН, но зависит от многих причин, прежде всего от концентрации его в растворе и от температуры воды. Однако само накопление  $\text{CaCO}_3$  в растворе до количеств, при которых может начаться его осаждение, ведет к подщелачиванию воды. Поэтому в нейтральной и кислой среде  $\text{CaCO}_3$  садиться никак не может. Вместе с тем, сами руды, за исключением случаев эпигенетической кальциевой цементации, содержат очень мало  $\text{CaCO}_3$ . Поэтому нужно думать, что они образовались при близких, но все-таки меньших величинах рН, чем сопровождающие их слабокарбонатные породы.

<sup>2</sup> У. Х. Твенхофел (1936, стр. 391—392) указывает, что из солей уксусной, щавелевой и молочной кислот железо осаждается щелочами легко, а из солей виннокаменной, лимонной и гуаниновой кислот гораздо труднее. И. Н. Антипов-Каратаев (1937), как указывалось выше, также пришел к выводу о различной устойчивости в растворах разных железо-органических соединений и различным образом стабилизированных золь гидроксидов железа.

указал, что роль организмов в процессе осадкообразования преувеличивалась и что они «не могут самостоятельно играть той будто бы ведущей и определяющей роли, которую ошибочно приписывают им в данном случае».

Вопрос о возможной роли бактерий в образовании осадочных железных руд был с большой полнотой разобран в специальной главе монографии Н. М. Страхова (1947), который пришел к выводу, что «участие бактерий в рудоотложении было случайным, ничтожным и не имело сколько-нибудь заметного значения» (стр. 249). В частности, Н. М. Страхов указал, что гипотеза биогенного осаждения железа неприменима «к сложным гидрогетито-шамозито-сидеритовым рудам типа халиловских и приаральских, ибо слагающие их оолиты-зобы и цемент представляют теснейшее сингенетическое переплетение гидрогетита, шамозита и (частью) сидерита, из которых ни второй, ни третий минералы еще не констатированы в числе продуктов жизнедеятельности железобактерий и по своему составу своему (наличию крупных масс FeO) едва ли могут быть связаны с ними» (стр. 245).

Исследования руд Приаралья могут только подтвердить этот вывод. Как указывалось выше, нами было изучено около 1000 прозрачных шлифов и 200 аншлифов руд. Ни в одном из них ни в оолитах, ни в цементе руд при самых крупных увеличениях не удалось обнаружить никаких признаков бактериальной структуры, никаких признаков образований, подобных тем, которые были изображены в качестве железобактерий Г. Молишем (Molisch, 1910) из некоторых образцов современных болотных руд, Д. Грюнером (Gruner, 1922) из докембрийской железорудной формации Бивабик и Б. П. Перфильевым (1926) из современных озерных руд Сег-озера.

Таким образом, осаждение железа в среднеолигоценых речных и озерных водах Северного Приаралья следует считать процессом хемогенным, связанным с нарастанием величин рН до значений, при которых железо выпадало из органических соединений и защищенных органическими веществами коллоидных растворов окиси.

#### 4. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ООЛИТОВ

Оолитовые структуры, по-видимому, могут возникать в различных условиях. Новейшую сводку данных по этому вопросу можно найти в работе Ф. В. Чухрова (1955<sub>1</sub>), в которой приведен и значительный список литературы об оолитах.

Многочисленные наблюдения показывают, что некоторые оолиты (такие, например, в которых основным минералом является кальцит или арагонит) образуются и растут до известного предела во взвешенном состоянии в волнующейся воде морских побережий и мелководий, а также в бурлящей воде грифонирующих источников. Таково же происхождение известковых оолитов, которые наблюдались в паровых котлах, трубах подогревателей, фабричных распылителях для охлаждения циркуляционной воды, спиральных реакторах умягчительных установок и т. д.

С другой стороны, Е. В. Рожкова и Н. В. Соловьев (1937) экспериментально доказали, что оолиты карбоната кальция могут возникать в вязкой среде без их движения во время роста, т. е. в обстановке, характерной для процессов диагенеза. В природных условиях такие диагенетические оолиты и пизолиты известково-магnezитового состава нашел в одном из озер Кулундинской группы и описал Д. А. Виталь (1948). Убедительный пример диагенетического образования хлоритовых оолитов описал А. У. Литвиненко (1956), нашедший их на одном из месторождений же-

лезных руд Керченского полуострова внутри плотно закрытых раковин карбид.

Оолитовые и пизолитовые структуры встречаются также в некоторых разрезах современной и древней коры выветривания.

Предположения Л. Кайе об образовании минеттовых руд Лотарингии и Люксембурга путем замещения рудными минералами известковых оолитов сейчас признаются несостоятельными, но для месторождений Швейцарии Л. Деверин (Déverin, 1945) доказал образование оолитов в процессе метасоматического замещения хлоритом и гидрогетитом кальцитовых органических остатков.

Наконец, Ф. В. Чухров (1955<sub>1</sub>) и Н. В. Павлов (1956) недавно описали типичные пизолитовые структуры гидротермальных магнетитовых руд Ангаро-Илимского района Восточной Сибири.

Таким образом, само по себе наличие оолитовой структуры еще ничего не говорит об условиях образования пород. Наоборот, об обстановке возникновения такой структуры приходится судить по другим литологическим особенностям и минералогическому составу пород.

В настоящее время может считаться установленным, что образование оолитов происходит как путем кристаллизационного отложения вещества в результате пересыщения раствора соответствующим компонентом, так и путем коагуляции коллоидных частиц. При первом способе образования оолиты могут быть мономинеральными. Установлено, что таким образом формируются оолиты кальцита, арагонита и барита. При втором способе образования оолиты обычно возникают в результате взаимной коагуляции и попеременного осаждения двух противоположно заряженных зольей. В связи с этим сложенные ими породы состоят из разных минералов или же кажущееся однообразие их состава возникает в результате последующих процессов. В частности, оолиты железных руд различных месторождений в одних случаях состоят из чередования концентров разных рудных минералов, а в других случаях кажутся мономинеральными гидрогетитовыми, но обнаруживают при растворении в соляной кислоте кремневый скелет, который указывает на участие в их образовании отрицательно заряженного геля кремнезема или каких-то силикатов.

Все оолиты руд Приаралья первоначально состояли из чередования концентров гидрогетита и хлорита. Оолиты, которые мы называем хлоритовыми, также содержат тонкие концентры гидрогетита, редуцированные до темного, иногда прерывистого раздела между более широкими хлоритовыми концентриями. Округлые образования чистого хлорита не имеют концентрической структуры и называются нами псевдооолитами.

Оолиты, отнесенные в главе VIII к первому типу, были окислены еще в олигоценное время и все их железо перешло в форму гидрогетита. В связи с этим они или полностью утратили концентрическую структуру, или она бывает только слабо заметной. Предположение о первоначальном участии в строении таких оолитов хлорита подтверждается постоянным присутствием в них довольно больших количеств глинозема (6,14—10,50%).

Восстановить условия формирования оолитов, слагающих железные руды Северного Приаралья, очень трудно, потому что в большинстве образцов они имеют те или иные следы перемещения и, следовательно, залегают не на месте своего образования.

В окисленных гидрогетитовых рудах перемыв оолитов менее очевиден и устанавливается главным образом присутствием, наряду с целыми, поломанными оолитами. В рудах же с сидеритово-хлоритовым цементом перемещенный характер оолитов особенно ясен по присутствию в каждом шлифе оолитов не только разной формы, величины и сохранности, но часто и разного состава (табл. II, фиг. 3; табл. V, фиг. 2 и 4, и др.). Нельзя утвер-



ждать, что каждый зеленый хлоритовый оолит перенесен, а не образовался на месте, однако можно утверждать, что в каждом образце руды какая-то часть оолитов испытала перемещение. Сходство состава хлоритов в оолитах и в цементе (см. стр. 330—331) позволяет думать, что в некоторых случаях этот перенос был очень недалеким. Для рыхлых разностей руд перемытый характер их оолитового материала доказывался также сравнением механического состава оолитов и сопровождающего их нерудного обломочного материала (глава VIII).

Таким образом, невозможно изучить осадок, в котором первоначально залежали оолиты. Поэтому заключения об условиях их образования могут основываться лишь на косвенных данных и соображениях.

Если в состав всех оолитов приаральских руд входит или входил первоначально кроме гидрогетита железистый хлорит, то, следовательно, они формировались в среде, в которой было возможно образование и существование этого минерала.

Согласно последней экспериментальной работе Е. И. Соколовой, Л. П. Листойой и А. З. Вайнштейн (1956), ферро-феррисиликатные осадки с магнием и в некоторых случаях с алюминием, близкие по структурным формулам и по рентгенограммам к железистым хлоритам, выпадают в осадок из систем  $\text{FeSO}_4 - \text{MgSO}_4 - \text{Na}_2\text{SiO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  и  $\text{FeSO}_4 - \text{Al}_2(\text{SO}_4)_3 - \text{MgSO}_4 - \text{Na}_2\text{SiO}_3 - \text{H}_2\text{O}$  при значениях pH от 5,70 до 7,85 и значениях Eh от  $-20$  до  $+185$  мв. Как обычно, при увеличении значения pH уменьшается величина Eh, при которой протекает данная реакция. Осадки, полученные при pH = 5,70 и Eh =  $+185$  мв, и осадки, полученные при pH = 7,85 и Eh =  $-20$  мв, имели одинаковое содержание FeO (около 16,5%).

Эти опыты позволяют думать, что образование хлоритов протекает в среде от слабокислой до слабощелочной и обычно при слабоокислительной обстановке.

Те же выводы можно сделать, рассматривая поля существования различных соединений железа на диаграммах, приведенных в статьях В. Крумбейна и Р. Гаррелса (Krumbein and Garrels, 1952) и Р. Гаррелса и Н. Губера (Garrels and Huber, 1953).

По данным этих диаграмм, основная часть железистых хлоритов образуется в пределах значений pH от 7 до 7,8 и в обстановке от слабовосстановительной до слабоокислительной. По мере увеличения щелочности граница существования закисных и окисных форм железа, а вместе с нею и зона образования хлоритов опускается в область все более низких значений Eh.

Поскольку зеленые оолиты железных руд Приаралья сложены хлоритом, относительно богатым  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , да еще чередующимся с концентрациями гидрогетита, можно думать, что образование этих оолитов происходило при обстановке, в среднем даже более окислительной, чем наблюдавшаяся при опытах по искусственному получению более или менее чистых железистых хлоритов.

Таким образом, очевидно, что образование оолитов не происходило в глубоких частях осадка, где, судя по возникновению цементного сидерита, господствовала явно восстановительная обстановка.

В то же время для образования хлоритов необходимо, чтобы часть железа, переносившегося, как было установлено выше, в окисном состоянии, была бы восстановлена до закиси. Вообще говоря, восстановление железа возможно не только в осадке, но, при подходящих условиях, и в придонном слое воды: в омутах рек, старицах, болотистых озерах, западинах дна лиманов и других местах со слабой аэрацией. Однако в нашем случае такое предположение неправдоподобно, поскольку железные руды образовывались не в старицах и омутах с застойными водами,

а в руслах рек с достаточно быстрым течением, воды которых несомненно были аэрированы до дна.

Отсюда, применив к конкретному случаю Северного Приаралья ту же систему доказательств, которую привел в общей форме для железорудных оолитов Н. М. Страхов (1953, стр. 42), можно прийти к выводу, что оолиты образовывались не во взвешенном состоянии, а уже в осадке, но, по-видимому, в самом верхнем придонном слое этого осадка, где часть железа могла восстанавливаться, но в целом еще господствовала слабоокислительная обстановка. К такому же выводу в отношении оолитов железных руд Керченского полуострова пришел недавно М. В. Малаховский (1956, стр. 194), который считает, что они «являются образованиями раннедиагенетических процессов, протекавших в придонном илу».

Далее, необходимо выяснить вопрос: в осадках какого механического состава образовывались оолиты.

В работах по Керченскому, Аятскому и другим месторождениям оолитовых железных руд можно найти указания, что рудные оолиты образуются в результате процессов диагенеза в тонком глинистом илу. По отношению к месторождениям Приаралья такая точка зрения совершенно неприменима.

В речных и лиманных отложениях кутанбулакской свиты рудовмещающие породы, всегда более тонкие по составу, чем сами руды и даже их нерастворимые остатки (рис. 35), не только никогда не содержат оолитов, но и почти не содержат железа. Это очень светлые, часто почти белые мелкозернистые пески, алевриты и алевритовые глины, количество железа в которых уменьшается по мере увеличения тонкости состава породы.

Для месторождения Кутан-булак имеется небольшое число определенных валового железа в рудовмещающих породах, из которых видно, что мелкозернистые пески содержат его в количестве от 2,86 до 5,78%, а глинистые алевриты и алевритовые глины — от 0,61 до 3,03%.

В дельтовых отложениях кутанбулакской свиты, развитых на месторождении Кок-булак, наоборот, обнаружены зеленые глины, очень богатые железом (см. стр. 361—365). Содержание его в этих глинах достигает 21,93% (табл. 91). Представлено оно в форме хлорита и отчасти сидерита. Однако просмотр шлифов показал, что, несмотря на большое количество железа, в этих глинах совершенно отсутствуют сингенетичные оолиты. На плоскостях слоистости глин нередко встречаются тончайшие прослойки или даже отдельные ряды оолитов, но всегда чисто гидрогетитовых и к тому же обычно поломанных, т. е. явно принесенных из другого места, а не образованных в этой богатой железом глине (табл. XV, фиг. 3 и 4).

Таким образом получается, что в кутанбулакское время в глинистых осадках речного происхождения железо вообще не накапливалось, а в глинистых осадках дельтового происхождения накапливалось в больших количествах, по-видимому, в виде тонких частиц гидрогетитового геля, восстанавливалось до хлорита и сидерита, но никакие оолиты при этом не образовывались.

Осталось предположить, что они образовывались не в глинистых, а в песчаных фациях осадков. Для проверки этого предположения из магнитного концентрата черной сыпучей руды месторождения Кок-булак были взяты четыре образца оолитов, которые под биноклем были очищены от случайно оставшихся кварцевых зерен, обломков оолитов и гидрогетита, не имевших правильной округлой формы оолитов, и от других примесей. Получившиеся образцы чистых черных гидрогетитовых оолитов были промыты водой и растворены при кипячении в 10%-ной соляной кислоте. Нерастворимые остатки их были подвергнуты механическому анализу, результаты которого даны в табл. 95.

Механический состав (в %) нерастворимого остатка оолитов из черных сыпучих руд  
(Центральный участок месторождения Кок-булак)

Место взятия образца	Фракции в мм						
	>1	1,0—0,5	0,5—0,25	0,25—0,1	0,1—0,05	0,05—0,01	<0,01
Шурф 2, слой 3—4, глубина 3,2 м (обр. 70) . . . . .	Нет	1,61	13,21	53,22	17,90	3,50	10,56
Шурф 27, слой 22—24 (обр. 594) . .	»	2,05	10,92	50,86	22,05	5,04	9,08
Скв. 33, глубина 30 м (обр. 599) . .	«	0,02	8,05	57,23	16,98	4,76	12,96
Скв. 111, слой 4 (обр. 23) . . . . .	»	1,41	18,75	53,92	14,68	2,12	9,12
Среднее . . . . .	Нет	1,27	12,73	53,81	17,90	3,86	10,43

Эта таблица показывает, что нерастворимые остатки оолитов по механическому составу представляют собой во всех случаях мелкозернистый песок с небольшой примесью более крупных песчаных зерен, алевритовых зерен и пелитового материала. Отсюда следует ясный вывод о среде образования оолитов. Если механические анализы нерастворимых остатков неоолитовых сидеритов и анкеритов (табл. 64 на стр. 275) говорили о том, что эти руды возникают за счет диагенетического преобразования чистых или алевритовых глин, то механические анализы нерастворимых остатков оолитов показывают, что последние образовались не в глинистом, а в песчаном осадке.

Интересно, что нерастворимые остатки оолитов по своему механическому составу оказались в общем довольно близкими к нерастворимым остаткам руд, а следовательно и цемента (см. табл. 3; рис. 35—36). Нерастворимые остатки руд менее отсортированы, содержат больше грубых зерен и больше пелитовой фракции<sup>1</sup>. Однако по среднему размеру зерен это также мелкозернистые пески или крупные алевриты.

Отсюда следует вывод, что оолиты образовывались не в какой-то другой фации речных отложений, из которой они потом — в результате перемыва — попадали в русловую, а в осадках самой русловой фации, в которых они в конце концов, после перемыва и переноса вниз по течению, и погребались, образуя рудные залежи.

Этим, по-видимому, и объясняется полное отсутствие находок рудных оолитов в глинистых породах кутанбулакской свиты.

Как было выяснено выше, оолиты образовывались только в самом верхнем слое осадка, где еще существовала слабоокислительная обстановка. Между тем мы знаем, что материал верхних слоев русловых осад-

<sup>1</sup> Механические анализы нерастворимых остатков цементированных руд всегда дают высокое содержание фракции меньше 0,01 мм. Для образцов Кутанбулака оно равно в среднем 32,61%, для образцов Талды-эспе 40,24% и для образцов Кара-сандыка 28,86%. Однако алевритовых фракций в нерастворимых остатках цементированных руд очень немного и все кривые их гранулометрического состава имеют два «пика»: один почти во всех случаях соответствует фракции 0,25—0,1 мм, т. е. мелкозернистому песку, а другой—пелитовым фракциям. Это позволяет думать, что последние имеют не седиментационное происхождение. По-видимому, это глинистое вещество, остающееся в рудах после окисления хлоритов. В нерастворимых остатках черных оолитов, гранулометрический состав которых дан в табл. 95, пелитовой фракции меньше, так как эти оолиты подверглись еще в кутанбулакское время окислению и выветриванию, сопровождавшемуся выносом кремнезема и части глинозема.

ков много раз перемывается и переносится вниз по течению, прежде чем он оказывается окончательно отложенным и погребенным вследствие потери рекой в низовьях скорости течения или вследствие улавливания его в каких-нибудь пересекаемых рекой тектонических депрессиях (Николаев, 1947; Шанцер, 1951). Этим объясняются для месторождений Северного Приаралья постоянные следы перемыва оолитового материала, присутствие почти в каждом шлифе руды оолитов разного строения и состава, а наряду с ними — обломков оолитов, иногда облеченных, а иногда и не облеченных новыми концентрами.

Однако, если сделан вывод об образовании оолитов в верхнем слое песчаного осадка речных русел, то следует сделать и другой вывод — о том, что слагающие их рудные минералы выпадали не в виде тонкого дисперсного геля гидроокиси, который потом частично восстанавливался и образовывал оолитовые структуры, а непосредственно из циркулировавших в песке и частично восстановленных коллоидных растворов железа в виде концентров, нараставших вокруг рудных и нерудных обломочных зерен.

В предыдущем разделе этой главы говорилось, что общей причиной осаждения железа в речных руслах, лиманах и дельтах кутанбулакской эпохи и в озерных заливах джаксыккычской эпохи было, по-видимому, достижение речными водами мугоджарского происхождения зон с повышенными значениями рН, при которых становилось возможным образование слабоизвестковых осадков. Этими значениями рН определялась локализация рудообразования в разные эпохи в определенных фациальных обстановках.

Можно предположить, что непосредственной причиной осаждения рудных минералов оолитов при соответствующих значениях рН было восстановление части железа в воде, заполнявшей поры песчаного осадка речных русел, под влиянием разложения захороненного органического вещества.

Закисное железо еще в растворе образовывало золь алюмосиликата хлоритового состава. Поэтому с момента начала восстановления железа в иловой воде существовали два противоположно заряженных золя: золь гидроокиси железа, который при значениях рН ниже 7,1 заряжен положительно, и отрицательно заряженный золь хлоритового состава. Их взаимная коагуляция приводила к ритмичному осаждению вокруг обломочного ядра концентров гидрогетита и хлорита.

Так же представляют себе образование гидрогетитово-хлоритовых оолитов Ф. Беренд и Г. Берг (Behrend und Berg, 1927) и многие другие авторы.

При образовании оолитов, слагающих руды Приаралья, скорее всего, происходил процесс именно такого рода.

Основная часть оолитов дельтовых железных руд месторождения Кокбулак, вероятно, была принесена сюда рекой. Это подтверждается широким развитием здесь сыпучих разностей руд, отложившихся в среде, в которой аутигенные железорудные минералы уже не возникали (вероятно, вследствие повышенной щелочности и окислительного характера воды в осадке). Однако не все оолиты залежей Кокбулака могут считаться принесенными рекой, т. е. аллотигенными по отношению к дельтовым осадкам. В осадках нижних частей подводного склона дельты, в условиях несколько более восстановительной и потому более кислой среды, оолитообразование, по-видимому, еще продолжалось. Это подтверждается присутствием именно здесь хлоритовых оолитов, довольно близких по составу к окружающему хлоритовому цементу.

Для озерных залежей джаксыккычской свиты можно предполагать образование оолитов в песчаном осадке дна озерных заливов, поскольку в речных осадках этой эпохи никакие оолитовые породы не обнаружены.

Однако песчаный характер нерастворимого остатка руд во всех этих случаях свидетельствует об образовании оолитов тем же способом, который был более подробно описан для речных залежей, т. е. путем ритмического выпадения гидрогетита и хлорита из растворов, пропитывавших пористый осадок.

В разных работах повторяются подсчеты А. А. Метьюза (Mathews, 1930) относительно состава зерен, служащих центрами современных арагонитово-кальцитовых оолитов Большого Соленого озера в США.

Такие же подсчеты были проведены нами для оолитов руд Приаралья. Оказалось, что из 1510 учтенных оолитов лишь 350, т. е. 23 %, имеют в центре обломочные зерна, представленные кварцем (12 %), полевым шпатом (1 %) и рудными минералами более древней генерации (10 %). Большая часть оолитов (1160 из 1510, или 77 %) не имеет видимых центров обрастания, т. е., вероятно, образовывалась вокруг пузырьков газа, и относится к типу энтооолитов К. Гюмбеля (Gümbel, 1873). Соотношение между энтооолитами и экзооолитами (с твердыми центрами обрастания) в образцах руды разных месторождений различное, однако количество последних ни в одном из рассмотренных шлифов не превышает 50 %.

Типичным примером образований, напоминающих по строению оолиты, но возникающих в значительно более позднюю стадию диагенеза, являются кальцитовые и сидеритовые микроконкреции цемента руд, изображенные на табл. VII, фиг. 3 и табл. XI, фиг. 4. Их отличия от оолитов следующие:

1) преобладание полусферических форм, хотя встречаются и вполне округлые микроконкреции;

2) неровные волнистые границы между концентриями;

3) радиально-лучистое расположение кристаллических волокон внутри концентров, благодаря которому при скрещенных николях каждая микроконкреция дает черный крест.

Те же отличительные черты (кроме черного креста) характеризуют микроконкреции гидрогетита, образовавшиеся при окислении сидеритового цемента руд.

В минералогической литературе описаны случаи, когда радиально-лучистым расположением кристаллических волокон обладают все или некоторые концентры настоящих оолитов. Такое строение, вероятно, является следствием эпигенетической перекристаллизации вещества. В рудных оолитах Приаралья оно не наблюдается никогда. Здесь оно свойственно только микроконкреционным выделениям карбонатов и гидрогетита в цементе руд.

## 5. ОКИСЛЕНИЕ И ВЫВЕТРИВАНИЕ ООЛИТОВ В ОЛИГОЦЕНОВОЕ ВРЕМЯ

В главе VIII отмечалось (стр. 208—209), что в рудах Приаралья существуют оолиты двух различных типов. Под названием оолитов I типа были выделены такие, которые из рудных минералов всегда содержат только гидрогетит, не имеют концентрической структуры или обладают лишь ее реликтами и рассечены многочисленными трещинками синерезиса, заполненными более темным гидрогетитом.

Оолиты этого типа наблюдались в большем или меньшем количестве в рудах разного состава и разной текстуры, однако существуют руды, целиком сложенные только ими. Это черные сыпучие руды, широко развитые на месторождении Кок-булак, но встречающиеся и в разрезах месторождений Чокусинской синклинали.

Из описания месторождения Кок-булак и из описания черных сыпучих руд было видно, что последние не меняют своего характера и состава на поверхности и в глубине рудных залежей,

выше и ниже уровня грунтовых вод. Они одинаковы и тогда, когда залегают среди руд с гидрогетитовым цементом, и тогда, когда залегают среди руд с сидеритово-хлоритовым цементом. Сами они никогда не содержат никаких реликтов цемента и являются совершенно сыпучими. Механический анализ обнаруживает в них не только полное отсутствие пелитовых фракций, но и почти полное отсутствие алевритовых фракций. Все это заставляет считать, что оолиты черных сыпучих руд приобрели гидрогетитовый состав еще в олигоценовое время и отложились в виде своеобразного «песка» в окислительной обстановке, исключавшей возможность образования между ними сидеритово-хлоритового цемента.

Черные сыпучие руды и их магнитные концентраты отличаются некоторыми особенностями химического состава: ничтожным содержанием связанного кремнезема, высоким отношением глинозема к связанному кремнезему, сравнительно слабой гидратацией окиси железа, по-видимому, безводным состоянием глинозема, очень низким содержанием окиси кальция и окиси магния, отсутствием или ничтожным содержанием серы, отсутствием или ничтожным содержанием  $\text{CO}_2$  (см. стр. 217—221). Сравнительно высокое содержание глинозема говорит о том, что оолиты I типа, которыми сложены черные сыпучие руды, первоначально имели обычный гидрогетитово-хлоритовый состав. Следовательно, перечисленные выше особенности возникли в процессе их переноса от места образования к месту окончательного отложения и захоронения. По-видимому, эти особенности объясняются теми своеобразными условиями окисления и выветривания, которые на территории Северного Приаралья характеризовали олигоценовую эпоху и которые отсутствуют здесь в настоящее время.

Современное окисление, как говорилось в главе VIII, превращает зеленую сыпучую руду в бурую сыпучую руду (но не в черную), а руды с сидеритово-хлоритовым цементом в руды с гидрогетитовым цементом. При этом отмеченные выше особенности химического состава не возникают.

Для того, чтобы более точно представить себе характер процессов окисления и выветривания, происшедших в олигоценовое время, можно сравнить химический состав зеленых хлоритовых оолитов II типа, выделенных из руд Кок-булака с хлоритово-сидеритовым цементом, и средний химический состав магнитных концентратов черной сыпучей руды того же месторождения, т. е. оолитов I типа. Данные этого сравнения приведены в табл. 96. Из нее видно, что превращение оолитов II типа, сохранивших свой состав со времени образования, в оолиты I типа сопровождалось не только переходом всего железа в форму гидрогетита и окислением органического вещества, но также выносом карбонатов кальция и магния, выносом почти всего связанного кремнезема, некоторым уменьшением содержания глинозема и окиси титана и остаточным накоплением железа, марганца и фосфора. Вынос кремнезема подтверждается и наблюдениями в шлифах, поскольку им затронуты и зерна кварца. Последние внутри хлоритовых и гидрогетитово-хлоритовых оолитов II типа имеют лучшую сохранность, чем внутри гидрогетитовых оолитов I типа, в которых они всегда очень сильно корродированы и иногда почти полностью замещены гидрогетитом.

Судя по направлению процесса, можно сказать, что рудные оолиты месторождений Северного Приаралья, если они не погребались вскоре после своего образования, а переносились на более или менее далекое расстояние, подвергались во время переноса выветриванию латеритного типа.

Происходило ли это выветривание в речной воде или для него был необходим временный выход оолитов на поверхность (например, на отмелях после спада паводковых вод) остается неясным.

Сравнение среднего химического состава хлоритовых оолитов II типа и гидрогетитовых оолитов I типа из руд месторождения Кок-булак

Компоненты	Среднее из 12 анализов хлоритовых оолитов (извлечение из табл. 75—78)	Среднее из 9 анализов гидрогетитовых оолитов (извлечение из табл. 24)
SiO <sub>2</sub> связан. . . . .	21,36	1,02
SiO <sub>2</sub> кварца . . . . .	1,72	3,16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	29,58	70,32
FeO . . . . .	13,73	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,10	8,17
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,50	0,38
CaO . . . . .	1,68	0,80
MgO . . . . .	1,35	0,70
MnO . . . . .	0,13	0,21
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,76	1,32
CO <sub>2</sub> . . . . .	3,43	0,17
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	8,10	9,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	4,45	2,70
S орг. . . . .	0,42	0,11
S . . . . .	Не опред.	0,05
K <sub>2</sub> O . . . . .	» »	0,11
Na <sub>2</sub> O . . . . .	» »	0,18
Сумма . . . . .	99,31	98,96
Fe металлич. . . . .	31,11	49,22

## 6. ОБРАЗОВАНИЕ ЦЕМЕНТА И ДРУГИЕ ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Диагенезом мы будем называть всю совокупность процессов минералообразования, происходящих в осадке до превращения его в твердую породу. При таком достаточно широком понимании этого термина описанное выше образование оолитов, формировавшихся в верхней части песчаного осадка русел, следует считать также процессом диагенетическим.

Однако оолиты в большинстве случаев после своего образования подвергались перемыву и некоторому переносу. Лишь немногие хлоритовые оолиты II типа, особенно близкие по своему составу к окружающему цементу, может быть, могут считаться залегающими на месте своего образования. Поэтому для каждого данного штуфа руды оолиты обычно не являются образованиями диагенетическими, а скорее должны рассматриваться как аллотигенный продукт механической седиментации. Это еще более справедливо для руд бобово-оолитовых и руд конгломератовой текстуры, в которых основная масса оолитов залегают не поодиночке, а в кусках ранее сцементированной породы.

В настоящем разделе работы кратко описано образование цемента руд и другие процессы аутигенного минералообразования, продукты которых и сейчас находятся на том месте, на котором они возникли.

В статьях, посвященных описанию месторождений оолитовых железных руд, довольно часто высказывается мнение о том, что хлоритовый или сидеритово-хлоритовый цемент оолитов образовался в результате

диагенетических преобразований тонкого пелитового осадка. Возможно, что для некоторых месторождений это справедливо. Однако в Северном Приаралье процесс образования цемента оолитов протекал, по-видимому несколько иначе.

Оолиты руд Приаралья образовывались, как мы видели, не в глинистом осадке, а в мелком песке, содержавшем очень небольшую примесь пелитового материала. Уже это обстоятельство свидетельствует о невозможности образования цемента за счет диагенетических превращений глинистого осадка, так же как оно свидетельствовало о невозможности образования этим путем оолитов. Однако можно было предположить, что оолиты при перемыве попадали в более глинистый осадок и тогда цементировались. Это предположение также приходится отвергнуть на основании наблюдений, сделанных на месторождении Кок-булак.

В пределах Северного и Центрального участков этого месторождения развиты, как писалось выше, мощные наклонные линзы руды, отложившиеся на подводном склоне озерной дельты. Эти линзы сложены разными типами руды, в частности — черными сыпучими рудами. Последние вниз по наклону линз, а иногда и по простиранию, переходят в сцементированные разности руд, что хорошо видно на разрезах через месторождение (рис. 25, 26 и 27). Механические анализы черных сыпучих руд, образцы которых брались из скважин близ границы со сцементированными разностями, обнаружили такое же полное отсутствие пелитовых фракций и почти полное отсутствие алевритовых фракций, как и анализы образцов, взятых в центральных частях линз. Никакого увеличения фракций меньше 0,1 мм в черных сыпучих рудах при приближении к переходу их в сцементированные разности не наблюдается. Размеры оолитов и зерен кварца в сцементированных разностях остаются такими же, как в этих рудах.

Отсюда можно сделать только один вывод, — что сцементированные руды до своей цементации не содержали или почти не содержали пелитового материала, как и рыхлые сыпучие руды. А если это так, то следует считать, что их цемент возник не путем минералогического преобразования какого-то пелитового материала, а скорее всего, путем выпадения из водных растворов, циркулировавших в осадке между оолитами, т. е. таким же образом, каким происходит цементация песков в песчаники, которая иногда совершается в позднем эпигенезе, а иногда, несомненно, возникает в процессе диагенеза.

Кстати говоря, на некоторых месторождениях Приаралья руда переслоена железистыми песчаниками и алевролитами, цемент которых, вероятно, образовался одновременно с цементом оолитов и совершенно таким же образом.

Б. П. Кротов (1952, 1953<sub>1</sub>) процесс цементации оолитовых железных руд и сопровождающее его замещение в осадке рудными минералами нерудных выделяет под особым названием «телогенеза». Он считает, что эти процессы являются результатом изменения физико-географической среды в районе отложения руд. В частности, для верхнемеловых оолитовых руд восточного склона Урала Б. П. Кротов предполагает смену прибрежно-морской обстановки во время образования оолитов обстановкой крупных заболоченных опресненных озер во время образования цемента. В этих озерах, «благодаря слабому волнению, выделяющиеся золи не могли образовать оолита, а впитывались в осадки, цементировали и замещали их» (Кротов, 1953<sub>1</sub>, стр. 89). Вследствие восстановительного характера застойных вод озерных бассейнов железа в эту стадию существования бассейна выпадало, по мнению Б. П. Кротова, в виде хлорита и сидерита, которые цементировали образовавшиеся при иных условиях гидрогетитовые и гидрогетитово-хлоритовые оолиты.



Нам трудно судить об условиях образования оолитовых руд восточного склона Урала, но для руд Северного Приаралья нет никаких оснований считать различной физико-географическую обстановку времени образования оолитов и времени образования цемента. Подобное предположение исключается уже фактом существования во всех генетических типах месторождений (кроме озерного) руд конгломератовой текстуры, заключающих перемытые обломки руды, сцементированной до окончания формирования залежи. В одних месторождениях Приаралья и оолиты и цемент образовывались в речной обстановке, в других — в лиманной, в третьих — в дельтовой, в четвертых — в озерной, но в каждом случае та или иная физико-географическая обстановка была постоянной в течение всего времени формирования месторождения.

Чтобы подчеркнуть это обстоятельство, термин «телогенез» для месторождений Северного Приаралья употреблять мною не будет.

Поскольку разница в минералогическом составе оолитов и цемента в неокисленных рудах Приаралья так же очевидна, как и в рудах других месторождений оолитовых железных руд, поскольку ясно, что образование тех и других происходило в различной физико-химической среде. Однако это различие было обусловлено не изменением географической обстановки района образования руд, а изменением характера диагенетических процессов на стадии образования оолитов и на стадии образования цемента.

Образование оолитов происходило в поверхностном слое песчаного осадка речных русел (а для некоторых месторождений полностью или частично в поверхностном слое песчаного осадка лиманов, дельт и озер), а цемент образовывался в более глубоких частях этого осадка, где под влиянием разложения захороненного органического вещества господствовала более восстановительная и, вероятно, несколько более кислая обстановка.

Необходимо еще раз отметить, что в оолитах сцементированных руд Приаралья всегда присутствует первичный гидрогетит. Даже в хлоритовых оолитах он образует тонкие, иногда прерывистые пленочки между зелеными концентрами железистого алюмосиликата (табл. V, фиг. 3; табл. VI, фиг. 1 и 3). Между тем в неокисленном цементе оолитов гидрогетит часто совершенно отсутствует. Это наводит на мысль о том, что цементация оолитов начиналась ниже границы распространения в осадке вод, содержавших коллоидные растворы гидроокиси железа.

Мы предполагаем, что в речной воде железо переносилось в виде железо-органических соединений и коллоидных растворов его окиси, защищенных органическими коллоидами. Уже в водах, пропитывавших верхний слой песчаного осадка, часть окиси железа восстанавливалась до закиси. В результате этого в растворе образовывались два противоположно заряженных золя: гидроокиси железа и закисно-окисного алюмосиликата железа. Их взаимная коагуляция приводила к образованию оолитов. Осадок оставался пористым и проницаемым для речных вод. Однако в более глубокие части осадка золи гидроокиси железа проникнуть не могли. Просачиваясь вниз, они все более восстанавливались, и с известной глубины в водах осадка железо было представлено только в виде золя алюмосиликата. С этой глубины ритмическое выделение разных рудных минералов в виде оолитов прекращалось и начиналось заполнение пространства между ними и зернами терригенных минералов однородным гелем хлоритового состава.

По-видимому, промежуточной стадией между этими двумя процессами было образование широких наружных хлоритовых оболочек вокруг некоторых оолитов и рудных обломков (табл. V, фиг. 2 и 4), а также образование хлоритовых псевдооолитов, лишенных концентрического стро-

ения (стр. 301, табл. V, фиг. 4; табл. IX, фиг. 1). Генезис последних, впрочем, не вполне ясен. Судя по некоторым шлифам (табл. X, фиг. 3; табл. XII, фиг. 3), часть таких псевдооолитов могла образоваться позднее, в результате замещения сплошным хлоритом гидрогетитовых оолитов или оолитов сложного состава.

Таким образом, выделение рудных минералов цемента было непосредственным продолжением во времени выделения рудных минералов в виде оолитов, но происходило в более глубоких частях осадка. Одновременно с образованием на некоторой глубине цемента, в более поверхностном слое осадка продолжалось образование оолитов.

В условиях резко выраженной окислительной среды, проникавшей на большую глубину в осадок, цементация не происходила. Возникали черные сыпучие руды. В других случаях цементный хлорит выпадал лишь в виде пленок вокруг оолитов и слабо скреплял их между собой, как это можно видеть на табл. IX, фиг. 1, 3 и 4. Тогда образовывались зеленые сыпучие руды. Однако в большинстве случаев хлорит заполнял почти все промежутки между оолитами и обломочными зернами, в результате чего возникали сцементированные разности руд.

Речные воды нередко перемывали не только верхний слой осадка, в котором шло образование оолитов, но и более глубокие его части, где происходила их цементация. Если размыву подвергалась руда с еще не отвердевшим цементом, ее обломки легко приобретали округлую форму, в месте захоронения нередко облекались новыми концентрирами и образовывали бобовины бобово-оолитовых руд. Если размывался песчано-оолитовый осадок с отвердевшим цементом, то возникали руды конгломератовой текстуры, состоящие из угловатых рудных обломков. Во всех случаях при переносе цемент окислялся и превращался в гидрогетитовый.

Как отмечалось ранее, бобово-оолитовые и грубые конгломератовые руды развиты только в речных отложениях.

В месторождениях лиманного и дельтового генезиса количество руд конгломератовой текстуры вообще резко сокращается и среди них присутствуют только мелкогалечные или мелкощебенчатые разности. Это позволяет думать, что в лиманной и дельтовой обстановке перемыв ранее отложенного рудного материала играл сравнительно небольшую роль, хотя местами и здесь следы такого перемыва можно наблюдать непосредственно в обнажениях. Большая часть обломочного рудного материала в лиманы и на подводный склон дельты приносилась реками. Что же касается озерных залежей джаксыккычской свиты, то в них следы перемыва рудного материала можно обнаружить только при изучении шлифов. Они связаны, вероятно, с различной глубиной проникновения волнений в разные моменты формирования залежи, что могло зависеть от разных причин, в частности от некоторых колебаний уровня бассейна.

Цемент оолитов в месторождениях Приаралья первоначально, по-видимому, всегда был хлоритовым<sup>1</sup>. При дальнейшем развитии процессов диагенеза и восстановления железа этот хлорит в большей или меньшей мере замещался сидеритом. Степень развития сидеритизации цемента, вероятно, определялась количеством захороненного органического вещества, т. е. емкостью восстановительного процесса<sup>2</sup>, а в конечном счете, по-видимому, зависела от генетического типа месторождения.

---

<sup>1</sup> Первичный гидрогетитовый цемент, может быть, образовывался только в грубых конгломератовых рудах (стр. 267—271). Некоторые обоснования этого приводятся ниже. Однако и в этом случае нельзя быть твердо уверенным в характере первичного цемента, так как ниже уровня грунтовых вод такие руды не наблюдались.

<sup>2</sup> Мы пытались построить для разных типов руд Приаралья балансы аутигенно-минералогических форм железа согласно методике, рекомендованной Н. М. Страховым и

К сожалению, разведанные залежи речного происхождения находятся почти целиком в зоне современного окисления и потому материалов для характеристики состава их первоначального цемента очень мало. Однако вряд ли может быть случайным, что максимальное известное содержание сидерита в неокисленных сцементированных рудах для речного месторождения Талды-эспе равно 17,14%, для лиманного месторождения Кара-сандык — 32,61% и для дельтового месторождения Кок-булак — 40,29%.

Следует заметить, что в зеленых сыпучих рудах с пленочным хлоритовым цементом сидеритизация не наблюдается или развита очень слабо (до 4,08%  $\text{FeCO}_3$ ). Значительного развития она достигала только в рудах со сплошным хлоритовым цементом.

По поводу последовательности выделения в оолитовых рудах хлорита и сидерита существуют разные точки зрения.

Многие исследователи считают, что хлорит и сидерит в оолитовых рудах и вообще в осадках образуются при подходящих значениях pH и Eh одновременно (Кротов, 1953; Малаховский, 1956, Точилин, 1956, и др.). Однако, в рудах Северного Приаралья эти минералы образовывались, по-видимому, в разные стадии диагенеза. В очень редких случаях в шлифах руд Кок-булака при большом увеличении можно наблюдать развитие небольших количеств вторичного хлорита по сидериту (стр. 303). Это может отражать вполне естественные регрессивные изменения обстановки диагенеза, неизбежные, например, после каждого размыва поверхности речного осадка. Однако, как правило, сидерит в рудах Приаралья образовался после хлорита и по хлориту. Это хорошо видно по взаимоотношению обоих минералов в большом количестве просмотренных шлифов. Кроме того, более позднее образование сидерита, происходившее, по-видимому, в более глубоких частях осадка, доказывается еще одним наблюдением.

При окислении цементного сидерита образуются характерные микроструктуры цементного гидрогетита, подобные тем, которые описаны М. С. Точилиным (1950) для липецких месторождений и названы им «реликтивно-метасоматическими». В нашем случае это различные ромбоэдры, веретенообразные микроконкреции, микросферы, концентрически-слоистые и колломорфные выделения гидрогетита, описанные на страницах 298—299. Некоторые из них изображены на табл. VI, фиг. 1, и табл. VII, фиг. 1. Подобные формы выделения цементного гидрогетита обильны в современной зоне окисления руд с первичным хлоритово-сидеритовым цементом, но никогда не встречаются в цементе обломков, слагающих руды конгломератовой текстуры. Эти обломки всегда имеют сплошной аморфный гидрогетитовый цемент, который образуется при окислении такого же сплошного и бесструктурного хлоритового цемента.

Отсюда можно сделать вывод, что при перемыве рудного материала, кроме поверхностного рыхлого слоя осадков с оолитами, захватывалась лишь верхняя часть сцементированной зоны осадков, в которой цемент

---

Э. С. Залманзон (1955). Однако материалов для этого оказалось недостаточно. Указанные авторы предупреждают, что предложенная ими методика «требует оперирования анализами не отдельных индивидуальных проб пород, а усредненными показателями по ним, основанными на сериях образцов» (стр. 50). У нас же для выведения надежных средних цифр было совершенно недостаточное количество анализов, в особенности определений сульфидной серы и органического углерода. Составление балансов аутентично-минералогических форм железа для рудных залежей, по-видимому, вообще более сложно, чем для пород, в которых оно содержится в кларковых количествах вследствие большей миграции рудных растворов. Количество остаточного углерода в рудах Приаралья вообще очень невелико. Имеющиеся средние цифры его содержания приведены в табл. 69. Прямого соответствия между количеством остаточного углерода и количеством сидерита в руде не наблюдается. О связи между количеством углерода и количеством сульфидов железа упоминалось на стр. 343.

был еще только хлоритовым. Сидерит образовывался глубже в осадке и поэтому руды с сидеритизированным цементом в олигоценовое время перемыву не подвергались.

Еще позднее и, по-видимому, еще ниже в осадке образовывались присутствующие в ничтожном количестве сульфиды железа: пирит и марказит. Они встречаются только в сидеритовом цементе руд или в сидеритизированных глинах и, судя по шлифам, явно образовались после сидерита.

Таким образом, последовательность образования рудных минералов в месторождениях Приаралья подтверждает тот ряд диагенетических преобразований минералов железа, который теоретически был обоснован в работе Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955). Сначала образуется смесь гидрогетита и хлоритов (оолиты), затем хлориты, затем сидерит и, наконец, сульфиды железа. Этот ряд отражает увеличение редукции соединений железа с глубиной осадка. Однако два первых его члена образовались в месторождениях Приаралья путем выпадения из циркулировавших в псаммитовом осадке растворов и лишь два последних его члена — путем преобразования ранее существовавших на этом месте минералов.

Процесс сидеритизации цемента не только изменял минералогическую форму значительной части железа, но и приводил к большому качественному изменению общего химического состава осадка. В этом легко убедиться, если сравнить анализы богатых и бедных сидеритом руд в табл. 41, 42 и 55, а еще лучше, — если сравнить средний химический состав выделенного цементного хлорита (по табл. 75, 76, 77 и 78) и выделенного цементного сидерита (по табл. 80). Последнее сравнение приведено в табл. 97. Оно показывает, так же как и другие перечисленные таблицы, что сидеритизация цемента сопровождалась удалением из осадка больших количеств глинозема и связанного кремнезема, понижением содержания  $TiO_2$  и  $MgO$  и повышением содержания  $MnO$  и  $CaO$ .

Н. М. Страхов и Э. С. Залманзон (1955, стр. 46) считают, что при сидеритизации хлорита «освобождающийся алюмосиликатный остаток может реагировать со щелочными и щелочно-земельными ионами и участвовать в формировании аутигенных глинистых минералов или цеолитов». Однако в рудах Приаралья не встречены никакие аутигенные минералы, которые были бы похожи на цеолиты из осадочных пород, описанные за последние 10 лет в статьях А. М. Болдыревой, Г. И. Бушинского, В. С. Васильева, Г. С. Дзоценидзе, Е. П. Ермоловой, Н. В. Ренгартен и других авторов. Аутигенные же глинистые минералы при сидеритизации хлорита, может быть, и образовывались, но, во всяком случае, в очень небольшом количестве, так как сидеритовый цемент беден глиноземом и связанным кремнеземом. Основная часть этих компонентов при сидеритизации цемента, по-видимому, переходила в раствор и диффундировала из осадка.

Необходимо отметить также, что количество  $CO_2$ , связываемого закисным железом при сидеритизации цемента, значительно превышает ту его массу, которая могла получиться в результате окисления органического вещества. Содержание  $CO_2$  в рудах с сидеритовым цементом достигает 15,95% и в среднем для Кок-булака равно 10,70%. Очевидно, что значительная его часть была получена за счет ионов  $HCO_3$ , которые были связаны в иловых растворах с кальцием, а отчасти, может быть, также с магнием. Косвенное подтверждение этому можно видеть в прослоях неоолитового, явно диагенетического анкерита и анкеритового алевролита, которые появляются почти исключительно внутри руд с высокой сидеритизацией цемента или на контактах их с другими породами.

## Сравнение среднего химического состава (в %) хлоритового и сидеритового цемента руд

(Северный и Центральный участки месторождения Кок-булак)

Компоненты	Хлоритовый цемент		Сидеритовый цемент	
	средние данные по 15 обр.	то же в пересчете на вещество без CO <sub>2</sub> и кварца	средние данные по 3 обр.	то же в пересчете на вещество без CO <sub>2</sub> и кварца
SiO <sub>2</sub> . . . . .	27,63	23,44 (без кварца)	4,05	1,61 (без кварца)
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0,52	0,60	0,12	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	12,28	14,03	2,16	3,40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	23,62	26,99	3,20	5,04
FeO . . . . .	15,02	17,16	50,33	79,30
MnO . . . . .	0,10	0,11	0,35	0,55
CaO . . . . .	1,57	1,80	2,10	3,30
MgO . . . . .	1,17	1,34	0,52	0,82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0,68	0,78	Не опред.	Не опред.
CO <sub>2</sub> . . . . .	5,14	—	32,86	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup> . . . . .	7,05	8,04	1,18	1,86
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup> . . . . .	4,48	5,11	2,05	3,23
C . . . . .	0,52	0,60	0,37	0,59
S . . . . .	Не опред.	Не опред.	0,07	0,11
Сумма . . . . .	99,78	100,00	99,36	100,00
Кварц . . . . .	7,11	—	3,03	—
Fe общее . . . . .	28,16	32,38	39,14	65,21

Следовательно, сидеритизация цемента оолитов в условиях месторождений Северного Приаралья была связана со значительным изменением состава руд и обогащением их железом (последнее особенно заметно при пересчете на вещество руды без CO<sub>2</sub>).

Следует напомнить, что железо оолитов, как I типа, окисленных во время перемыва, еще в олигоценное время, так и II типа, сохранивших свой гидрогетитово-хлоритовый состав до современной эпохи, было в процессе диагенеза исключительно устойчивым к редукции. Случаи разрушения оолитов и замещения их сплошным хлоритом или сидеритом цемента, детально описанные для многих месторождений, имеются и в Приаралье. Они упоминались выше (стр. 304 и стр. 336). Однако они исключительно редки. Гораздо чаще можно наблюдать четкую линию контакта сидерита цемента и поверхности гидрогетитовых оолитов без всяких следов коррозии последней. Такие соотношения легко объяснимы, если считать, что хлоритовый цемент образовывался не путем восстановления гидрогетита, а выпадал из растворов между оолитами. Ко времени же начала сидеритизации цемента оолиты, видимо, были уже достаточно уплотнены, чтобы в основной своей массе противостоять разрушению.

Значительно менее устойчивыми, чем оолиты, в процессах диагенеза рудного, осадка оказались зерна обломочных минералов, в частности — кварца и полевых шпатов. Они разрушались на всех стадиях диагенеза, о чем свидетельствует замещение их в ядрах оолитов гидрогетитом, а в цементе руд — хлоритом, сидеритом и пиритом. Даже зерна такого устой-

чивого минерала, как циркон, в цементе руды подвергались разведанию и замещению по трещинам хлоритом. Такое сильное растворение в процессе диагенеза зерен обломочных минералов не свойственно обычным пескам и алевролитам, но отмечается для очень многих месторождений осадочных железных руд. По-видимому, оно является не только следствием развивающихся в осадке восстановительных условий, но также результатом высокой концентрации в этом осадке способных к реакциям замещения рудных растворов. Как справедливо замечают Н. М. Страхов и Э. С. Залманзон (1955, стр. 46), каждое преобразование рудных минералов в более редуцированные сопровождается растворением ранее отложившейся твердой фазы и выпадением из раствора новой. В эти моменты преобразований содержащиеся в иловых водах ионы были способны растворять кварц и силикатные обломочные минералы, в результате чего они частично или полностью замещались различными рудными минералами. Растворенный кремнезем при этом частью шел на образование хлоритов, в очень небольшой части снова выделялся в цементе в виде халцедона и опала (стр. 350), а главным образом, вероятно, диффундировал из осадка, так же как кремнезем и глинозем, переходившие в раствор при сидеритизации хлоритового цемента.

Как указывалось, описанные диагенетические процессы развивались не во всех случаях. В местах отложения черных сыпучих руд они, по-видимому, совершенно не имели места. Интересно, что эти руды в залежах речного происхождения встречаются в ничтожных количествах, а наиболее широко распространены в дельтовых и озерных залежах. Здесь они занимают среди руд других типов совершенно определенное положение, о чем подробно было сказано при описании месторождения Кок-булак. В дельтовых залежах они слагают обычно верхние концы наклонных рудных линз, а в озерной залежи Южного участка этого месторождения широко распространены только в самой южной его, структурно наиболее приподнятой и, по-видимому, прибрежной части. Вниз по наклону дельтовых линз и в более погруженной части озерной залежи Южного участка они замещаются сцементированными рудами с первичным сидеритово-хлоритовым цементом.

Особым диагенетическим процессом было образование прослоев и линз массивных неоолитовых сидеритов и анкеритов. При их описании отмечалось, что они возникли за счет изменения глин, иногда алевроитовых и даже слабопесчанистых, а иногда довольно чистых, т. е. за счет осадка совсем другого гранулометрического состава, чем тот, в котором формировались рудные оолиты. В наиболее типичном случае прослой массивных сидеритов и анкеритов возникали вдоль контактов оолитовой руды и глины, очевидно, за счет диффузии в последнюю бикарбонатных растворов и последующего выпадения карбонатов при дегазации. Этот процесс подробно описан Н. М. Страховым (1953). Отметим лишь, что в месторождениях Приаралья массивные сидериты и анкериты никогда не возникали за счет преобразования самих оолитовых руд, но всегда за счет соседних с ними по разрезу, более тонких по составу пород, первоначально лишенных рудного материала. Химические анализы показывают, что в этих случаях сидериты и анкериты никогда не содержат хлоритов, хотя бы они залежали на контакте с зеленой оолитовой рудой, очень богатой хлоритами. Это подтверждает предположение о том, что хлорит выпадал из растворов, циркулировавших между оолитами, а более поздние миграции железа в осадке совершались уже в виде бикарбоната и карбоната.

Диагенетический характер массивных сидеритов и анкеритов был обоснован выше (в главе о минералогии) на основании изучения многочисленных шлифов. Однако доказательства именно такого их происхожде-

ния можно найти и при осмотре обнажений, например, разрезов Рудного мыса месторождения Кара-сандык. Отдельные линзы этих пород здесь нередко имеют на концах округлые очертания и представляют собой как бы сильно вытянутые в плоскости слоистости конкреции. С исчезновением в северном направлении прослоев глин в руде исчезают и сидеритово-анкеритовые прослои.

На том же месторождении Кара-сандык наблюдается сидеритизация верхних 8—10 см глин чеганской свиты. Слои этой свиты здесь косо срезаются подошвой вышележащей кутанбулакской свиты, в результате чего полоса сидеритизации сечет слоистость. Это ясно указывает на ее вторичное диагенетическое происхождение. Поскольку же максимум сидеритизации совпадает с кровлей чеганской свиты, а книзу она постепенно убывает,— можно предположить, что она произошла в результате миграции железистых растворов со дна лимана кутанбулакской эпохи.

Несколько иной была обстановка образования массивных сидеритов и анкеритов в богатых железом глинах «фации переслаивания» на месторождении Кок-булак. Здесь прослой таких пород возникали не только на контакте с оолитовой рудой, но также и внутри сплошных глин (табл. IV, фиг. 2). До сидеритизации эти глины содержали большое количество хлорита. Поэтому в образовавшихся из них сидеритах и анкеритах, в противоположность описанному выше, можно наблюдать в шлифах присутствие различных количеств остаточного пелитоморфного хлорита.

В одном случае на месторождении Кара-сандык и довольно часто на месторождении Кок-булак прослой массивного сидерита и анкерита залегают внутри сплошных зеленых оолитовых руд с хлоритово-сидеритовым цементом. Однако пелитовый характер нерастворимого остатка показывает, что и в этих случаях они образовались диагенетическим путем, за счет полностью карбонатизированных прослоев глины, залегающей внутри оолитовой руды.

Мощность сидеритовых и анкеритовых прослоев обычно равна 15—30 см, в глинах «фации переслаивания» Кок-булака достигает 60 см, а на том же месторождении в рудах с хлоритово-сидеритовым цементом в одном случае доходит до 1 м, т. е. нигде не превышает тех мощностей, которые указывает для диагенетических сидеритов Н. М. Страхов (1953, стр. 31).

Наконец, диагенетическим процессом было также образование фитоморфоз, описанных в главе X. Оно происходило вскоре же после захоронения обломков древесины, так как иначе последние не сохранили бы своего клеточного строения. Основным замещавшим древесину минералом в рудах Приаралья был во всех случаях фосфат кальция. Редкие древесные остатки, обнаруженные в зеленых оолитовых рудах Кок-булака, содержат также 6,5—7,5% сидерита и сохранили значительное количество органического углерода (8—12%). Однако основная масса фитоморфоз встречена в конгломератовых рудах речного происхождения. Эти фитоморфозы содержат очень мало органического углерода и всего от 2,70 до 4,00%  $Fe_2O_3$ , что говорит о сравнительно слабой подвижности железа при процессах диагенеза в зоне их захоронения. Такие данные заставляют предполагать, что цемент грубых конгломератовых руд, несмотря на присутствие больших количеств органического вещества в виде обломков древесины, сидеритизации не подвергался<sup>1</sup>.

Он вероятно был, в основном хлоритовым. Для наиболее грубых кавернозных и, следовательно, легко проницаемых разностей конгломератовой руды, которые можно наблюдать в обнажениях месторождения

<sup>1</sup> Вероятно вследствие того, что органическое вещество не было распылено в осадке, а также вследствие легкости дегазации осадка при его грубой текстуре.

Кутан-булак, не исключена возможность присутствия первичного гидрогетитового цемента, о чем писалось выше.

## 7. ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

Вскоре после своего образования железорудные залежи Северного Приаралья были погребены под отложениями более высоких свит олигоцена, нижнего и среднего миоцена. Они оказались лежащими на глубине во много десятков метров, в некоторых случаях на глубине более 100 м (Кара-сандык). Каких-либо следов изменений минералогического состава руд, происходивших в это время, не наблюдается. Может быть, в начале его еще продолжались в ослабленной форме некоторые из описанных выше диагенетических процессов.

Новые изменения минералогического состава руд начались во второй половине плиоцена и в четвертичное время, когда территория Приаралья испытала значительное поднятие, начались процессы эрозии и создания современного рельефа, рудные залежи оказались вскрытыми и частично или полностью выведенными выше уровня грунтовых вод. Эти поздние процессы изменения состава руд я объединяю под названием эпигенетических. Их было по меньшей мере три: 1) окисление закисных соединений железа, сопровождавшееся некоторой миграцией рудных растворов и образованием вторичных выделений гидрогетита; 2) образование кальцитового цемента сыпучих руд и 3) обогащение гипсом верхних частей обнаженных рудных залежей.

Окисление закисных соединений железа охватило все части рудных тел, лежащие выше уровня грунтовых вод, а в более пористых разностях руд частично распространилось и ниже этого уровня. Как было указано выше, цементный сидерит очень неустойчив против окисления. Он исчезает сейчас же выше уровня грунтовых вод. Хлорит цемента и оолитов более устойчив. Он буреет, пигментируется гидрогетитом, но все же в некоторых случаях обнаруживается даже в шлифах образцов, взятых из обнажений.

Массивные сидериты и анкериты быстро покрываются бурой коркой гидрогетита с поверхности прослоев и по трещинкам отдельности, но внутри кусков породы часто сохраняют первоначальный состав даже на поверхности.

Процесс происходящего сейчас на уровне грунтовых вод окисления сидерита проявляется в образовании углекислого газа, который на всех месторождениях затруднял проходку глубоких шурфов.

Для решения вопроса о том, сопровождается ли современный процесс окисления руд с сидеритово-хлоритовым цементом какими-либо другими изменениями их состава, были вычислены отношения к суммарному количеству железа других химических компонентов в таких рудах и в рудах с гидрогетитовым цементом для Центрального и Северного участков месторождения Кок-булак, по территории которых имеется наибольшее число полных анализов. Результаты такого вычисления (помноженные на 100, чтобы выразить отношения более крупными числами) приведены в табл. 98. Из нее видно, что отношение к железу кремнезема, окиси кальция, окиси фосфора и серы при современном окислении руд почти не изменяется. Как будто намечается некоторая убыль глинозема, окиси титана, окиси магния и окиси марганца.

Однако и для этих компонентов изменение содержания не настолько велико, чтобы при сравнительно небольшом количестве анализов быть уверенным в их действительном выносе. Несомненно увеличивается количество связанной воды, что объясняется гидратацией возникающей окиси железа.



Отношение к общему количеству железа других компонентов химического состава в неокисленных и в окисленных рудах

(Центральный и Северный участки месторождения Кок-булак)

Отношения компонентов	Руды с сидеритово-хлоритовым цементом (среднее из 23 анализов табл. 41)	Руды с гидрогетитовым цементом (среднее из 16 анализов табл. 44)
$\text{SiO}_2 : \text{Fe} \times 100$ . . .	47,55	48,24
$\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe} \times 100$ . . .	20,06	14,96
$\text{TiO}_2 : \text{Fe} \times 100$ . . .	1,12	0,84
$\text{CaO} : \text{Fe} \times 100$ . . .	5,34	5,52
$\text{MgO} : \text{Fe} \times 100$ . . .	2,62	1,80
$\text{MnO} : \text{Fe} \times 100$ . . .	1,12	0,40
$\text{P}_2\text{O}_5 : \text{Fe} \times 100$ . . .	3,15	3,48
$\text{S} : \text{Fe} \times 100$ . . . .	0,33	0,30
$\text{H}_2\text{O}^+ : \text{Fe} \times 100$ . . .	16,84	22,06

Общий вывод заключается в том, что современные процессы окисления закисных соединений железа, в противоположность происшедшим в олигоценное время, не сопровождаются сколько-нибудь существенным изменением содержания в руде других компонентов. Алюмосиликатный остаток от разрушения хлоритов не удаляется из руды, а остается на месте, образуя какие-то глинистые минералы. Этим объясняется сравнительно высокое содержание пелитовой фракции в нерастворимых остатках всех сцементированных гидрогетитовых руд.

К тем же выводам можно прийти, сравнивая анализы зеленых сыпучих руд и бурых сыпучих руд, которые являются продуктом современного окисления первых (см. описание этих руд в главе VIII).

Количество присоединяемой при гидратации окиси железа воды значительно меньше, чем количество  $\text{CO}_2$ , удаляющегося при окислении сидеритового цемента. Поэтому сцементированные гидрогетитовые руды зоны окисления значительно более пористы, чем руды со сплошным хлоритово-сидеритовым цементом. Во всей своей толще они водонепроницаемы и, если залегают на глинах, то нередко содержат в основании небольшие скопления грунтовых вод, как это отмечено на месторождении Кутан-булак (родник Бол-булак).

Проницаемость окисленных руд приводит к некоторой миграции окислов железа, возникновению секущих прожилков плотного темно-бурого гидрогетита, образованию жеод, а иногда к ожелезнению пород, подстилающих рудную залежь. Таково происхождение красных глин в верхней части чеганской свиты на западной стороне главной рудной залежи месторождения Кутан-булак, а также жил гидрогетитовой цементации, которые вклиниваются от подошвы руды в подрудные алевроиты в обнажениях оврага Тасты-сай на месторождении Талды-эспе.

Процесс образования кальцитового цемента сыпучих разновидностей руды был достаточно подробно рассмотрен при описании месторождения Кок-булак (стр. 141—142) и при описании руд с таким цементом (стр. 245—254 и стр. 263—267). Было выяснено, что эти руды образовывались только выше уровня грунтовых вод, в эрозионных депрессиях раннечетвертичного

рельефа, за счет инфильтрации карбонатных растворов и отложения кальцита между оолитами черной и бурой сыпучей руды. Не повторяя этих данных, мы разберем сейчас вопрос о возможном источнике кальция.

Таким источником не могла быть сама рудоносная толща, поскольку первичные разности оолитовых руд содержат кальций в очень небольших количествах. Более богаты аутигенным кальцитом массивные анкериты, но они встречаются редко, залегают тонкими прослоями, а кроме того, сохраняют свой кальций в зоне окисления, лежащей выше уровня грунтовых вод. Следовательно, не они являлись источником кальция в цементе оолитовых руд. Междрудные и надрудные породы кутанбулакской свиты также содержат настолько мало кальция, что не могли быть его источником в цементе оолитов.

Таким образом, приходится допустить, что кальцит цемента руд проник в рудоносную толщу извне.

Руды с кальцитовым цементом наиболее часто встречаются среди дельтовых отложений месторождения Кок-булак, а в пределах этого месторождения — в полосе вдоль оврага Тас-сай. Наблюдения в этом овраге и указывают на возможный источник кальция. На дне его, помимо разнообразных рудных обломков, встречаются крупные светло-серые обломки, плитки и округлые стяжения плотного кристаллического песчанистого известняка, иногда переходящего в известковистый песчаник. Коренные выходы этих пород на месторождении Кок-булак сейчас отсутствуют и вымываются в русло Тас-сай из его древних террас, в обнажениях которых куски таких пород хорошо видны.

Характер описываемых пород не оставляет сомнений в их возрасте и происхождении. Это наиболее твердые компоненты отложений так называемой аральской свиты нижнего миоцена, которая некогда покрывала всю площадь месторождения Кок-булак, а сейчас сохранилась на вершинах некоторых останцов к северу и к востоку от него, а также в опущенной поднадвиговой полосе Куландинской зоны поднятий к западу от него. Аральская свита сложена мергелями, различными известняками и мергелистыми глинами. Все породы ее содержат много кальция. Присутствие гальки этих пород в террасах оврага Тас-сай говорит о том, что во время, соответствующее первым этапам образования оврага, аральская свита покрывала водоразделы на месторождении Кок-булак.

Следовательно, несомненно существовала эпоха, когда рудные тела Кок-булака во многих местах уже были вскрыты эрозией, а на водоразделах месторождения еще была развита мощная свита известковых пород, позднее полностью размытых. В эту эпоху атмосферные воды, выпадавшие на территории месторождения, насыщались известью за счет выщелачивания и разрушения пород аральской свиты. Проникая в дренированную оврагами рудоносную толщу, они могли откладывать известь на уровне грунтовых вод в виде цемента оолитов. Химизм этого процесса, вероятно, не отличался от тех процессов миграции и выпадения кальция, которые приводят к образованию широко распространенных и широко известных известковистых песчаников и алевролитов.

С точки зрения предлагаемой гипотезы становится понятной приуроченность руд с кальцитовым цементом к понижениям рельефа, имеющим только древнее происхождение. Овраг Тас-сай со времени отложения террасы, содержащей обломки пород аральской свиты, углубился всего на метр. Он уже существовал в эпоху, благоприятную для кальцитизации руд. Поэтому руды, залегающие вдоль него, обладают кальцитовым цементом. Таков же его характер в рудах под некоторыми другими древними понижениями рельефа. Под ложем же более молодых оврагов и ложбин руды лишены кальцитового цемента. Очевидно, что эти овраги и ложбины

достигли современного вреза лишь после смыва аральской свиты с водоразделов. В эпоху, благоприятную для образования кальцитового цемента, руды здесь были еще перекрыты коренными водоупорными глинами, которые мешали проникновению в них вод, богатых известью.

Таково же, вероятно, происхождение значительно менее распространенных прослоечек и линзочек руды с кальцитовым цементом в месторождениях Чокусинской синклинали.

Последним эпигенетическим процессом является образование гипса в порах и пустотах цемента окисленных гидрогетитовых руд. В ничтожном количестве он появляется сейчас же выше уровня грунтовых вод за счет окисления тех сульфидов железа, которые встречаются в виде одиночных кристаллов, неправильных зерен и прожилков в хлоритово-сидеритовом цементе. Однако при описании гипса в главе о минералогии руд отмечалось, что обогащение им наблюдается не во всей зоне окисления, а лишь в верхних, наиболее выветрелых частях рудных залежей, в местах их выхода на поверхность. Здесь содержание серы в руде, судя по данным бороздкового опробования, нередко поднимается до 1,0—1,5% (против 0,08—0,20% в исходной руде), и гипс становится заметным во многих шлифах.

Такое обогащение гипсом связано с современным почвообразованием в условиях аридного климата и свойственно не только рудам, но и другим породам, развитым в районе месторождений. Оно объясняется импัลверризацией сульфатов в почву и подпочвенные слои из разбросанных по прилегающей территории сорос и солончаков, а также с акватории Аральского моря. Для Приаралья этот процесс изучен и описан Л. К. Блиновым (1951).

Следовательно, обогащение гипсом верхних частей обнаженных рудных залежей является по времени наиболее поздним процессом изменения состава железных руд Северного Приаралья.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ СЕВЕРНОГО ПРИАРАЛЬЯ КАК НОВЫЙ ТИП ОСАДОЧНЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Во введении к настоящей работе говорилось, что оолитовые железные руды среди континентальных отложений до недавнего времени, по существу, не были известны. Указывалось на образование таких руд в мелководной прибрежной части шельфа, в заливах, бухтах, лиманах и эстуариях, связанных с морями нормальной солености, но не предполагалась возможность образования их в руслах рек, во внутриконтинентальных солонатоводных озерах, в лиманах и дельтах при впадении рек в такие озера.

Современные и древние озерные руды были известны, но они принадлежат к другим структурным типам и отличаются от оолитовых руд также и по составу.

Мнение Б. П. Кротова (1953<sub>1</sub>) о том, что олигоценовые руды Приаралья принадлежат к тому же типу, что и среднеюрские руды Нортхемптона в Англии, не совсем правильно. Судя по описанию Д. Г. Тэйлора (Taylor, 1949), в Нортхемптоне основная часть оолитовых руд залегает в виде строго горизонтальных, выдержанных по мощности пластов, содержит многочисленные остатки морской фауны и образовалась в мелководных морских условиях. Лишь в верхней части рудоносной толщи на двух стратиграфических уровнях имеются неглубокие (не глубже 4 м) руслообразные впадины, выполненные не рудой, а своеобразными шамозитово-каолинитовыми породами. Образование этих руслообразных впадин Д. Г. Тейлор, действительно, связывает с временными отступаниями береговой линии моря, врезанием в рудоносную толщу низовьев рек, спускавшихся с Пеннинской цепи, и последующим выполнением эрозионных врезв эстуариевыми осадками при новом повышении уровня моря. Однако он считает, что только небольшая часть шамозитовых оолитов, залегающих обычно близ основания руслообразных впадин, является аутигенной по отношению к выполняющим их эстуариевым осадкам. Основную же часть этих осадков составляют породы, которые «в буровом журнале обозначены как серые или коричневые песчанистые глины» (стр. 15). Они сложены расплюснутыми и деформированными каолинитовыми оолитами в алевритово-глинистом цементе. Эти каолинитовые оолиты, по мнению Д. Г. Тэйлора, образовались за счет выветривания и переотложения в эрозионных впадинах нормальных рудных оолитов морского происхождения.

Следовательно, в Нортхемптоне выполнения эрозионных впадин, морфологически похожие на русловые залежи Приаралья, сложены не рудой. Оолитовые же руды этого района Англии, во многом похожие на руды Приаралья, представляют собой не континентальные и даже не эстуариевые, а типичные морские отложения.

Среди других детально описанных месторождений оолитовых железных руд также нет ни одного, условия образования которого походили бы на условия образования железорудных месторождений Приаралья.

Итак, руды этого района в генетическом отношении представляют собой новый тип или, вернее, новую группу типов, которые раньше не были известны.

Утверждение о новизне этого типа железорудных месторождений относительно верно лишь в том смысле, что со времени его открытия прошло уже известное время. Моя статья о речном и эстуариевом (лиманном) происхождении железных руд Чокусинской синклинали была опубликована в 1951 г. С тех пор к выводу о речном происхождении большинства месторождений Приаралья и близкого им по генезису Лисаковского месторождения в Кустанайской области пришли многие исследователи (Б. П. Кротов, В. В. Лавров, Л. Б. Мнушкин, И. П. Новохатский, А. П. Сигов, А. Л. Яницкий). Сейчас существование оолитовых руд континентального, в частности, речного происхождения, по крайней мере для советских геологов, уже не является новостью. Однако эти руды очень мало известны; монографические описания их в печати не появлялись; условия их образования детально не изучались; в учебники и сводные руководства по рудным месторождениям сведения о континентальных оолитовых рудах еще не проникли. В этом отношении описанные в настоящей работе месторождения Приаралья еще продолжают оставаться новым типом месторождений оолитовых железных руд.

Изучение месторождений Северного Приаралья показывает разнообразие континентальных обстановок, в которых может идти образование оолитовых железных руд. Здесь встречены их крупные промышленные залежи в отложениях речных, лиманных, дельтовых и озерных. Это очень расширяет перспективы поисков месторождений оолитовых железных руд, в частности на территории Азиатской части СССР, где широко развиты разнообразные континентальные отложения верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя.

Первой задачей настоящей работы было обоснование континентального происхождения месторождений Приаралья и вместе с тем обоснование возможности поисков новых месторождений оолитовых руд среди континентальных отложений.

Вторая задача заключалась в том, чтобы выяснить химические и минералогические особенности континентальных оолитовых руд, а по возможности также физические и химические процессы, которые привели к возникновению их залежей. Эта задача не могла быть выполнена полностью путем изучения месторождений только Северного Приаралья. Во многих случаях осталось неясным, зависят ли те или другие особенности от условий образования месторождения или от каких-то других причин, например, палеоклиматических. Характерен в этом отношении пример с составом окаменелых древесин. На основании изучения материалов из Приаралья можно было предположить, что почти чисто фосфатный состав фитоморфоз свойствен железным рудам речного происхождения. Однако контрольный анализ фитоморфоз из несомненно речных железных руд Лисаковского месторождения показал, что фосфора в них почти нет. Следовательно, в некоторых случаях те или иные минералогические особенности объясняются не генезисом месторождения, а местными физико-химическими условиями.

Для выяснения вопроса о том, какие черты свойственны исключительно континентальным оолитовым рудам и отличают их от морских оолитовых руд, надо пересмотреть вопрос о генезисе месторождений, которые слабо изучены и при ближайшем рассмотрении могут также оказаться континентальными, а затем сравнить между собой все континентальные и все морские месторождения. Это задача, выходящая за рамки настоящей работы.

Однако изучение железорудных месторождений Приаралья положило начало сбору материалов для такого сравнения. Выясняется, что залежи континентальных оолитовых руд в большинстве случаев резко отличаются от залежей морских оолитовых руд по своей морфологии. Ни лентообразные рудные тела с ориентированной в одну сторону косою слоистостью, типа развитых в Чокусинской синклинали и в Лисаковском месторождении, ни мощные первично-наклонные рудные линзы, типа описанных для Северного и Центрального участков месторождения Кокбулак, ни в одном районе развития морских оолитовых руд неизвестны.

Следы перемыва рудного материала в большей или меньшей мере свойственны, как писалось выше, почти всем месторождениям оолитовых железных руд, независимо от условий их образования. Однако широкое развитие оолитовых руд конгломератовой текстуры, по-видимому, является особенностью месторождений речного генезиса, а в меньшей мере также месторождений лиманного и дельтового генезиса.

Различен и характер нерудного обломочного материала в морских и континентальных оолитовых рудах.

В первых, по данным сводной работы Н. М. Страхова (1947, стр. 133), «терригенные частицы представлены либо тончайшей глинистой фракцией, либо зернами кварца, полевого шпата, титанита и прочих минералов, диаметром в сотые и десятые доли миллиметра». Между тем, во вторых нерудный обломочный материал представлен главным образом примесью мелкозернистого, а в речных залежах также более крупного песка, гравия, галек, а нередко и обломков пород мугоджарского происхождения (диаметром до 10—15 см). Примесь не только глинистого, но даже алевритового терригенного материала в континентальных рудах первоначально совсем отсутствовала, о чем свидетельствуют механические анализы их сыпучих разностей. Лишь в зоне современного окисления мы можем обнаружить в их составе примесь каких-то глинистых минералов, возникающих при разрушении хлоритов.

Выяснение гранулометрического состава терригенного обломочного материала континентальных оолитовых руд важно в том отношении, что оно устанавливает возможность формирования рудных оолитов не только в тонкодисперсном глинистом осадке, но и в песчаном.

Химический и минералогический состав оолитовых руд морского и континентального происхождения, по-видимому, различается сравнительно мало. В невыветрелых частях как тех, так и других оолиты состоят преимущественно из гидрогетита и хлоритов, а цемент — из хлоритов и сидерита. Детальное изучение хлоритов из руд Приаралья показало, что они относятся к уже известным минералогическим видам этой группы, которые указывались разными авторами из оолитовых руд морского происхождения.

Однако можно отметить, что в известных к настоящему времени месторождениях континентальных руд сидерит никогда не образует первичных центров оолитов и крайне редко в ничтожном количестве замещает оолиты в процессах диагенеза. Между тем среди морских месторождений известны такие, в которых сидерит принимает участие в строении оолитов (Мугайское на восточном склоне Урала, Керченское, Шмидефельд на юге Германии, большинство месторождений юрских оолитовых руд Англии). Еще более широко распространены в морских рудах диагенетические

процессы разрушения и замещения оолитов сидеритом. Вообще степень участия сидерита в строении оолитовых руд, по-видимому, возрастает по мере перехода от речных залежей к лиманным, дельтовым, озерным и, наконец, морским. В озерных и морских условиях она, вероятно, может быть одинаковой. Этому увеличению степени сидеритизации оолитовых руд по мере перехода от речных к морским соответствует все большая тонкость их механического состава. Известно, что в глинах распыленное органическое вещество накапливается в больших количествах, чем в песках. Поэтому можно высказать предположение, что степень развития сидерита в оолитовых рудах, в конечном счете, зависит от количества захороненного в исходном материале органического вещества.

Возможно, впрочем, влияние и другого фактора. Выше отмечалось что количество  $\text{CO}_2$ , связываемого закисью железа при сидеритизации хлоритового цемента, не может быть получено только за счет окисления органического углерода. Очевидно, что часть его заимствуется из бикарбонатных растворов других металлов. Солевой состав иловых вод в осадках морских бассейнов иной, чем в речных осадках. В частности, в осадках морей эти воды, как правило, богаче бикарбонатами, по крайней мере — кальция. Это также могло сказаться на степени сидеритизации.

В связи с этим конкреции, линзы и прослои массивных карбонатов железа (сидеритов и анкеритов) обычны среди морских оолитовых руд, встречаются среди руд озерных, дельтовых и лиманных, но отсутствуют в речных месторождениях Приаралья и, по-видимому, отсутствуют или встречаются очень редко в других месторождениях оолитовых руд речного происхождения. В рудах Талды-эспе и северо-западного крыла Северного участка Кутан-булака были встречены лишь одиночные конкреции этих минералов.

Наконец следует отметить, что морские руды нередко содержат в цементе оолитов значительное количество аутигенного кальцита и вследствие этого даже становятся самоплавкими, как в некоторых юрских месторождениях Лотарингии и силурийских месторождениях штата Нью-Йорк. Руды же континентального происхождения не содержат первичного кальцита в цементе оолитов. Кальцитовый цемент некоторых разновидностей руд Приаралья является вторичным, эпигенетическим, вследствие чего руды с таким цементом имеют здесь очень незначительное распространение.

Среди континентальных оолитовых руд пока неизвестны столь богатые фосфором и ванадием, как некоторые из морских руд (керченские, аятские), но для общих выводов в этом отношении данные по месторождениям одного Приаралья недостаточны.

По размерам и промышленному значению месторождения континентальных оолитовых руд, по-видимому, не уступают месторождениям морских оолитовых руд. Длина рудной полосы месторождения Кок-булак достигает 40 км, а длина рудной полосы Лисаковского месторождения превышает 90 км, т. е. почти равна протяжению с севера на юг минеттового бассейна Люксембурга и Лотарингии и протяжению с запада на восток Керченско-Таманского железорудного бассейна. Общие размеры территории, на которой уже известны месторождения континентальных оолитовых руд в среднем олигоцене Казахстана (от Прииртышья выше Павлодара, через верховья Тобола и центральные районы Тургайской низменности, до Северного Приаралья) сопоставимы с длиной полосы, на которой известны силурийские клинтонские руды Аппалачской провинции. Такие большие мощности сплошной руды, которые известны на месторождении Кок-булак (до 56 м), не указываются ни для одного месторождения морских оолитовых руд.

Это говорит о том, что оолитовые железные руды континентального происхождения принадлежат к числу объектов, интересных не только в теоретическом, но и в практическом отношении, а потому заслуживают дальнейших поисков и дальнейшего изучения.

Необходимым условием для образования континентальных оолитовых руд является, по-видимому, соответствующий климат, который должен быть достаточно влажным и теплым. Однако не всякий гумидный климат благоприятен для образования таких руд.

Обращает на себя внимание тот факт, что в среднеолигоценовых месторождениях Северного Приаралья высокие концентрации железа, т. е. рудные залежи, расположены среди очень бедных железом, светлых, иногда почти белых рудовмещающих пород. Этим подтверждается мнение Н. М. Страхова о том, что «рудные фации в группе Fe, Mn, P развиваются...на фоне пониженных кларковых величин» (1952, стр. 193). В континентальных отложениях верхнего олигоцена той же территории, наоборот, все песчаные и алевроитовые породы сравнительно богаты железом, окрашены в желтые, ржавые и коричневые тона, часто цементированы в железистые песчаники и алевролиты. Эта цементация не является эпигенетической, она возникла сейчас же вслед за отложением песков и алевроитов, что доказывается исключительным обилием в песчаниках чаграйской свиты отпечатков листьев. Следовательно, принос железа из Мугоджар речными водами продолжался и в верхнем олигоцене. Однако ни одна прослойка оолитовых руд при этом не возникла. Железо расплылось, «размазывалось» во всей толще осадков, не образуя рудных концентраций. Следовательно, для образования континентальных оолитовых руд был необходим не только обильный принос железа, но и требовались определенные условия для его отделения от других компонентов осадка, для его концентрированного выпадения в определенных зонах. Эти условия, скорее всего, определялись особенностями климата.

На основании изучения растительных остатков в различных свитах тургайской серии Приаралья можно высказать гипотезу, что для образования континентальных оолитовых руд было благоприятно сочетание климата более влажного, в истоках рек, откуда приносились коллоидные растворы железа, и климата более сухого, в низовьях рек и в области их устьев, где происходило формирование рудных залежей.

Играло ли при этом предшествующее накопление железа в элювии мугоджарских пород в результате процессов выветривания, остается неясным. Мощной коры выветривания в Мугоджарах в это время, во всяком случае, не было, поскольку среди терригенных минералов железных руд и рудовмещающих пород много свежих зерен полевых шпатов, эпидота и цоизита.

Обстановка формирования континентальных оолитовых руд оказывала влияние на форму и размеры рудных залежей, на характер их слоистости, на характер захороненных органических остатков, на текстуру руд, на развитие диагенетических процессов и вследствие этого — на химический и минералогический состав руд. Различия в этом отношении между рудами речного, лиманного, дельтового и озерного происхождения были подробно описаны в соответствующих главах моей работы.

---



## ЛИТЕРАТУРА

- Абузярова Р. Я. Третичные спорово-пыльцевые комплексы Тургай и Павлодарского Прииртышья. Автореферат диссертации. Алма-Ата, Изд. Акад. наук Каз. ССР, 1954.
- Абузярова Р. Я. Результаты спорово-пыльцевых исследований олигоценых отложений Шинтуз-сая (Тургай). В кн.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд. Акад. наук Каз. ССР, 1955.
- Абузярова Р. Я. и Жученко З. К. Спорово-пыльцевой комплекс района Акмолы. В кн.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана», т. I. Алма-Ата, Изд. Акад. наук Каз. ССР, 1955.
- Акрамходжаев А. М. Петрография верхнемеловых отложений юго-восточной Ферганы.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук Узб. ССР, 1954, № 10.
- Алексеев А. К. Олигоценовая фауна моллюсков возвышенности Джаксы-клыч на Аральском море.— Ежегодник Всерос. палеонтол. общ. за 1934—1935 гг., 1937, 11.
- Аллювийные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Сборник статей.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1954, вып. 151, угольная серия, № 5.
- Антипов А. И. Отчет по разведке бурого угля, открытого в восточной части Киргизской степи Оренбургского ведомства при колодцах Яр-куе.— Горн. журн., 1857, 4, кн. 11.
- Антипов - Каратаев И. Н. К вопросу о миграции железа в виде органических его соединений. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1937.
- Архангельский А. Д. и Копченова Е. В. О зависимости химического состава осадочных железных руд от условий их образования. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1934, 12, № 2.
- Архангельский А. Д. и Копченова Е. В. К познанию химического состава железных руд СССР.— Труды Научно-исслед. инст. геол и мин., 1935, вып. 2.
- Абаев А. Г. Петрография верхнемеловых отложений Южной Ферганы.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук Узб. ССР, 1954, вып. 10.
- Бажанов В. С. Некоторые ископаемые млекопитающие Казахстана.— Труды Казахск. гос. унив. им С. М. Кирова, 1947, вып. 1.
- Бажанов В. С. О возрасте миоценовых фаун млекопитающих Казахстана.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, серия зоол., 1951, вып. 10.
- Батурич В. П. Справочное руководство по петрографии осадочных пород, ч. 1. М.—Л., ГОНТИ, 1932.
- Батурич В. П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку—Москва, АзОНТИ, 1937.
- Батурич В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1947.
- Батурич В. П. Введение в геологию дельты Волги.— Труды Океаногр. инст., 1951, вып. 18(30).
- Баярунас М. В. К геологии Тургайского района Казахстана.— Труды Палеозоол. инст. Акад. наук СССР, 1936, 5.
- Безруков П. Л. Верхнемеловые и палеогеновые отложения бассейна верховьев реки Тобол.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1934, 12, № 2.
- Бенеславский С. И. Бемит и его порообразующая роль в бокситах.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1952, № 4.

- Бенеславский С. И. Некоторые причины неполной выпелачиваемости гиббситовых бокситов.— Докл. Акад. наук СССР, 1954, 95, № 5.
- Бенеславский С. И. Некоторые вопросы минералообразования в бокситах. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, 1956.
- Бер А. Г. и др. Объяснительная записка к листу М-41 (Тургай) государственной геологической карты СССР в масштабе 1 : 1 000 000. М., Гостгеоиздат, 1948.
- Берг Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Перевод с немецкого М., ОНТИ, 1937.
- Берг Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии.— Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. общ., 1908, 5. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 9.
- Берхин С. И. и Сердюченко Д. П. О зависимости рентгенограмм хлоритов от их химического состава, происхождения и степени раскристаллизованности.— Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1953, № 7.
- Бетехтин А. Г. Пирит. В кн.: «Минералы СССР, т. 2. Сульфиды, сульфосоли». М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Гостгеоиздат, 1950.
- Бетехтин А. Г. Замечания к статье Д. П. Сердюченко «О некоторых вопросах минералогии силикатов».— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1953, № 3.
- Бетехтин А. Г. и Воробьев П. Е. Пирротин. В кн.: «Минералы СССР, том 2. Сульфиды, сульфосоли». М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Билибин Г. А. О смесимости минералов группы кальцита.— Зап. Рос. мин. общ., 1927, 6, вып. 1.
- Бирна Л. М. Описание некоторых типов слоистости в породах окской свиты южного крыла Подмосковского бассейна. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М., 1940. (Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 163).
- Блинов Л. К. О влиянии моря на засоление почв и вод суши.— Вопросы географии, 1951, № 26.
- Богачев В. В. Очерк третичных отложений Северного Приаралья.— Изв. Геол. ком., 1909, 28.
- Богачев В. В. Новое в стратиграфии закавказского миоцена.— Новости нефт. геол., 1935, 2, № 10, заметка № 191. (Бюлл. Центр. инст. соц. обмена опытом нефт. пром. СССР (ЦИСОН) Главнефти).
- Богачев В. В. Новые данные по миоцену Закавказья.— Труды Азерб. научно-исслед. нефт. инст., 1936, вып. 31.
- Богачев В. В. Миоцен Закавказья.— Труды Азерб. филиала Акад. наук СССР, 1938, 10, вып. 44.
- Богачев Г. В. Бурые угли Кыргызской степи Приаральского района.— Изв. Всес. геол. разв. объедин., 1932, 51, вып. 27.
- Бойцова Е. П. и Покровская И. М. Материалы по стратиграфии олигоценовых и миоценовых отложений Тургайской впадины. В кн.: «Сборник материалов по палинологии и стратиграфии». Л., 1954. (Труды Всес. научно-исслед. геол. инст.).
- Бойцова Е. П., Е. А. Мазина, Б. М. Михайлов, Н. К. Овечкин. Геология юго-западной части Тургайского прогиба.— Труды Всес. научно-исслед. геол. инст., новая серия, 1955, 5.
- Бондарева Т. П. Фауна фораминифер чеганской свиты южной части Арало-Тургайской низменности и ее стратиграфическое значение. Автореферат диссертации. Моск. нефт. инст. им. Губкина, 1955.
- Борисяк А. А. Об остатках *Epiacetherium turgaicum* n. sp.— Изв. Акад. наук, VI серия, 1915, 9, № 8.
- Борисяк А. А. Об остатках Chalicotherioidea из олигоценовых отложений Тургайской области.— Изв. Акад. наук, VI серия, 1919, 13, № 12—15.
- Борисяк А. А. Обзор местонахождений третичных наземных млекопитающих СССР. Фрунзе, Киргизгосиздат, 1943.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. и Белов Н. В. О карбонатапатитах.— Докл. Акад. наук СССР, 1953, 90, № 1.
- Ботвинкина Л. Н. О классификации различных типов слоистости.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1950, № 5.
- Ботвинкина Л. Н. Условия накопления угленосной толщи в Ленинском районе Кузнецкого бассейна.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 139, угольная серия, № 4.
- Ботвинкина Л. Н. Строение и формирование древних аллювиальных отложений в свитах  $S_2^5$ ,  $S_2^6$ ,  $S_2^7$  главной синклинали Донбасса. В кн.: «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса». М., 1954. (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 151, угольная серия, № 5).
- Ботвинкина Л. Н., Фефилова А. П. и Яблоков В. С. Изучение текстур и условий залегания новейших аллювиальных и некоторых других отложений в низовьях реки Дона и на побережье Азовского моря. В кн.: «Аллю-

- виальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса». М., 1954. (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 151, угольная серия, № 5).
- Б р и н д л и Г. В. и Р о б и н с о н К. Хлоритовые минералы. В кн.: «Рентгеновские методы определения минералов глин». М., Изд. иностр. лит., 1955.
- Б р у н с Е. П. Косая слоистость в песках нижнего карбона Боровичского района. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М., 1940. (Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 163).
- Б р у н с Е. П. Наблюдения над особенностями слоистости отложений. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Б у д а н ц е в Л. Ю. Материалы к изучению флоры континентального олигоцена Тургая.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, серия геол., 1955, вып. 21.
- Б у д а н ц е в Л. Ю. Палеогеновые флоры Павлодарского Прииртышья и Северного Приаралья. Автореферат диссертации. Акад. наук СССР, Ботанич. инст. им. В. Л. Комарова. Л., 1956.
- Б у ш и н с к и й Г. И. Петрография и некоторые вопросы генезиса егорьевских фосфоритов Московской области.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, № 5.
- Б ы к о в Г. Е. Геологический очерк бассейна озера Убоган.— Материалы по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1941, вып. 2.
- В а х р а м е е в В. А. Континентальный и солоноватоводный олигоцен Северного Приаралья. Рефераты научно-исслед. работ за 1940 г. М., Изд. Акад. наук СССР, 1941.
- В а х р а м е е в В. А. Континентальные и солоноватоводные отложения олигоцена Северного Приаралья и северных чинков Устюрта.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1949, № 4.
- В а х р а м е е в В. А. и Я н ш и н А. Л. Палеозой в Северном Приаралье.— Докл. Акад. наук СССР, 1941, 30, № 9.
- В е д е н е в а Н. Е. Механизм цветной реакции бензидина с монтмориллонитом.— Коллоидный журнал, 1950, 12, вып. 1.
- В е д е н е в а Н. Е. Дублетная адсорбция красителей как основа спектрофотометрического метода исследования глин. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4, Львов, 1956.
- В е д е н е в а Н. Е. и В и к у л о в а М. Ф. Метод исследования глинистых минералов с помощью органических красителей и его применение в литологии. М., Госгеолиздат, 1952.
- В е д е н е в а Н. Е. и Р а т е е в М. А. Идентификация дисперсных минералов глин с помощью красителей на основе данных спектрофотометрии.— Докл. Акад. наук СССР, 1950, 70, № 1.
- В е й х е р А. А. Предварительное сообщение о результатах наблюдения осадкообразования в речном русле. В кн.: «Литологический сборник», т. 2, Л.— М., Гостоптехиздат, 1948.
- В е л и к а н о в М. А. Движение наносов. М., 1948.
- В е р н а д с к и й В. И. Минералогия, т. I, 3-е изд., 1910.
- В и н н и ч е н к о Н. Т. О супергенном магнетите.— Бюлл. Акад. наук Узб. ССР, 1947, № 1.
- В и т а л ь Д. А. Современные известково-магнезитовые конкреции и оолиты озер Кулундинской степи.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1948, 23, № 2.
- В о д о р е з о в Г. И. Докембрий Мугуджар.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, серия геол., 1952, № 119, вып. 15.
- В я л о в О. С. О возрасте чеганских глин на Устюрте.— Изв. Главн. геол.-развед. упр., 1930, 49, № 4.
- В я л о в О. С. Материалы к геологии района Больших Барсуков (Казахстан).— Труды Ленингр. общ. естествоиспыт., 1934, 13, вып. 3.
- В я л о в О. С. Возраст корбулевых слоев Приаралья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1945, 20, № 3—4.
- Г а е в с к и й П. М. Озерные железные руды Олонечского края. В кн.: «Производительные силы района Мурманской железной дороги», Петрозаводск, 1923.
- Г а р е ц к и й Р. Г. Теректысайская унаследованная антиклиналь западного Примугуджарья. (О древнем рельефе палеозойского основания периферии Мугуджар).— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1955, 30, № 2.
- Г е р а с и м о в И. П. и М а р к о в К. К. Четвертичная геология. М., Учпедгиз, 1939.
- Г и н з б у р г И. И. Нонтрониты Южного Урала. В кн.: «Академику Д. С. Белявнику к 70-летию со дня рождения». М., Изд. Акад. наук СССР, 1946
- Г и н з б у р г И. И. и Р у к а в и ш н и к о в а И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М., Изд. Акад. наук СССР, 1951.
- Г л а з к о в с к и й В. А. Геолого-минералогические основы технологической оценки руд месторождений железа. М., Госгеолтехиздат, 1954.

- Гольдшмидт В. М. История металлов семейства железа в природе. В кн.: «Основныи идеи геохимии», вып. 1. Л., Госхимтехиздат, 1933.
- Горбунов Н. И., Цурюпа И. Г. и Шурьгина Е. А. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
- Даргевич В. А. Ориентировка галек флювиогляциальных отложений Шапки-Кирсинского района Ленинградской области.— Вестник Ленингр. гос. унив., 1949, № 8.
- Даргевич В. А. Анализ ориентировки галек во флювиогляциальных отложениях Ленинградской области. Автореферат диссертации. Л., Изд. Ленингр. гос. унив., 1951.
- Дэна Д. и др. Система минералогии, т. 2, полумтом 1. М., Изд. иностр. лит., 1953.
- Едемский М. Б. Озерные руды Олонцкого края.— Природа, 1916, № 10.
- Еремينا Е. В. Материалы для петрографии Мугоджарских гор. Группа гор Джаксы-тау.— Труды СПб., общ. естествоиспыт., 1905, 33, вып. 5 (Труды Мугоджарск. экспед. 1889 г., вып. 2).
- Еремина Е. В. Группа гор Бохтыбай.— Тр. СПб. общ. естествоиспыт., 1912, 35, вып. 5 (Труды Мугоджарск. экспед. 1889 г., вып. 3).
- Жемчужников Ю. А. Типы косой слоистости осадочных образований и инструкция для их изучения.— Изв. Геогр. инст., 1923, № 4.
- Жемчужников Ю. А. Тип косой слоистости как критерий генезиса осадков.— Зап. Ленингр. горн. инст., 1926, вып. 7.
- Жемчужников Ю. А. Вводная статья. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М., 1940 (Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 163).
- Жемчужников Ю. А. О возможностях и условиях захоронения аллювиальных осадков в ископаемых толщах. В кн.: «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса». М., 1954 (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 151, угольная серия № 5).
- Жемчужников Ю. А. и Брунс Е. П. Слоистость в породах ерунаковской подсисты кольчугинской свиты Кузнецкого бассейна. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М., 1940 (Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 163).
- Жинью М. Стратиграфическая геология. М., Изд. иностр. лит., 1952.
- Жуков М. М. Миграция дельт рр. Волги, Кумы и Урала за послеледниковое время.— Труды Советск. секции Междунар. ассоц. по изуч. четверт. периода, 1939, вып. 4.
- Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. М., Изд. Акад. наук СССР, 1945.
- Зайцев Н. С. О возрасте красноцветных третичных толщ южной части Тургайской впадины.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1939, № 3.
- Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Краткие итоги двухлетних работ в южной части Тургайской впадины. В кн.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана. Итоги работ Центр. Казах. компл. экспедиции 1936—1937 гг.» М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Зайцев Н. С. и Петрушевский Б. А. Геологические исследования в южной части Тургайской впадины.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1950, вып. 108, геол. серия, № 36.
- Земятченский П. А. Железные руды центральной части Европейской России.— Труды СПб. общ. естествоиспыт., 1889, 20.
- Иванова В. П. О термической характеристике некоторых минералов из группы водных алюмосиликатов и магнезиальных силикатов. В кн.: «Труды Третьего совещания по экспериментальной минералогии и петрографии», М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Иванова В. П. Хлориты.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1949, вып. 120, петрограф. серия № 35.
- Ильина А. П. Моллюски чеганской свиты северных чинков Устюрта.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. инст., новая серия, 1953, вып. 66.
- Ильина А. П. Моллюски палеогена Северного Устюрта.— Труды Всес. научно-исслед. геол.-развед. инст., новая серия, 1955, вып. 89.
- Калганов М. И. Малохалиловское месторождение. В кн.: «Халиловские месторождения комплексных железных руд». М., 1942 (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 67, серия рудн. месторожд., № 6).
- Калганов М. И. и Левина С. Д. Ново-Киевское месторождение. В кн.: «Халиловские месторождения комплексных железных руд». М., 1942 (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 67, серия рудн. месторожд., № 6).
- Касин Н. Г. Гидрогеологические исследования, произведенные в юго-восточной части Иргяского уезда в 1913 г. Главное управление земледелия и землеустройства Отдела земельных улучшений. Гидрогеологические исследования в степных областях. Пг., 1914.

- К и н д Н. В. и К у х а р е н к о А. А. К вопросу об ориентировке галек в речном потоке.— Зап. Всес. мин. общ., 1948, 77, вып. 1.
- К и р и ч к о в а А. И. Флора верхов индрикотериевой свиты в Акмоле. В кн.: «Материалы по истории фауны и флоры Казахстана», т. I. Алма-Ата, изд. Акад. наук Каз. ССР, 1955.
- К о п ч е н о в а Е. В. Озерные и болотные руды Кончезерского и Сегозерского районов Карельской АССР.—Труды Научно-исслед. инст. геол. и мин., 1934, вып. 3.
- К о р ж е н е в с к а я А. С. и Б а х в а л о в а О. Н. Косая слоистость в мезозойских и четвертичных песках Латненского района. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М., 1940 (Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 163).
- К о р н и л о в а В. С. 1. Новые данные к флоре индрикотериевых слоев Тургая.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, серия ботан., 1950, вып. 5.
- К о р н и л о в а В. С. 2. Новые материалы к третичной флоре Тургая.— Вестник Акад. наук Каз. ССР, 1950, № 12 (69).
- К о р н и л о в а В. С. 1. К характеристике флоры балаттамских слоев Тургая.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, серия биол., 1955, вып. 9.
- К о р н и л о в а В. С. 2. Континентальная третичная флора Тортмолы.—Уч. зап. Казахск. унив. им. С. М. Кирова, серия геол. и геогр., 1955, 15, вып. 1.
- К о р н и л о в а В. С. Итоги изучения олигоценовой флоры Тургая.— Труды Инст. ботаники Акад. наук Каз. ССР, 1956, 3.
- К о р н и л о в а В. С. и Л а в р о в В. В. О находках третичной ксерофитной флоры в Тургае и ее стратиграфическом положении.— Вестник Акад. наук Каз. ССР, 1949, № 5.
- К о р о б к о в И. А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Пластинчатожаберные. Л., Гостоптехиздат, 1954.
- К о р о б к о в И. А. Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Брюхоногие. Л., Гостоптехиздат, 1955.
- К р а в к о в С. П. Почвоведение. Изд. 2-е, 1937.
- К р а ш е н и н и к о в Г. Ф. Косая слоистость и некоторые другие наблюдения тектур в угленосной толще Челябинского бассейна. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М., 1940 (Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 163).
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 1. Новые данные к вопросу о третичной и меловой флоре Арало-Каспийского края и ее отношении к ископаемой флоре Северной Азии. Отчет о работах почв.-ботан. отряда Казак. экспед. Акад. наук СССР, вып. 4, ч. 2. Материалы Комиссии экспед. исслед., 1930, вып. 26.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. 2. Основные черты развития третичной флоры Азии.— Изв. Главн. Ботан. сада, 1930, 49, вып. 3—4.
- К р и ш т о ф о в и ч А. Н. и П а л и б и н И. В. Новые материалы к третичной флоре Тургайской области.— Изв. Акад. наук, VI серия, 1915, 9, № 12.
- К р о т о в Б. П. Отчет о работах по исследованию Алапаевских железорудных месторождений в 1927—1928 гг.— Труды Главн. геол.-развед. упр., 1931, вып. 34.
- К р о т о в Б. П. Алапаевское железорудное месторождение. В кн.: «Главнейшие железорудные месторождения СССР», т. 2. Л.— М. Изд. Центр. научно-исслед. геол.-развед. инст., 1934.
- К р о т о в Б. П. Классификация и номенклатура минералов группы окиси и гидратов окиси железа. В кн.: «Железорудные месторождения алапаевского типа», т. 2. М.— Л., Изд. Акад. наук СССР, 1936.
- К р о т о в Б. П. Классификация, номенклатура и признаки экзогенных месторождений. В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.— Л., Изд. Акад. наук СССР, 1937.
- К р о т о в Б. П. О нахождении в Халиловских железорудных месторождениях магнетита, образовавшегося из растворов поверхностного происхождения при низких температурах.— Докл. Акад. наук СССР, 1940, 26, № 8.
- К р о т о в Б. П. Общая характеристика Халиловских месторождений. В кн.: «Халиловские месторождения комплексных железных руд». М., 1942. Труды Инст. геол. наук СССР, вып. 67, серия рудн. месторожд., № 6.
- К р о т о в Б. П. К вопросу о классификации минералов из группы гидратов окиси железа.— Докл. Акад. наук СССР, 1943, 40, № 3.
- К р о т о в Б. П. Об источнике железа для образования осадочных месторождений железных руд.— Докл. Акад. наук СССР, 1951, 81, № 5.
- К р о т о в Б. П. К вопросу о диагенезе осадков. Диагенез и телогенез.— Докл. Акад. наук СССР, 1952, 82, № 6.
- К р о т о в Б. П. 1. Вопросы металлогении регионов распространения гипергенных железорудных месторождений.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1953, № 3.
- К р о т о в Б. П. 2. Генетическая классификация гипергенных рудных месторождений.— Докл. Акад. наук СССР, 1953, 93, № 2.
- К р о т о в Б. П. О генетических признаках речных рудных месторождений.— Докл. Акад. наук СССР, 1954, 96, № 3.
- К р о т о в Б. П. Латеритная железистая кора выветривания как источник железис-

- тых растворов, служащих для образования железорудных месторождений. В кн.: «Вопросы геологии Азии», т. 2. М., Изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Кузнецов И. Г. Материалы к петрографии Мугоджар.— Изв. Геол. ком., 1926, 15, № 53.
- Курнаков Н. С. и Родее Е. Я. О химической природе естественных гидратов окиси железа.— Изв. Инст. физ.-хим. анализа Акад. наук СССР, 1926, 3, вып. 1. То же в кн.: Курнаков Н. С. Собр. соч., т. 1, М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1938.
- Курнаков Н. С. и Черных В. В. Физико-химическое исследование змеиновых и хлоритов.— Зап. Всес. мин. общ., 1926, 55, вып. 1.
- Кухаренко А. А. Пример реконструкции условий формирования галечников по характеру ориентировки галек.— Научн. бюлл. Ленинград. гос. унив., 1948, № 21.
- Лавров В. В. К стратиграфии континентального палеоген-неогена Тургайской впадины.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, серия геол., 1949, № 70, вып. 11.
- Лавров В. В. Третичные отложения восточной окраины Тургайской впадины.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, 1951, серия геол., № 114, вып. 14.
- Лавров В. В. 1. Краткий обзор континентальных третичных формаций Тургай и юга Западной Сибири.— Вестник Акад. наук Каз. ССР, 1953, № 6 (99).
- Лавров В. В. 2. Морфогенетическая классификация олигоценовых оолитовых железняков континентально-долинного типа.— Вестник Акад. наук Каз. ССР, 1953, № 9 (102).
- Лавров В. В. и Соболева Е. И. Некоторые итоги изучения континентальных третичных толщ Тургайской впадины.— Вестник Акад. наук Каз. ССР, 1948, № 12 (45).
- Лавров В. В. и Яренская М. А. О пирротине в третичных оолитовых железняках Казахстана.— Вестник Акад. наук Каз. ССР, 1954, № 7 (112).
- Лейсон-Лессинг Ф. Ю. Материалы для петрографии Мугоджарских гор. Сферолитовые породы Мугоджар.— Труды СПб. общ. естествоиспыт., 1905, 23, вып. 5 (Труды Мугоджарск. экспед. 1889 г., вып. 2).
- Литвиненко А. У. 1. К минералогии гидратов окиси железа из киммерийских слоев.— Геол. журн. Акад. наук Укр. ССР, 1953, 13, вып. 1.
- Литвиненко А. У. 2. К характеристике сидерита из киммерийских слоев.— Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1953, № 7.
- Литвиненко А. У. К минералогии биоморфоз в связи с генезисом железных руд Приазовского бассейна. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Львов, 1956.
- Лодочников В. Н. Главнейшие породообразующие минералы. Л., Георастведиздат, 1933.
- Ломакин В. В. Об остаточных-речных и вообще об остаточных поверхностных отложениях.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1943, № 2.
- Ломакин В. В. О динамических особенностях аллювиальных отложений.— Докл. Акад. наук СССР, 1947, 57, № 1.
- Ломакин В. В. О понимании и терминологии остаточных отложений.— Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода Акад. наук СССР, 1948, № 11.
- Ломакин В. В. О динамической классификации речных отложений.— Землеведение, новая серия, 1950, 3(43).
- Луцков Н. П. и Эберзин А. Г. О присутствии апшеронских отложений в Сарыкамьшской и Аральской впадинах.— Докл. Акад. наук СССР, 1946, 50.
- Малуховский В. Ф. Геохимия и основные вопросы генезиса гипергенных керченских железных руд. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3 и 4. Львов, 1956.
- Маттсон С. Почвенные коллоиды. М., 1938.
- Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород. Перевод с англ. Москва.— Ленинград—Новосибирск, ОНТИ, 1934.
- Михайловский Г. П. Лиманы и дельты Дуная в Измайловском уезде Бессарабской губернии.— Ученые зап. Юрьевск. унив., 1909, 17, № 8.
- Михеев В. И. Определение минералов группы хлоритов рентгенометрическим методом.— Зап. Всес. мин. общ., 1953, 82, вып. 3.
- Мордвилко Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Каратау со смежными районами Средней Азии и Казахстана.— Проблемы сов. геол., 1936, 11, № 12.
- Мчедlishvili П. А. К вопросу о биостратиграфии и палеобиологии тургайских флор Казахстана. Тезисы диссертации. Тбилиси, Изд. Акад. наук Груз. ССР, 1948.
- Мчедlishvili П. А. О тургайской флоре Казахстана.— Докл. Акад. наук СССР, 1949, 66, № 3.
- Мчедlishvili П. А. Палеоботанические данные в связи со стратиграфией континентальных третичных отложений Казахстана.— Изв. Акад. наук СССР; серия геол., 1950, № 6.

- Наливкин Д. В. Учение о фациях. М.—Л., Научно-техн. горно-геол. изд., 1932.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях. Условия образования осадков. Изд. 2-е. Л.—М., Георазведиздат, 1933.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. I. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Николаев Н. И. Генетические типы новейших континентальных отложений.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1946, 21, № 4.
- Николаев Н. И. О строении поймы и аллювиальных отложений.— Вопросы теорет. и прикл. геол., 1947, сб. 2.
- Новохатский И. П. Некоторые особенности оолитовых железных руд.— Изв. Акад. наук Каз. ССР, серия геол., 1949, № 70, вып. 11.
- Новохатский И. П. Минералогический состав руд Аятского железорудного бассейна. Проблема освоения Аятского железорудного бассейна. М., Изд. Акад. наук СССР, 1951.
- Обручев В. А. Полевая геология, т. I, Л., ГОНТИ, 1932.
- Обручев В. А. Рудные месторождения. Л.—М., ОНТИ, 1935.
- Овечкин Н. К. Среднепалеогеновые отложения Тургайской впадины и Северного Приаралья. Автореферат диссертации. Всес. научно-исслед. геол. инст. Л., 1951.
- Овечкин Н. К. К вопросу о возрасте чеганской свиты. Палеонтология и стратиграфия, 1952, вып. 1 (Материалы Всес. научно-исслед. геол. инст.).
- Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. М., Госгеолтехиздат, 1954 (Труды Всес. научно-исслед. геол. инст.).
- Овечкин Н. К. О некоторых общих или близких видах гастропод из палеогена Ферганы, Северного Приаралья и Тургайской впадины.— Материалы по геол. и полезн. ископ., новая серия, 1955, 2, вып. 9 (Труды Всес. научно-исслед. геол. инст.).
- Оптов Д. О. О составе и условиях образования железистых хлоритов некоторых гидротермальных месторождений.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1956, № 4.
- Павлов Н. В. О гипогенных магнетит-гематитовых оолитах из железорудных месторождений Ангаро-Илимского района.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1956, № 4.
- Палибин И. В. Заметка о третичных растениях Киргизской степи.— Изв. Геол. ком., 1904, 23, № 9.
- Палибин И. В. Ископаемые растения берегов Аральского моря.— Изв. Туркест. отд. Русск. геогр. общ., 1906, 4. Научные результаты Аральской экспедиции, вып. 8.
- Перфильев Б. П. Новые данные о роли микробов в рудообразовании.— Изв. Геол. ком., 1926, № 7.
- Плюснин И. И. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги как генетический тип геологических отложений.— Труды Сарат. гос. унив., 1936, 1.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания. Л., Изд. Акад. наук СССР, 1934.
- Попов В. И. Использование метода порядковых номеров при анализе обломочно-минералогического состава кайнозойских молассовых и лагунных отложений Западной Туркмении.— Зап. Узб. отд. Всес. мин. общ., 1952, вып. 2.
- Попов С. П. Минералы рудных пластов Керченского и Таманского полуострова.— Труды Геол. музея Акад. наук СССР, 1911, вып. 7.
- Попов С. П. Минералогия Крыма. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1938.
- Попов С. П. О процессах оолитизации и хлоритизации в железных рудах осадочного происхождения.— Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1949, № 3.
- Попов С. П. О карбонатах и силикатах в железных рудах Керченского полуострова.— Ученые Зап. Харьк. гос. унив., 1955, 61, Труды Геол. фак., 12.
- Пояркова А. И. Новые материалы к третичной флоре Северного Приаралья.— Труды Нефт. геол.-развед. инст., серия А, 1935, вып. 39, Палеобот. сб., вып. 2.
- Пригоровский М. М. Несколько данных о континентальных третичных отложениях Тургайской области.— Изв. Акад. наук, серия VI, 1915, 9, № 12.
- Пустанов Л. В. О генезисе липецких железных руд.— Труды Мин. инст. Акад. наук СССР, 1931, 1.
- Пустанов Л. В. Новые данные о происхождении липецких и тульских железных руд.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1932, вып. 202.
- Пустанов Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд.— Труды Всес. геол.-развед. объедин., 1933, вып. 285.
- Пустанов Л. В. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху.— Проблемы сов. геол., 1937, 7, № 11.
- Пустанов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1—2. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Пустанов Л. В. О терригенно-минералогических фациях.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1947, 22, вып. 5.
- Рачковская К. А. Геологическое строение дельты Волги.— Труды Гос. океаногр. инст., 1951, вып. 18 (30).

- Ренгартен В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Урала и связанное с ними стратегическое сырье.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1944, № 2.
- Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых и третичных отложений восточного Приуралья.— Труды инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 133, геол. серия, № 54.
- Ритенберг М. И. и Тимофеева З. В. Аллювиальные фации свит  $S_2^5$ — низов  $S_2^7$  северной окраины Донбасса. В кн.: «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса». М., 1954 (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 151, угольная серия № 5).
- Роде Е. Я. К вопросу о природе гидратов окиси железа.— Журн. Русск. физ.-хим. общ., 1930, 62, вып. 6.
- Роде Е. Я. Физико-химическое изучение уральских железных руд. В кн.: «Железорудные месторождения Алапаевского типа», т. 2. М.— Л., Изд. Акад. наук СССР, 1936.
- Роде Е. Я. и Бруновский Б. К. Рентгенометрическое изучение природных гидратов и окислов железа. В кн.: «Железорудные месторождения Алапаевского типа», т. 2. Изд. Акад. наук СССР, 1936.
- Роде Е. Я. и Роде Т. В. Физико-химический анализ железистых хлоритов некоторых уральских месторождений.— Изв. Акад. наук СССР, серия хим., 1940, № 6.
- Рожкова Е. В. и Соловьев Н. В. К вопросу образования оолитовых и сферолитовых структур.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1937, 15, № 4.
- Руксби Х. Р. Окислы и гидроокислы железа и алюминия. В кн.: «Рентгеновские методы определения минералов глины». М., Изд. иностр. лит., 1955.
- Рухин Л. Б. Описание некоторых новых или редких видов моллюсков из приаральского палеогена.— Ученые зап. Ленингр. унив., 1935, 1, серия геол.- почв.-геогр., вып. 1, Земная кора.
- Рухин Л. Б. Материалы к вопросу о геологическом строении северо-восточного Приаралья.— Зап. Всерос. мин. общ., 1937, 16, № 1.
- Рухин Л. Б. О закономерностях формирования состава речных песков.— Вестник Ленингр. гос. унив., 1947, № 9.
- Рухин Л. Б. Стадиальность развития речных песков.— Землеведение, новая серия, 1948, 2(42).
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Л.— М., Гостоптехиздат, 1953.
- Рыловникова В. П. Сидериты месторождений алапаевского типа. В кн.: «Железорудные месторождения алапаевского типа», т. 2, М.— Л., Изд. Акад. наук СССР, 1936.
- Самойлов Н. В. Устья рек. М., Географгиз, 1952.
- Саркисян С. Г. Петрография рыхлых касситерит-содержащих отложений Забайкалья.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1941, вып. 50, петрограф. серия, № 15.
- Саркисян С. Г. и Климова Л. Т. Ориентировка галек и методы ее изучения для палеогеографических построений. М., Изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Саркисян С. Г. и Шаповалова Г. А. Ориентировка галек душетской свиты третичных отложений Грузии как критерий путей сноса терригенного материала.— Докл. Акад. наук СССР, 1949, 67, № 3.
- Сатпаев К. И. Минеральные ресурсы Казахстана и их освоение за 20 лет. В кн.: «Успехи геологического изучения Казахстана за 20 лет». Алма-Ата. Изд. Каз. филиала Акад. наук СССР, 1941.
- Сатпаев К. И. Черные металлы в Казахстане за 25 лет. Успехи геологического изучения Казахстана за 25 лет.— Изв. Казах. филиала Акад. наук СССР, серия геол., 1945, вып. 6—7 (20).
- Сердюченко Д. П. О химической конституции сапонитов и хлорофитов.— Зап. Всес. мин. общ., 1947, 76, вып. 3.
- Сердюченко Д. П. О химической конституции хлоритов.— Докл. Акад. наук СССР, новая серия, 1948, 60, № 9.
- Сердюченко Д. П. 1. Магнезиальные парагэллазиты и другие монтмориллонитовые минералы. В кн.: «Вопросы петрографии и минералогии», т. 2. М., Изд. Акад. наук СССР, 1953.
- Сердюченко Д. П. 2. Хлориты, их химическая конституция и классификация.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1953, вып. 140, мин.-хим. серия, № 14.
- Соболев В. С. Введение в минералогия силикатов. Львов, 1949.
- Соболева Е. И. Новые данные к стратиграфии и литологии континентальных третичных толщ центральной части Тургайской впадины.— Вестник Акад. наук Казах. ССР, 1950, № 12 (69).
- Соколов Н. А. О происхождении лиманов Южной России.— Труды Геол. ком., 1895, 10, № 4.
- Соколова Е. И., Листова Л. П. и Вайнштейн А. З. Феррисиликатные



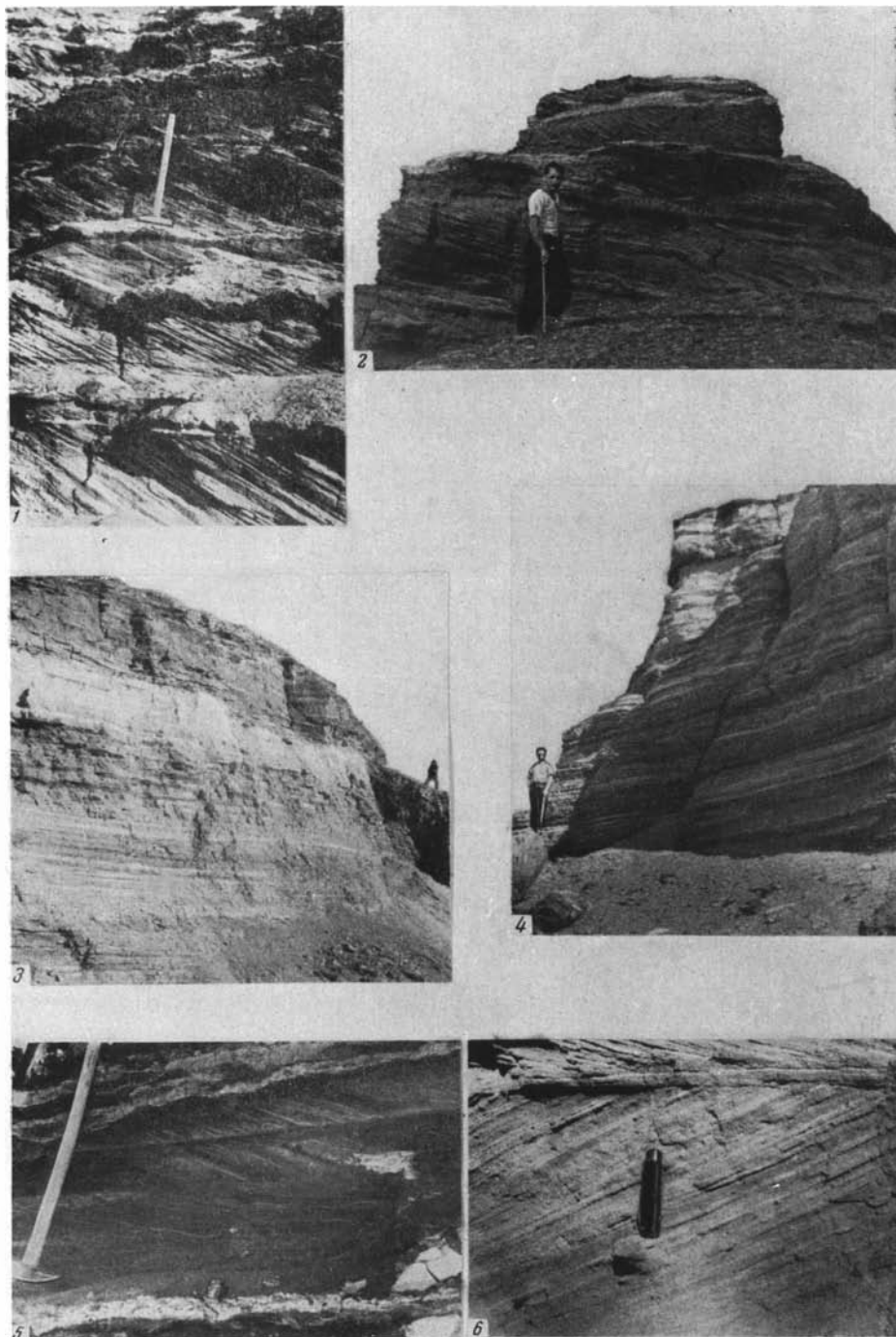
- и ферросиликатные сульфатные и хлоридные системы равновесия. Труды Геол. инст. Акад. наук СССР, 1956, вып. 3.
- Стратиграфическая классификация и терминология. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- Стратиграфические и геохронологические подразделения. Под общей редакцией Л. С. Либровича. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Страхов Н. М. 1. Климатические условия формирования гипергенных железных руд и их аналогов.— Сов. геол., 1940, № 12.
- Страхов Н. М. 2. Тектоническое размещение гипергенных железных руд и их аналогов.— Сов. геол., 1940, № 5—6.
- Страхов Н. М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1947, вып. 73, геол. серия, № 22.
- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Страхов Н. М. К вопросу об общей теории осадочного процесса.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1950, № 4.
- Страхов Н. М. Проблема распределения и накопления основных химических компонентов в осадках современных и древних водоемов. В кн.: «Совещание по осадочным породам», вып. 1. М., Изд. Акад. наук СССР, 1952.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. и др. Осадкообразование в современных водоемах. М., Изд. Акад. наук СССР, 1954.
- Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Суслев С. П. Физическая география. Л.— М., Учпедгиз, 1947.
- Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М., ОНТИ, 1936.
- Теодорович Г. И. Осадочные минералого-геохимические фации. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4, Львов, 1956.
- Терентьева К. Ф. О корунде из боксита Казахстана.— Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, 1949, вып. 2.
- Тимофеев П. П. Аллювиальные отложения и связанные с ними эрозионные равнины в угленосных свитах среднего карбона юго-западной окраины Донбасса. В кн.: «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса». М., 1954 (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 151, угольная серия, № 5).
- Точилин М. С. Реликтово-метасоматические микроструктуры бурых железняков и их геохимическое значение.— Мин. Сб. Львовск. геол. общ., 1950, № 4.
- Точилин М. С. О классификации и диагностике бурых железняков на примере Липецкого месторождения.— Докл. Акад. наук СССР, 1951, 80, № 4.
- Точилин М. С. Практическая классификация и диагностика разновидностей бурых железняков на примере Липецкого месторождения.— Труды геол. фак. Воронежск. гос. унив., 1954, 31.
- Точилин М. С. К геохимии аутигенных сидеритов. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3—4. Львов, 1956.
- Уразов Г. Г. Физико-химическое исследование керченских железных руд. В кн.: Труды I совещания химиков Главного геолого-разведочного управления. М.— Л., 1931.
- Фадеев П. И. К вопросу о составе и свойствах речных песков.— Ученые зап. Моск. гос. унив., 1951, вып. 149, кн. 2.
- Фадеев П. И. Пески СССР, ч. 1. М., Изд. Моск. гос. унив., 1951.
- Феофилова А. П. и Яблоков В. С. Особенности строения песчаных толщ аллювиального генезиса в свитах  $C_2^5$ ,  $C_2^6$  и  $C_2^7$  Центрального района Донбасса. В кн.: «Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса». М., 1954 (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 151, угольная серия, № 5).
- Формозова Л. Н. Стратиграфическое положение и возраст железорудных слоев Северного Приаралья.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1949, 24, вып. 4.
- Формозова Л. Н. Косая слоистость и происхождение терригенного материала кутанбулакской свиты Северного Приаралья.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, вып. 6.
- Формозова Л. Н. Фосфатные фитоморфозы из оолитовых бурых железняков Приаралья.— Докл. Акад. наук СССР, 1952, 86, № 1.
- Формозова Л. Н. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеолигоценовых отложений Приаралья.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Формозова Л. Н. и Яницкий А. Л. О характерных особенностях оолитовых железняков речной фации.— Докл. Акад. наук СССР, 1954, 95, № 3.

- Ф о р ш Н. Н. Наблюдения над формированием косослоистых песков в речной долине. В кн.: «Косая слоистость и ее геологическая интерпретация». М., 1940 (Труды Всес. научно-исслед. инст. мин. сырья, вып. 163).
- Х а б а к о в А. В. Динамическая палеогеография, ее задачи и возможности.— Литол. сборник, т. I, Л.—М., Гостоптехиздат, 1948.
- Х а б а к о в А. В. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования.— Природа, 1951, № 4.
- Х а б а к о в А. В. Наблюдения над ориентировкой обломочных зерен и первичных включений. Методическое руководство по геологической съемке и поискам. М., Гостеолтехиздат, 1954.
- Х и р ь я к о в М. Н. О рудных залежах по р. Выги в окрестностях Сегозера в Поенецком уезде Олонецкой губернии.— Горный журнал, 1882, ч. 1.
- Ц в е т к о в А. И. Термоаналитические характеристики безводных карбонатов.— Труды Инст. геол. наук СССР, 1949, вып. 106, серия петрограф., № 30.
- Ч и г у р я е в а А. А. К ископаемой третичной флоре и растительности Приаралья.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1951, 26, вып. 5.
- Ч и р в и н с к и й В. И. Фосфориты Украины. Пг., 1919.
- Ч у м а к о в А. А. 1. Материалы по петрографии Мугоджарских гор, ч. I. Южные Мугоджары (Джамаи-тау и Джаксы-тау).— Ученые зап. Ленингр. гос. унив., 1939, № 21, серия геол.-почв., вып. 5.
- Ч у м а к о в А. А. 2. Материалы по петрографии Мугоджарских гор, ч. II. Южные Мугоджары (Бохтыбай, Айрюк).— Ученые зап. Ленингр. гос. унив., 1939, № 34, серия геол.-почв., вып. 7.
- Ч у м а к о в А. А. 1. Краткий геолого-петрографический очерк западного хребта Южных Мугоджар.— Ученые зап. Ленингр. гос. унив., 1940, № 49, серия геол.-почв., вып. 9.
- Ч у м а к о в А. А. 2. О происхождении натра в спилитах.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1940, № 2.
- Ч у м а к о в А. А. Геолого-петрографический очерк западного хребта Южных Мугоджар (от верховьев р. Аулье до верховьев р. Эмбы).— Ученые зап. Ленингр. гос. унив., 1941, № 45, серия геол.-почв., вып. 8.
- Ч у м а к о в А. А. О генезисе варолилитов Мугоджар.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Ч у м а к о в А. А. О некоторых кислых дифференциатах габбро Мугоджар. В кн.: «Академику Д. С. Белянкину к 70-летию со дня рождения». М., Изд. Акад. наук СССР, 1946.
- Ч у х р о в Ф. В. О пирротине и пирите в керченских рудах и о некоторых вопросах генезиса сульфидов железа.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1936, № 1.
- Ч у х р о в Ф. В. К минералогии фитоморфов и ископаемых костей.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1940, вып. 10, мин.-геохим. серия, № 2.
- Ч у х р о в Ф. В. К вопросу о гидрогетите П. А. Земятченского.— Зап. Всерос. мин. общ., 1944, 73, № 4.
- Ч у х р о в Ф. В. 1. Коллоиды в земной коре. М., Изд. Акад. наук СССР, 1955.
- Ч у х р о в Ф. В. 2. О некоторых вопросах коллоидной минералогии.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1955, № 4.
- Ш а н ц е р Е. В. К учению о фациях континентальных осадочных образований.— Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода Акад. наук СССР, 1948, № 13.
- Ш а н ц е р Е. В. 1. Генетические типы континентальных осадочных образований. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 2. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1950.
- Ш а н ц е р Е. В. 2. Основные закономерности образования и строения аллювия равнинных рек умеренного пояса и его положения среди других типов аллювиальных отложений. В кн.: «Материалы по четвертичному периоду СССР», вып. 2. М.—Л., Изд. Акад. наук СССР, 1950.
- Ш а н ц е р Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит.— Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, 1951, вып. 135, геол. серия, № 55.
- Ш а т а л о в Е. Т. Фосфаты, ванадаты, арсениаты, антимониаты. В кн.: «Курс минералогии». Под. ред. А. К. Болдырева, Н. К. Разумовского, В. В. Черных и др. М.—Л., ОНТИ, 1936.
- Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. Москва—Ленинград—Новосибирск, ОНТИ, 1934.
- Ш в е ц о в М. С. Петрография осадочных пород. Изд. 2-е. М., Гостеолиздат, 1948.
- Ш р о к Р. Последовательность в свитах слоистых пород. Изд. Иностран. лит., 1950.
- Э в е р с м а н н Э. А. Естественная история Оренбургского края, ч. 1. Оренбург, 1840.
- Э д е л ь ш т е й н Я. С. Основы геоморфологии. 2-е изд. М.—Л. Гостеолиздат, 1947.
- Э н г е л ь г а р д т А. Н. О химическом составе окаменелых деревьев и костей, встре-

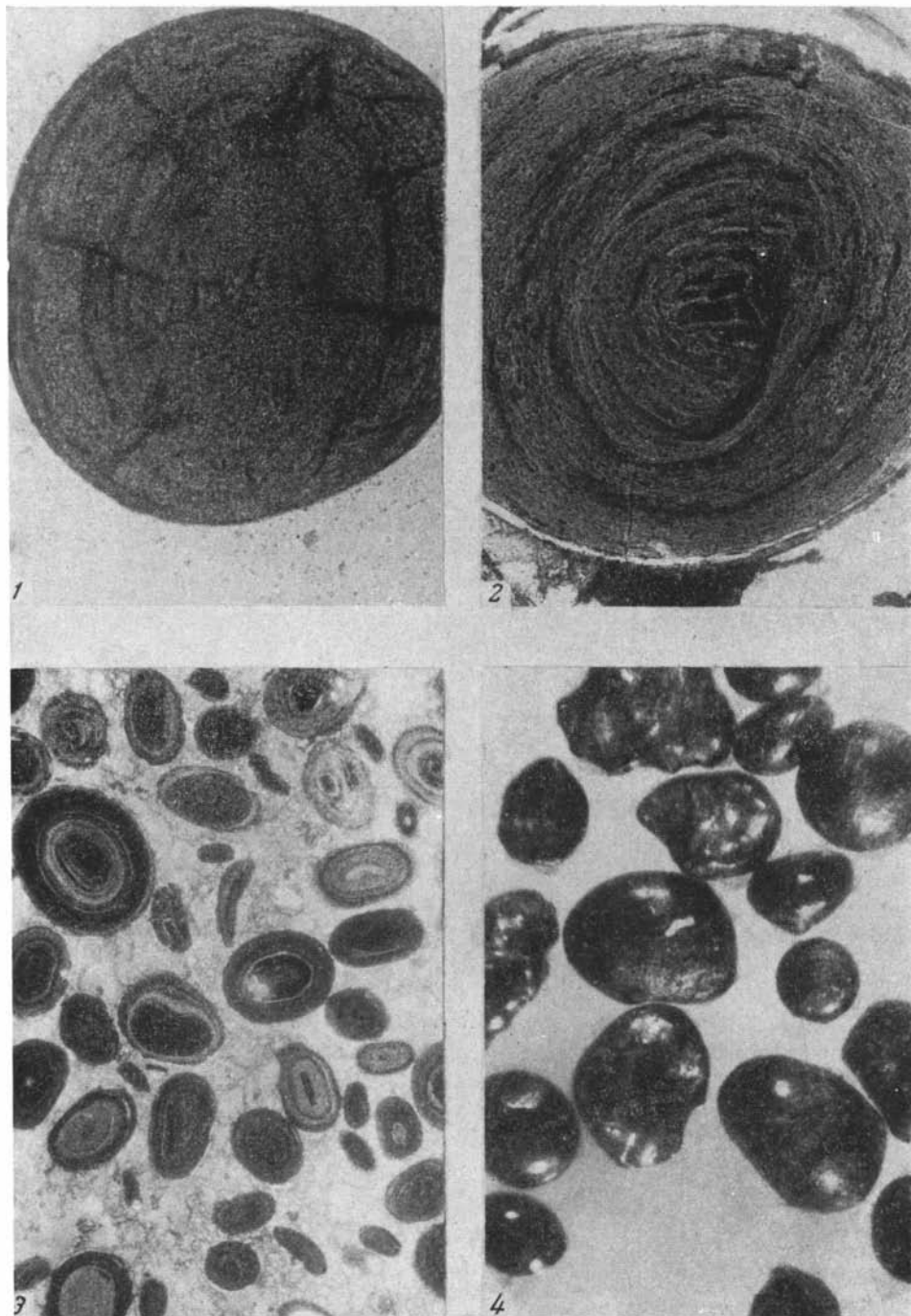
- чающихся в меловой формации. В кн.: «Труды I. Съезда естествоиспытателей и врачей, отд. геол. и мин., в 1867—1868 гг.». СПб., 1868.
- Юсупова С. М. Физико-химическая характеристика глин верхнеферганского подотдела палеогена.— Изв. Узб. филиала Акад. наук СССР, 1940, № 9.
- Яковлева С. В. Исследование галечников. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений, ч. 2. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Яницкий А. Л. Орловское месторождение. В кн.: «Халиловские месторождения комплексных железных руд». М., 1942 (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 67, серия рудн. месторожд., № 6).
- Яницкий А. Л. Магнетит поверхностного происхождения в лептохлоритовых породах на Северном Кавказе.— Докл. Акад. наук СССР, 1951, 79, № 2.
- Яншин А. Л. Тектоника Северного Приаралья.— Докл. Акад. наук СССР, 1939, 23, № 8.
- Яншин А. Л. 1. Геологическое строение северо-западного Приаралья. В кн.: «Материалы по геологии Центрального Казахстана. Итоги работ Центр. Казах. компл. экспед. 1936—1937 гг.», М.— Л., Изд. Акад. наук СССР, 1940.
- Яншин А. Л. 2. О работах Приаральского отряда Центрально-Казахстанской экспедиции. В кн.: «Краткий обзор научных работ Института за 1939 год». М., 1940, (Труды Инст. геол. наук Акад. наук СССР, вып. 53).
- Яншин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака.— Изв. Акад. наук СССР, серия геол., 1948, № 5.
- Яншин А. Л. Объяснительная записка к листу L-40 (Эмба). Геологическая карта СССР. М., Госгеолиздат, 1949.
- Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. В кн.: «Памяти академика А. Д. Архангельского». М., Изд. Акад. наук СССР, 1951.
- Яншин А. Л. Геология Северного Приаралья. Материалы к познанию геол. строения СССР, Изд. Моск. общ. испыт. природы, новая серия, вып. 15 (19). М., 1953.
- Яншина М. С. Случай образования щелочных подземных вод.— Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., 1952, 27, № 4.
- Яркин В. И. Стратиграфия и фауна моллюсков нижнего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. Автореферат диссертации. Л., Изд. Ленингр. гос. унив., 1954.
- Abich N. W. Beiträge zur Paläontologie des Asiatischen Russlands. T. I. Tertiärversteinerungen aus der Umgebung des Aralsee.— Mém. Acad. Sci. St.-Petersburg, VI, ser., Sci. mathem. et phys., 1858, 7(9).
- Allen E. T., Crenshaw I. L. a. Merwin H. E. The sulfides of zinc, cadmium and mercury; their crystalline forma and genetic conditions.—Amer. Journ. Sci., 1912, 33.
- Bannister F. A. The crystallography of sartorite.— Min. Mag., 1939, 25, № 164.
- Bannister F. A. a. Whittard W. F. A magnesian chamosite from the Wenlock limestone of Wickwar, Gloucestershire.— Min. Mag., 1945, 27.
- Barrell J. Criteria for the recognition of ancient delta deposits.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1912, 23.
- Behrend F. Die Rolle der Humussubstanzen bei der Verwitterung.— Zs. pract. Geol., 1931, 39, H. 8.
- Behrend F. u. Berg G. Chemische Geologie. Berlin, 1927.
- Berg G. Die Entstehung der sedimentären Eisenerze.— Geol. Rundschau, 1924, 15.
- Berg G. Vergleichende Petrographie oolitischer Eisenerze.— Arch. Lagerst., 1944, H. 76.
- Bichelon J. et Angot P. Pétrographie des minerais de fer de Lorraine. Le bassin ferrifère de Lorraine, publ. par le Comité des forges et des mines de fer de l'Est de la France. Nancy—Strasbourg, 1939.
- Böhm J. Röntgenographische Untersuchung der mikrokristallinen Eisenhydroxydminerale.— Zs. Krist., 1928, 68.
- Böhm K. Über Aluminium und Eisenhydroxyde.— Zs. anorg. u. allgem. Chemie, 1925, 149, H. 1—3.
- Brindley G. W. The crystal structure of some chamosite minerals.— Min. Mag., 1951, 29.
- Brindley G. W. a. Alis S. Z. Thermal transformations in magnesian chlorites.— Acta Crystallogr., 1950, 3.
- Brindley G. W. a. Youell R. F. Thermal and X-ray studies of chamosite and chlorites. London, 1950.
- Burri C. Sediment-petrographische Untersuchungen an alpinen Flussanden. I. Die Sande des Tessin.— Schweiz. min.-petr. Mitt., 1929, 11, H. 2.
- Caillière S. et Kraut F. Considération sur la gènes des minerais de fer oolithiques lorrains.— C. R. de la 19me session Congr. Geol. Intern. 1952. Alger, 1953.

- C a y e u x L. Les minerais de fer oolithiques de France. I. Minerais de fer primaires. 2. Minerais de fer secondaires. Etude de gites minér. de France. Paris, 1909.
- C a y e u x L. Distinction des galets marins et fluviaux.— Bull. Soc. Geol. France, 5me sér., 1945, 15, N 7—8.
- C o r n u F. D. Die Bedeutung der Hydrogele im Mineralreich.— Zs. Chem. u. Ind. d. Kolloide. 1909, 4, H. 1.
- D a l m e r K. Über die Temperaturen, bei welchen das Wasser der Chlorite und Biotite entweicht.— Cbl. Min., Geol. u. Paläont., 1908.
- D a n a E. S. System of mineralogy. 6 ed., New York, 1892.
- D é v e r i n L. Etude pétrographique des minerais de fer oolithiques du Dogger des Alpes Suisses.— Mat. pour la géol. de la Suisse, sér. géotechn., 1945, livre 13, 2.
- D o s s B. Melnikowit, ein neues Eisenbisulphid und seine Bedeutung für die Genesis der Kieslagerstätten.— Zs. prakt. Geol., 1912, 20.
- E v e r s m a n n E. A. Reise von Orenburg nach Buchara. Begleitet von einem naturhistorischen Abhange und einer Vorrede von H. Lichtenstein. Berlin, 1823.
- F o r d W. Studies in the calcite group.— Trans. Connecticut Acad. Arts a. Sci., 1917, 22.
- F r e b o l d G. Über die röntgenographische Untersuchung der Hydroxyde des Eisens in Erzlagerstätten.— Metall. u. Erz, 1926, 23.
- G a r r e l s R. M. a. H u b e r N. Relation of pH on oxidation potentials to sedimentary iron minerals formation.— Econ. Geol., 1953, 48, № 5.
- G a u b F. Die jurassischen Oolithe der Schwabischen Alb.— N. J. Min., Geol. u. Paläont., 1910, № 9.
- G o l d s t a u b M. S. Étude de quelques dérivés de l'oxyde ferrique.— Bull. Soc. franç. min., 1933, 58.
- G r u n e r I. W. The origin of sedimentary iron formations. The Biwabik formation of the Mesabi Range.— Econ. Geol., 1922, 17, № 6.
- G u m b e l C. W. Cocolithen im Eocänmergel; fehlen dem Tiefseeschlamm der bayerischen Alpen. Untersuchungen dichter Kalksteine; Arten der Oolithbildung.— N. Jb. Min., Geol. u. Paläont., 1873, II Briefwechsel.
- H a b e r F. Über die Hydroxyde des Aluminiums und des dreiwertigen Eisens.— Naturwissensch., 1925, 13.
- H a d d i n g A. Den Järnmalmföran de Lagererien i sudöstra Skane.— Sver. Geol. Undersög., ser. C., 1933, Arsbok 27.
- H a i d i n g e r W. Handbuch der bestimmenden Mineralogie, enthaltend die Terminologie, Systematik, Nomenklatur und Charakteristik der Naturgeschichte des Mineralreiches, Wien, 1845.
- H a l l i m o n d A. F. Iron ores: bedded ores of England and Wales.— Geol. Survey Great Britain, Spec. Rep. Min. Resources Great Britain, 1925, 29.
- H a r d e r E. C. Iron-depositing bacteria and their geologic relations.— U. S. Geol. Survey, Prof. Papers, 1949, № 113.
- H a r d e r H. Über den Mineralbestand und die Entstehung einiger sedimentärer Eisenerze des Lias. Heidelberger Beiträge zur Min. u. Petrogr., 1952, 2, H. 5.
- H a y e s A. O. Wabana iron ore of Newfoundland.— Canada Geol. Survey, 1951, mem. 78.
- H e e r O. cm. A b i c h H., 1858.
- H e e r O. Die tertiäre Flora der Schweiz, Bd. 3. Zürich, 1859.
- H e n d r i k s S. W. On the crystal structure of the clay minerals.— Amer. Min., 1938, 23, № 5.
- H e n d r i k s S. W. Minerals of the montmorillonite group. Washington, 1945.
- H i m m e l H., S c h r ö d e r R. Kristallographische Untersuchung an saarländischen Mineralien. VII. Lepidokrokit.— Cbl. Min., 1939, Abt. A, № 4.
- H o l d s t e i n A. Y. Statistical data on the site distribution of sands and gravels from the Mississippi. Report Committee on sedimentation for 1940—1941. Washington, 1942.
- J a m e s H. L. Sedimentary facies of the Lake Superior iron bearing formation and their relation to volcanism and geosynclinal development.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, 62, № 12.
- J o h n s t o n W. A. Sedimentation of the Fraser River delta.— Geol. Survey Canada, 1921, mem. 125.
- J o h n s t o n W. A. The character of the stratification of the sediments of the recent delta of the Fraser River.— Journ. Geol., 1922, 30.
- K e l l e y V. C. Oolitic iron deposits of New Mexico.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1951, 35, № 10.
- K r u m b e i n W. C. a. G a r r e l s R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation-reduction potentials.— Journ. Geol., 1952, 60, № 1.
- L u c i u s M. Les bases géologiques du minéral de fer oolithique du bassin minier de Luxembourg.— Rev. techn. Luxemb., 1954, 46, № 4.

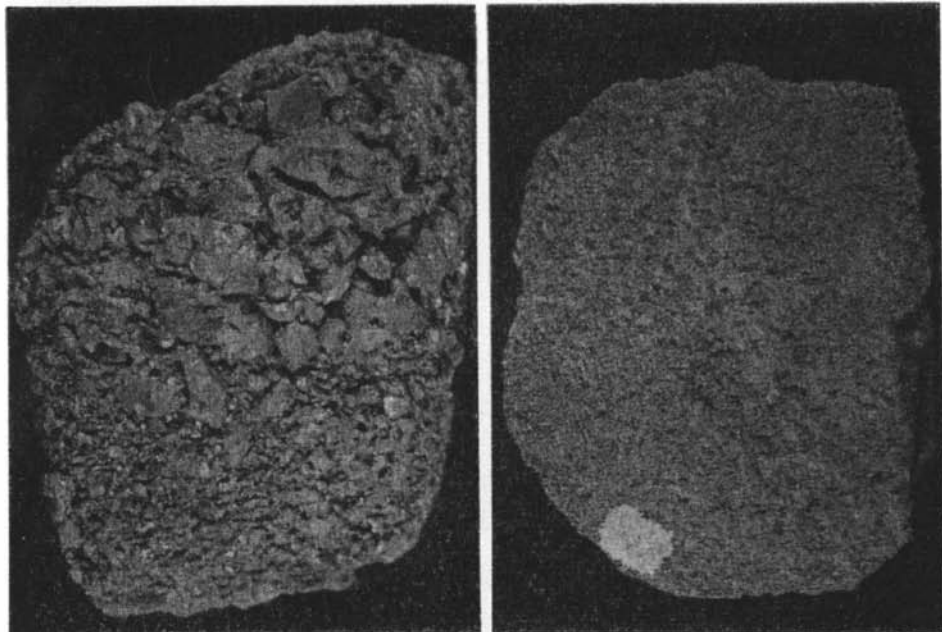
- Mackie W. The feldspaths present in sedimentary rocks as indicators of the conditions of contemporaneous climates.— *Trans. Edinb. Geol. Soc.*, 1899, 7.
- Matthews A. A. Origin and growth of the Great Salt Lake oolites.— *Journ. Geol.*, 1930, 38.
- Molisch R. *Die Eisenbakterien*. Berlin, 1910.
- Moore S. a. Maynard J. E. Solution, transportation and precipitation of iron and silica.— *Econ. Geol.*, 1929, 24, № 3—6.
- Orcel J. Classification of chlorites.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1926, 183.
- Orcel J. Recherches sur la composition chimique des chlorites.— *Bull. Soc. franç. de min.*, 1927, 50, № 3—6.
- Orcel J., Caillère S. et Hénin S. Sur les silicates phylliteux des minerais de fer oolithiques.— *C. R. Acad. Sci. Paris*, 1949, 229, № 2.
- Orcel J., Caillère S. et Hénin S. Nouvel essai de classification des chlorites.— *Min. Mag.* 1950, Dec. 29, № 211.
- Peschel O. *Die Deltabildungen der Ströme*. Auslands neue Probleme der vergleichenden Erdkunde, 1866.
- Pettijohn F. G. *Sedimentary rocks*. New York, 1949.
- Posnjak E. a. Merwin H. E. The hydrated ferric oxides.— *Amer. Journ. Sci.*, 14 ser., 1919, 47.
- Pratje O. Rezente marine Eisen-Ooide aus der Nordsee.— *Cbl. Min., Geol. u. Paläont.*, 1930, 289.
- Pulfrey W. The iron-ore oolites and pisolites of North Wales.— *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1933, 89.
- Rastall R. H. a. Hemingway F. E. The Yorkshire dogger.— *Geol. Mag.*, 1940, 77, № 1.
- Smith C. H. The Clinton type of iron ore deposits. Types of ore deposits., 1911.
- Strauffacher J. Schamosit-Eisenglanz-Pisolith in der oberen Kreide (seewerschichten) an der Dents de Midi (Wallis).— *Zs. prakt. Geol.*, 1917, 27, № 87.
- Taylor J. H. Petrology of the Northampton sand ironstone formation.— *Mem. Geol. Surves. Great Britain*. London, 1949.
- Tschermak G. Die Chloritgruppe.— *Sitzungsber. Acad. Wissensch. Wien*, 1891, 100.
- Wagner P. A. The iron ore deposits of the Union of South Africa.— *Africa Geol. Survey. Mem.*, Pretoria, 1928, 26.
- Van Hise C. R. a. Leitch K. C. The geology of the Lake Superior region.— *Monogr. U. S. Geol. Survey*, 1911, 52.
- Weiser H. B. *Inorganic colloid chemistry*, t. 2. The hydrous oxides and hydroxides. New York — London, 1935.
- Weiser H. B. a. Milligan W. O. X-ray studies on the hydrous oxides. V. Beta-ferric oxide monohydrate.— *Journ. Amer. Chem. Soc.*, 1935, 57.
- Winchell A. N. Additional notes on chlorites.— *Amer. Min.*, 1928, 13.
- Winchell A. N. A third study of chlorite.— *Amer. Min.*, 1936, 21.
- Winchell N. H. a. Winchell A. N. *Elements of optical mineralogy*, pt. 2. New York, 1927.
- Zirkel F. *Lehrbuch der Petrographie*. Bd. I. Allgemeine Petrographie, Bd. II. Spezielle Petrographie. Leipzig, 1893.



1. Кара-сандык. Оолитовая руда. Косая слоистость, наклоненная на юг. 2. Кара-сандык. Прослой светлого глинистого алеврита среди косослоистой оолитовой руды на останцах к югу от Рудного мыса. 3. Кок-булак, Южный участок. Горизонтальная слоистость рудонесной пачки в южной части западных обрывов плато Тогузкен. Вверху железистые песчаники чаграйской свиты. Ниже слоя светлого алеврита — переслаивание черной сыпучей руды (темное) и глинистых алевритов. 4. Горизонтальная полосчатость глин чиликтинской свиты в южных обрывах останца Кара-сандык. 5. Обнажение в овраге Туранглы. Косая слоистость речного типа в бурой гидрогетитовой руде. Внизу прослой светлой алевритовой глины. 6. Кок-булак, Тас-сай. Косая слоистость в оолитовой гидрогетитовой руде.



1. Гидрогетитовый оолит первого типа. Видны трещины синерезиса, выполненные более темным гидрогетитом. Концентрическая структура почти утрачена (Кок-булак, скв. 90). Увел. 150. 2. Гидрогетитовый оолит второго типа. Ядром служит обломок оолита более древней генерации. Концентры видны отчетливо (Кок-булак, скв. 60). Увел. 150. 3. Гидрогетитовые и хлоритово-гидрогетитовые оолиты в хлоритово-сидеритовом цементе (Карасандык, скв. 11). Увел. 40. 4. Черные оолиты, выделенные из сыпучей руды (Кок-булак, шурф 2). Увел. 50.



1

2



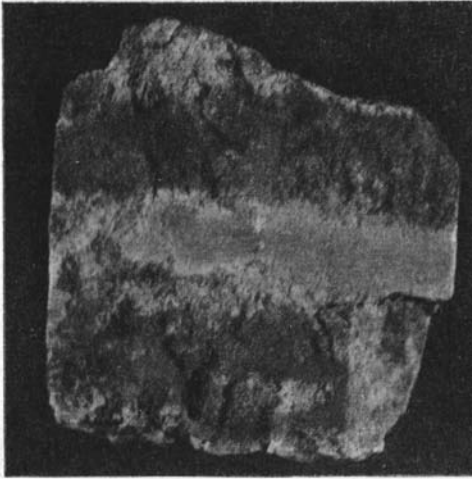
3



4

1. Грубая конгломератовая руда (Кутан-булак). 4/5 нат. вел. 2. Руда из гидрогетитовых оолитов в цементе такого же состава (Кутан-булак). 4/5 нат. вел. 3. Мергельный конгломерат (Кутан-булак, Промежуточная балка). 4/5 нат. вел. 4. Мергельный гравелит (Кутан-булак, Промежуточная балка). 4/5 нат. вел.





1



2



3

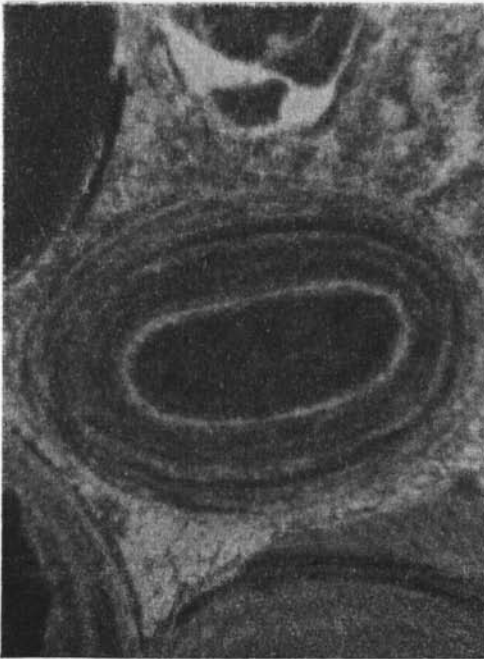
1. Переслаивание хлоритово-гидрогетитовых оолитов в хлоритовом цементе с зеленой глиной, более или менее сидеритизированной (Кок-булак, скв. 886). 4/5 нат. вел. 2. Переслаивание зеленой руды с сидеритизированной глиной (Кок-булак, скв. 884). 4/5 нат. вел. 3. Руда из гидрогетитовых оолитов с кальцитовым цементом (Кок-булак, Тас-сай, шурф 2). 4/5 нат. вел.



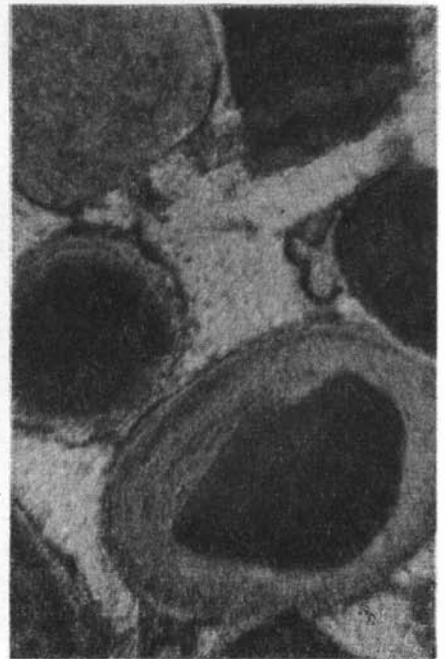
1



2

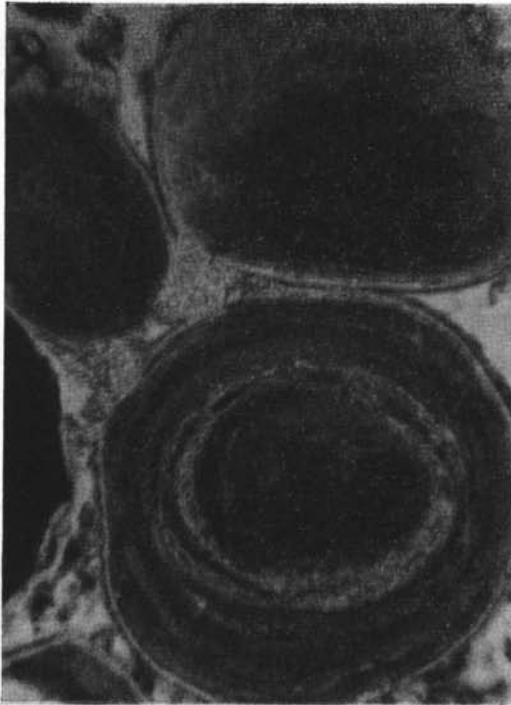


3

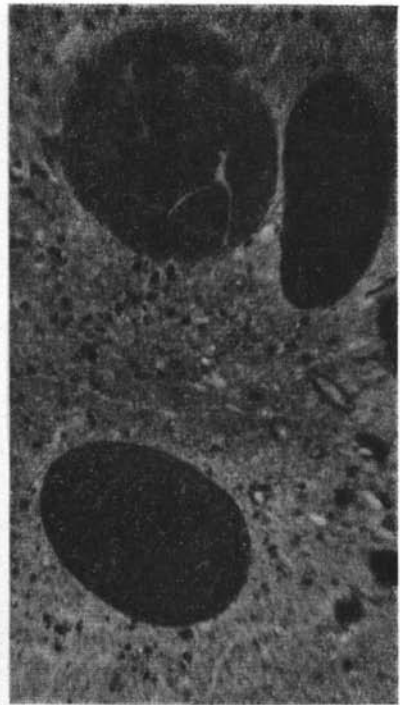


4

1. Руда из гидрогетитовых оолитов первого типа с волокнистым кальцитовым цементом, окрашенным гидрогетитом (Кок-булак, Тас-сай, шурф 2). Увел. 150. 2. Гидрогетитовые и хлоритово-гидрогетитовые оолиты в пористом хлоритовом цементе (Кок-булак, скв. 680). Увел. 90. 3. Хлоритово-гидрогетитовый оолит в хлоритово-сидеритовом цементе. Ядром оолита служит обломок гидрогетитового оолита первого типа (Кок-булак, скв. 696). Увел. 150. 4. Хлоритово-гидрогетитовые оолиты в плотном сидеритовом цементе. Кое-где видны участки остаточного хлорита (Кок-булак, скв. 785). Увел. 90.



1



2

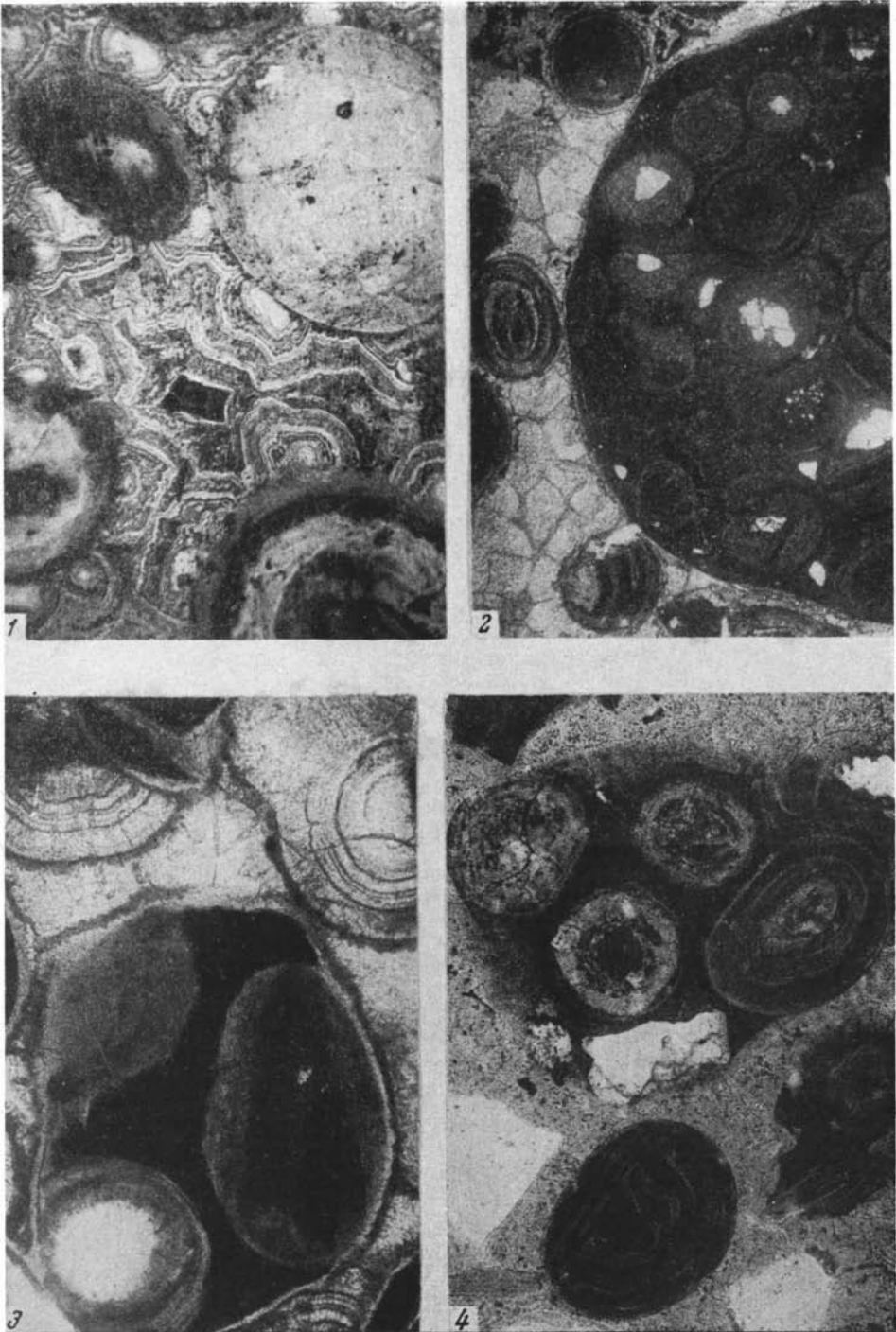


3

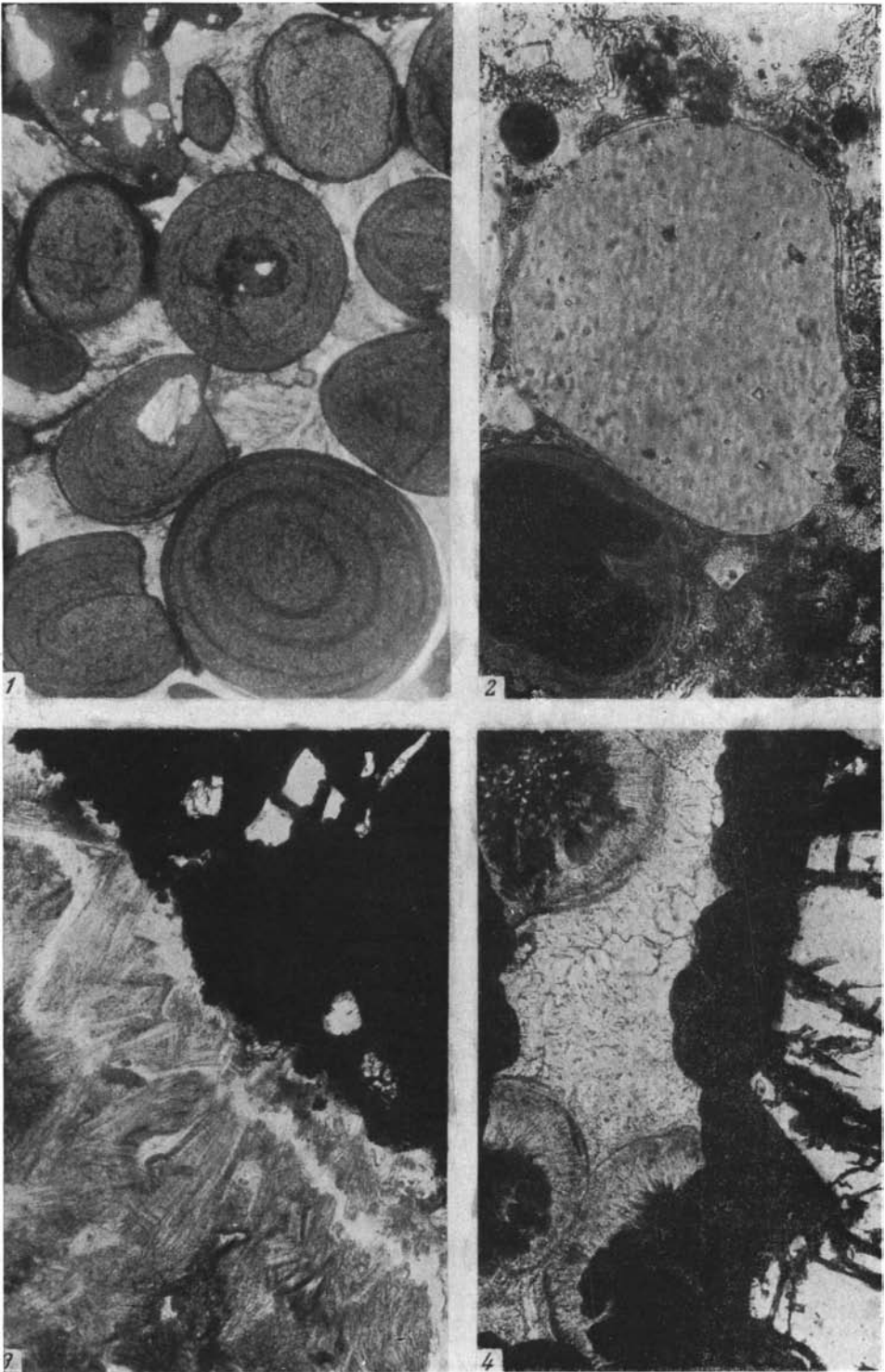


4

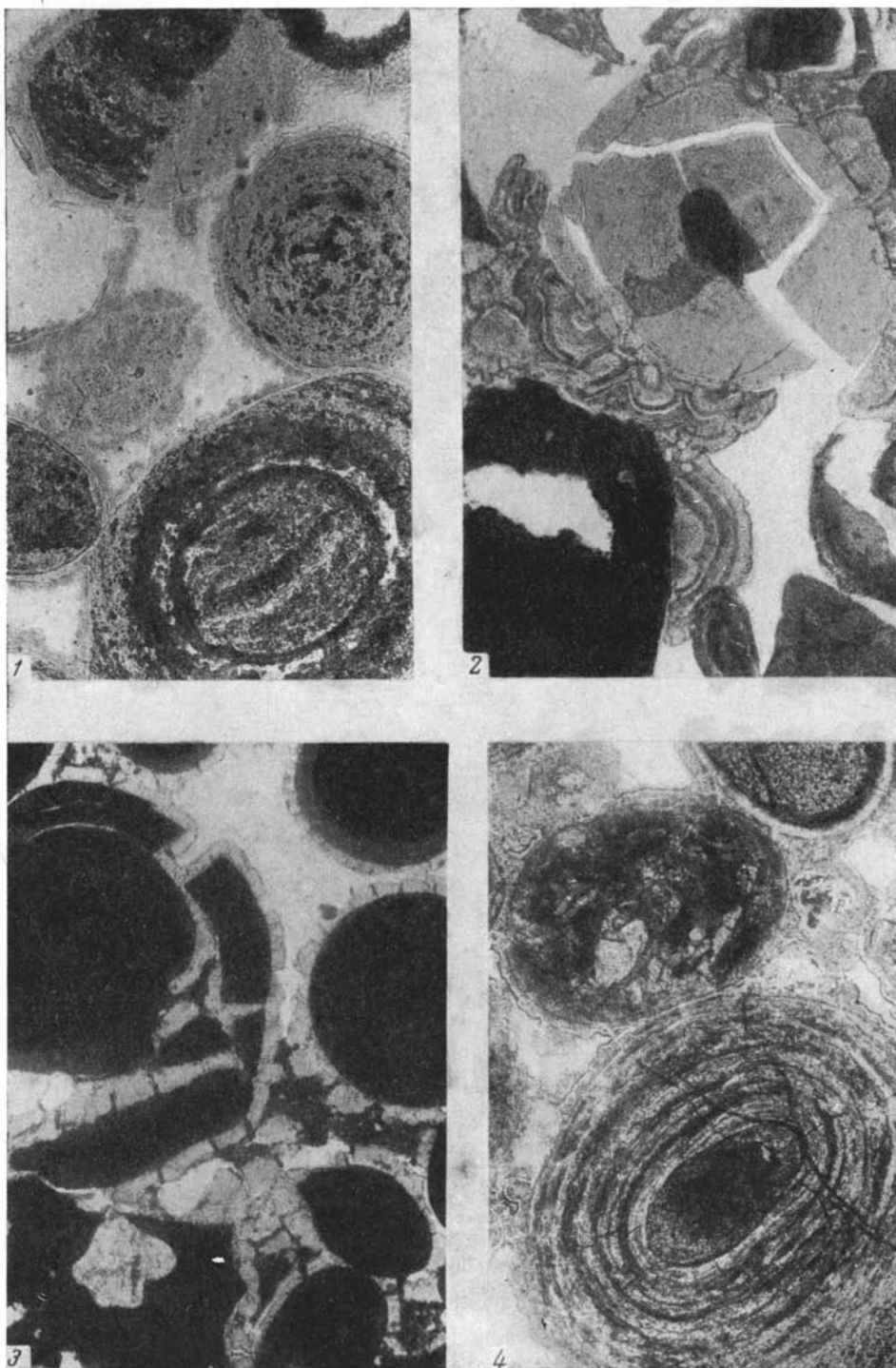
1. Хлоритово-гидрогетитовые оолиты с наружной хлоритовой оболочкой в сидеритовом цементе (Кок-булак, скв. 715). Увел. 150. 2. Гидрогетитовые оолиты первого типа в хлоритовой глине (Кок-булак; фашия переслаивания, скв. 696). Увел. 76. 3. Хлоритовый оолит, в отдельных концентрах частично окисленный (Кок-булак, скв. 716). Увел. 150. 4. Песчаная гидрогетитовая руда. Зерно полевого шпата замещено по трещинкам спайности гидрогетитом (Кок-булак, скв. 730). Увел. 150.



1. Анилиф. Оолитовая руда с гидрогетитовым колломорфным цементом. (Кутан-булак, шурф 2). Увел. 90. 2. Гидрогетитовая «бобовина» из многих оолитов в сидеритовом мозаичном цементе (Талды-эспе, шурф 208). Увел. 46. 3. Обломок руды древней генерации, окруженный хлоритовой оболочкой, в сидеритовом цементе концентрически-зональной структуры (Талды-эспе, шурф 64). Увел. 90. 4. Мелкогалечный конгломерат с хлоритовым цементом. В центре обломок руды древней генерации с тремя хлоритовыми и одним гидрогетитовым оолитом в гидрогетитовом цементе (Жок-булак, скв. 59). Увел. 90.



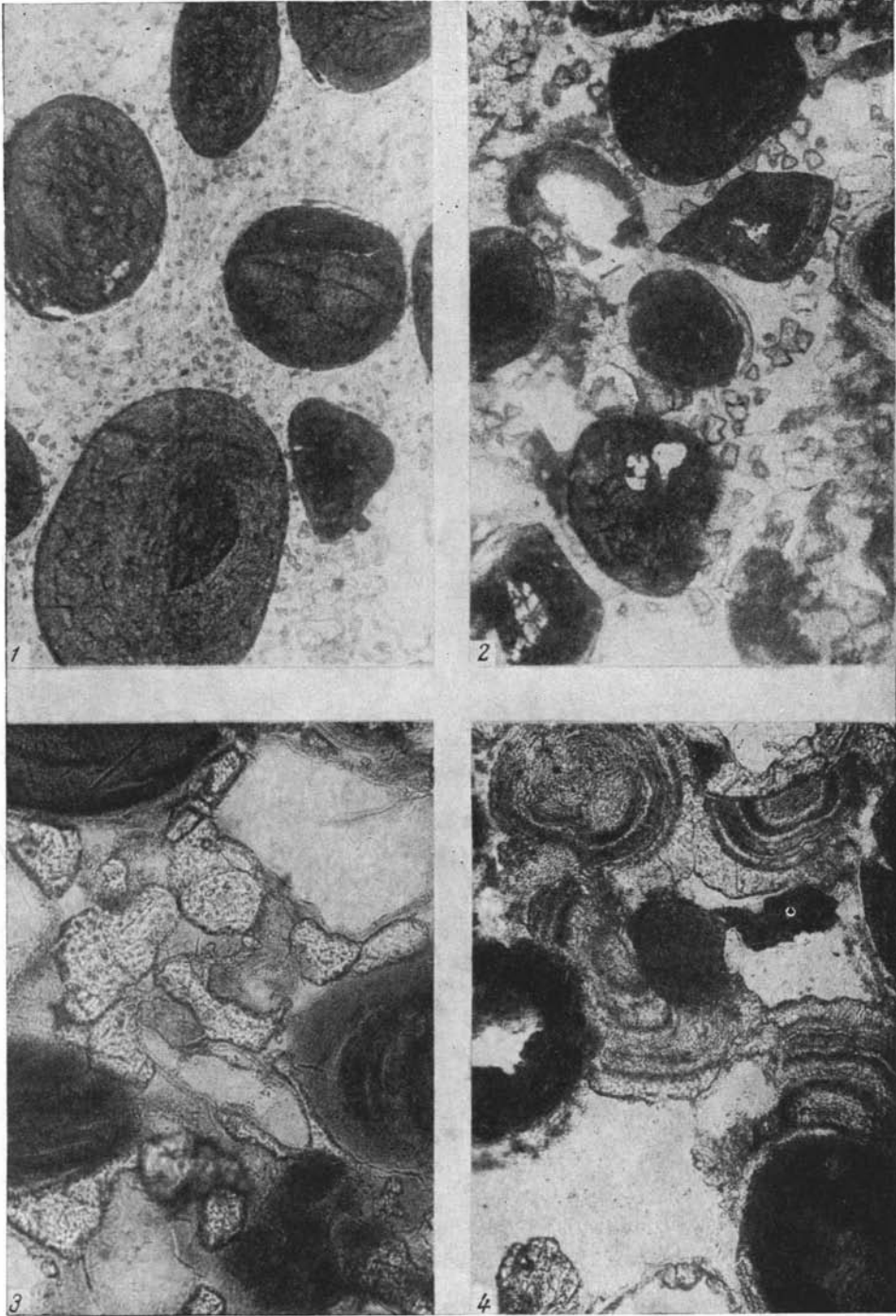
1. Плотная руда из гидрогетитовых оолитов первого и второго типа с кальцитовым цементом волокнистой структуры (Кок-булак, шурф 2). Увел. 76. 2. Округлое зерно коллофана в оолитовой руде (Кок-булак, скв. 385). Увел. 150. 3. Конгломератовая руда. Справа край обломка с кварцевыми зернами в гидрогетитовом цементе. Слева волокнистый кальцитовый цемент (Кутан-булак, шурф 190). Увел. 90. 4. Цемент конгломератовой руды. Справа кварцевое зерно, замещенное по трещинкам гидрогетитом. В центре трещинка цемента выполнена более поздним кальцитом мозаичной и микросферолитовой структуры (Кутан-булак, обн. 6). Увел. 90.



1. Руда со слабо раскристаллизованным рыхлым хлоритовым цементом. Налево зерно кварца, покрытое пленкой хлорита и разьедаемое им. Правее вверху обломок оолита, восстановленный хлоритом до округлого образования. Правее и ниже хлоритовый оолит с концентрическими, образованными окислами железа (Жок-булак, скв. 59). Увел. 90. 2. Хлоритовый оолит в сидеритовом цементе коллоидного и радиально-лучистого строения (Талды-эспе, шурф 258). Увел. 90. 3. Гидрогетитовые оолиты в пластинчатом, более позднем хлоритовом цементе, разрушающем оолиты (Талды-эспе, шурф 252). Увел. 90. 4. Оолит второго типа из чередующихся концентров гидрогетита и хлорита. Цемент руды — хлоритовый, микросферолитового строения, и сидеритовый (Жок-булак, скв. 59). Увел. 150.

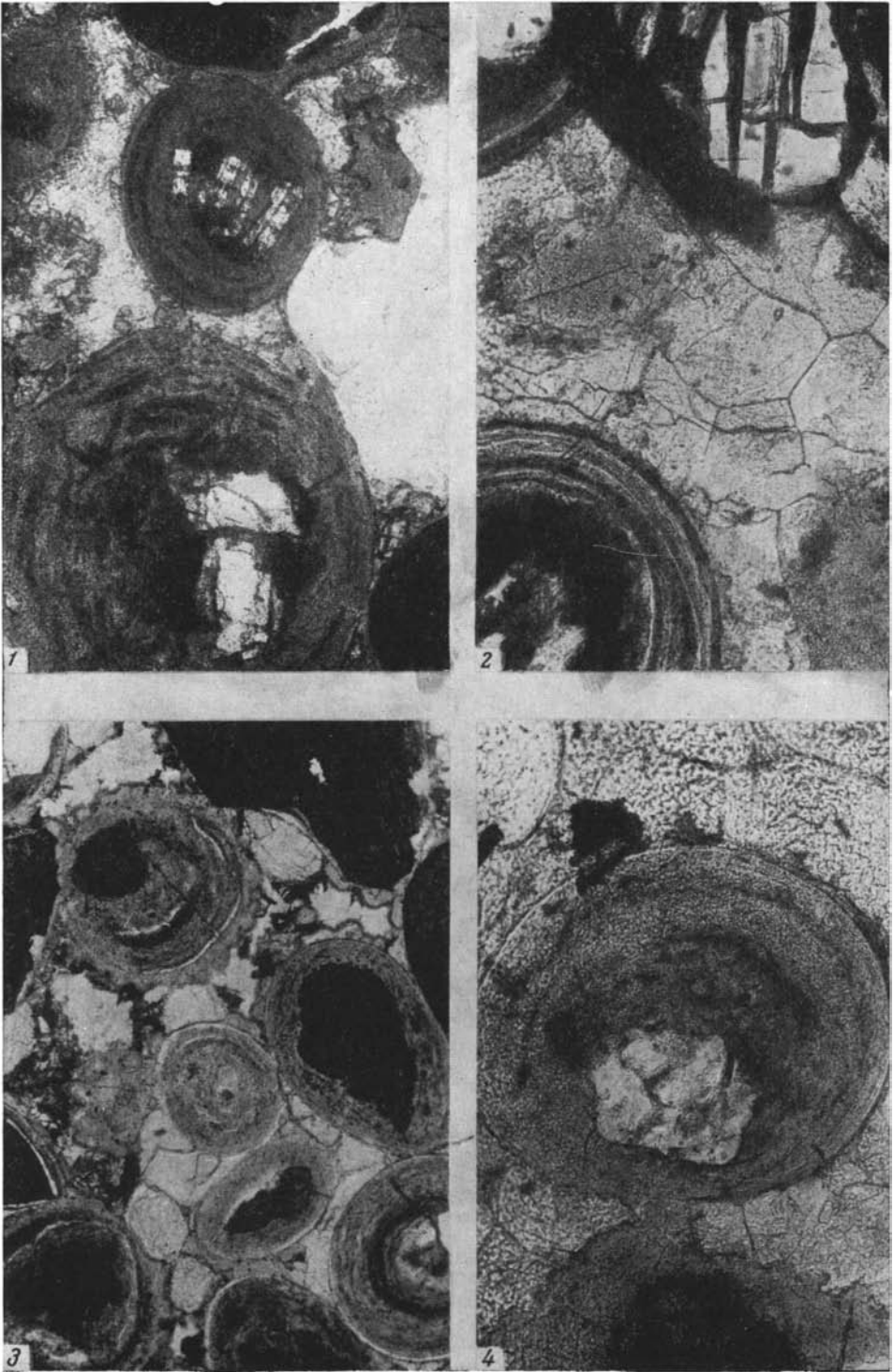


1. Хлоритовые оолиты в хлоритово-сидеритовом цементе. В центре одного оолита зерно кварца, замещающееся гидрогетитом. Справа сверху видны крупные зерна раскристаллизованного сидерита (Талды-эспе, шурф 208). Увел. 90. 2. Хлоритово-гидрогетитовые оолиты в сидеритово-хлоритовом цементе. Ядром одного оолита является обломок оолита более древней генерации (Талды-эспе, шурф 200). Увел. 90. 3. Первично-гидрогетитовый оолит, хлоритизированный с периферии, в сидеритовом цементе концентрически-слоистой структуры (Талды-эспе, шурф 64). Увел. 150. 4. Сидеритовый цемент руды кристификационной структуры. Удлиненные кристаллы сидерита расположены перпендикулярно к оолитам (Рок-булак, скв.59). Увел. 150.

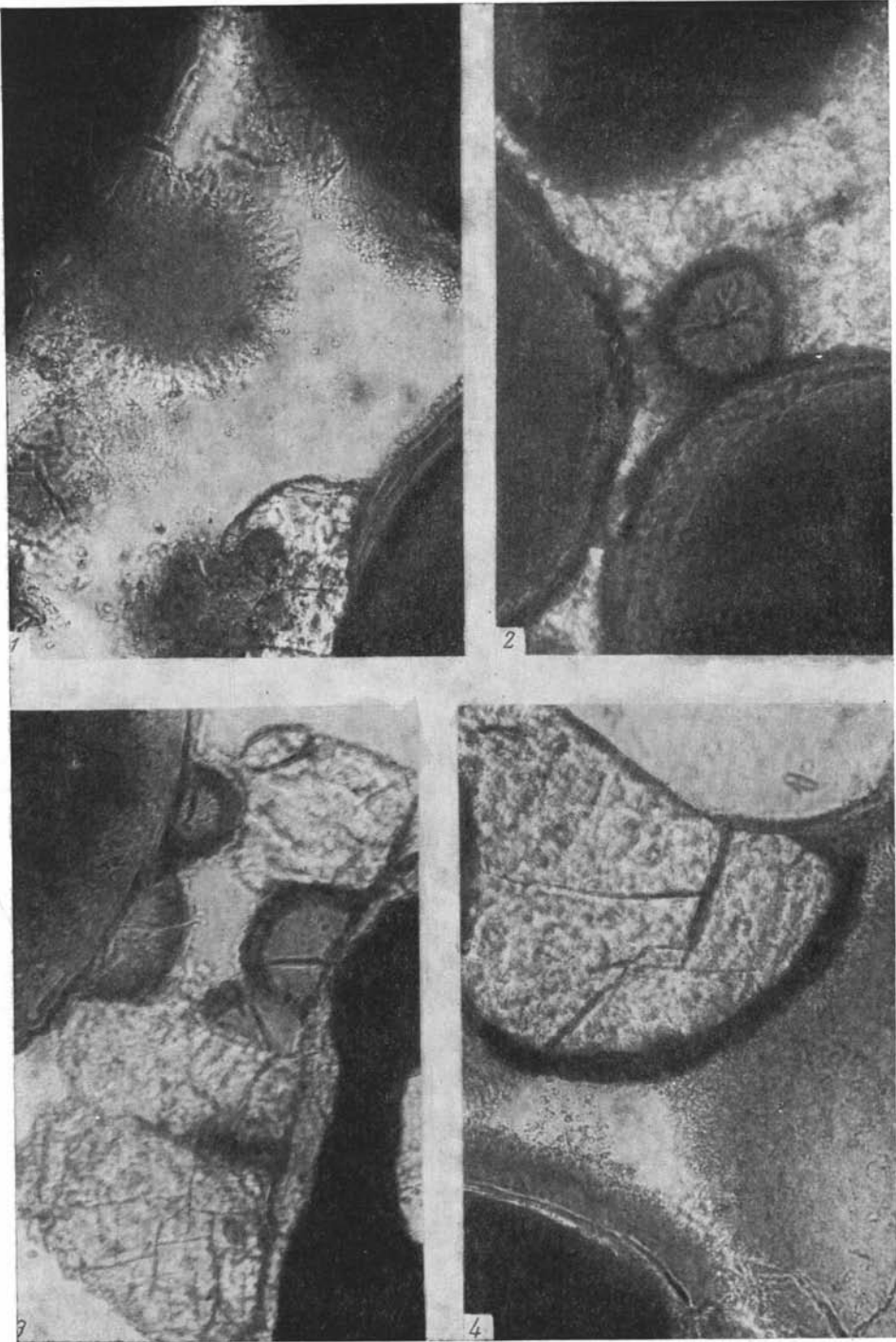


1. Мелкие ромбоэдрические кристаллы сидерита, развивающиеся по хлоритовому цементу руды (Кок-булак, скв. 195). Увел. 90. 2. Ромбоэдрические кристаллы сидерита, образовавшиеся по хлориту цемента оолитовой руды (Кара-сандык, скв. 15). Увел. 76. 3. Крупные зерна сидерита, образовавшиеся по хлориту цемента оолитовой руды. Зерна кварца корродированы и замещены хлоритом (Кара-сандык, скв. 11). Увел. 90. 4. Концентрически-слоистые образования сидерита в цементе оолитовой руды (Талды-эспе, шурф. 258). Увел. 90.

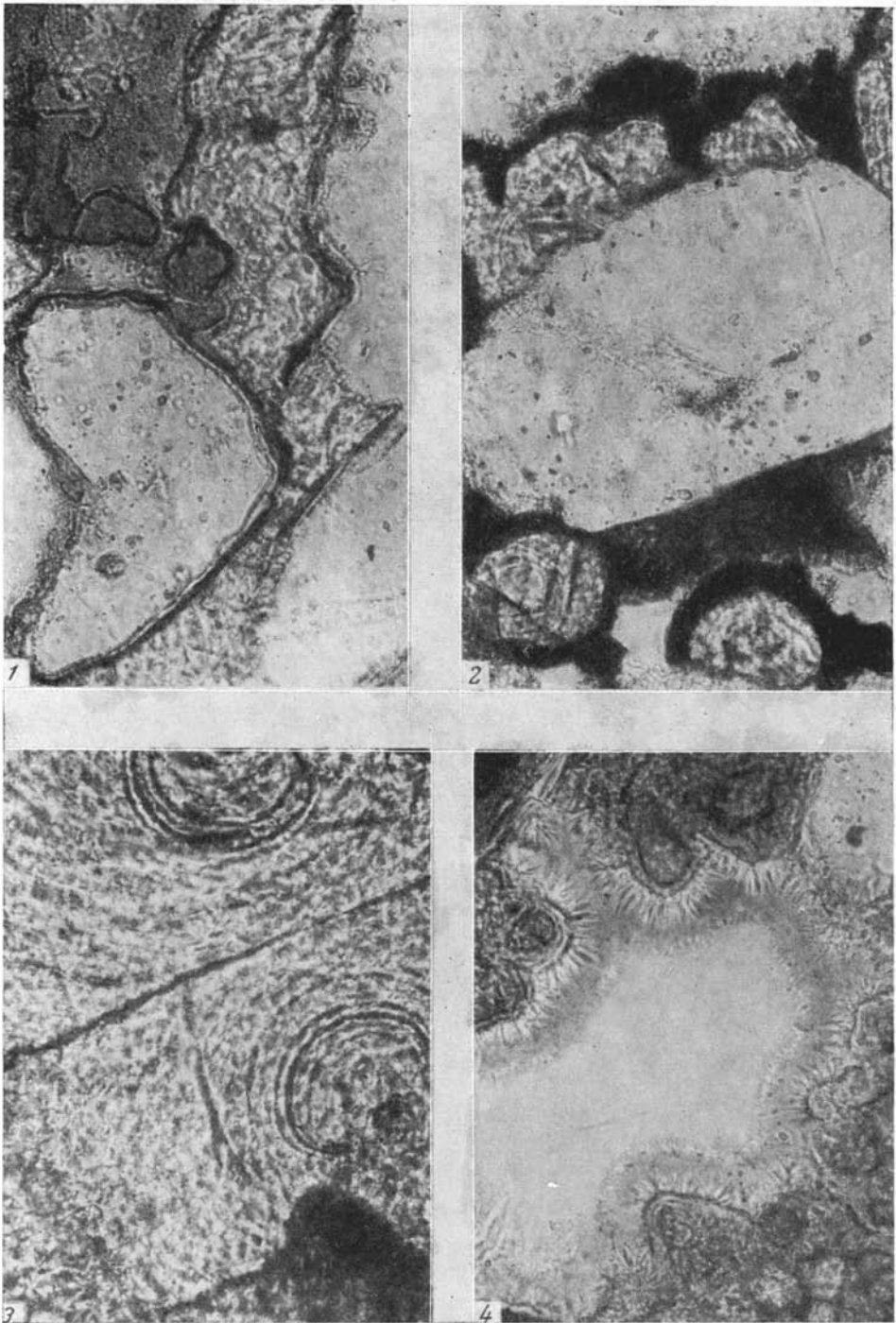




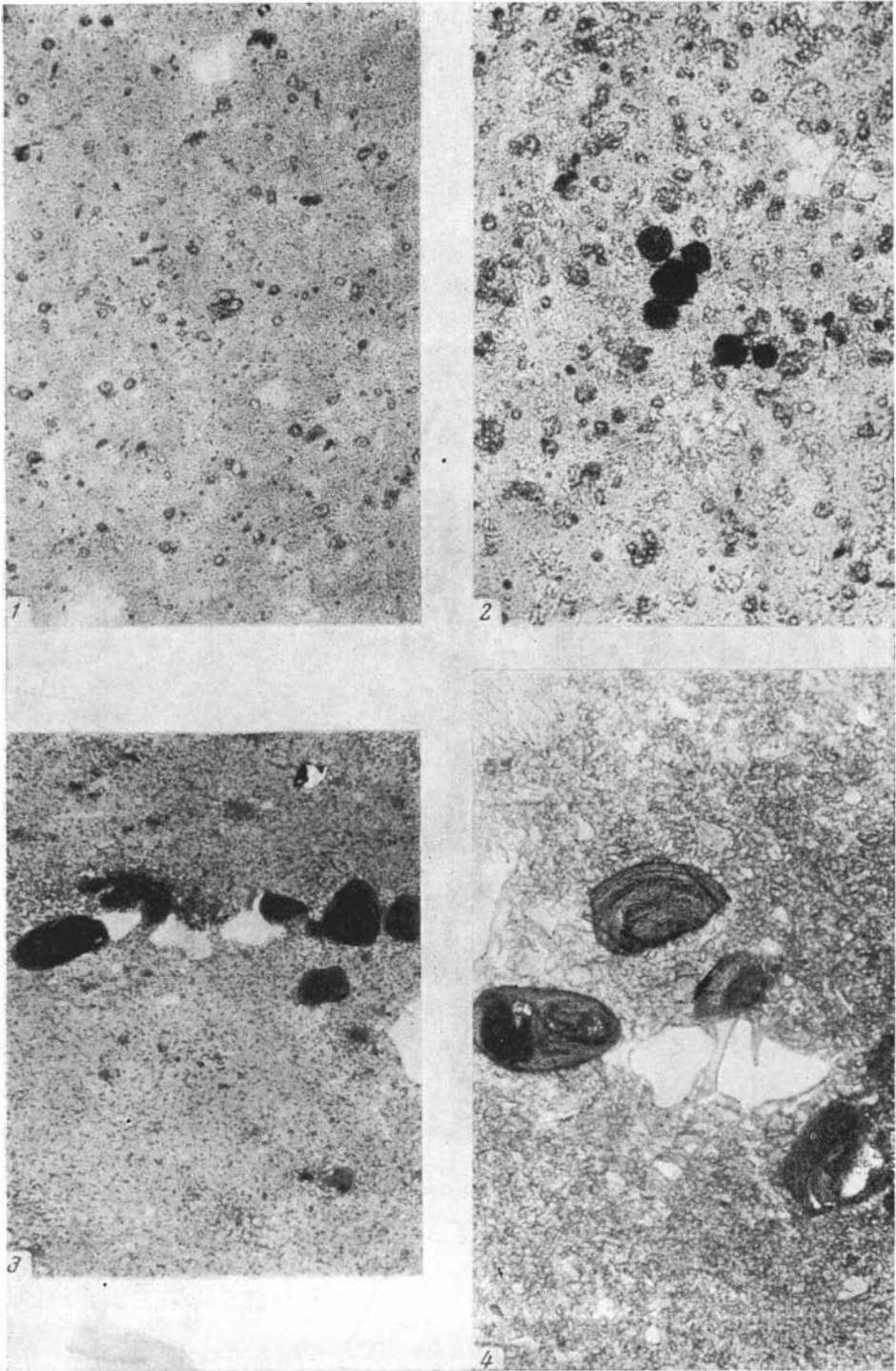
1. Зерна кварца в цементе и в оолитах, замещенные хлоритом и гидрогетитом (Кок-булак, скв. 894). Увел. 150. 2. Мелкогалечный конгломерат с сидеритово-хлоритовым цементом. Направо вверху зерно полевого шпата, замещенное по трещинкам спайности гидрогетитом. Внизу ядром оолита является зерно кварца, сильно замещенное гидрогетитом (Талды-эспе, шурф 151). Увел. 150. 3. Выделения марказита дендритовой структуры между зернами сидерита в цементе руды (Кок-булак, скв. 194). Увел. 76. 4. Хлоритовый оолит с асимметрично расположенным внутри зерном кварца в сидеритовом цементе, разъедающем хлорит (Кок-булак, шурф 208). Увел. 150.



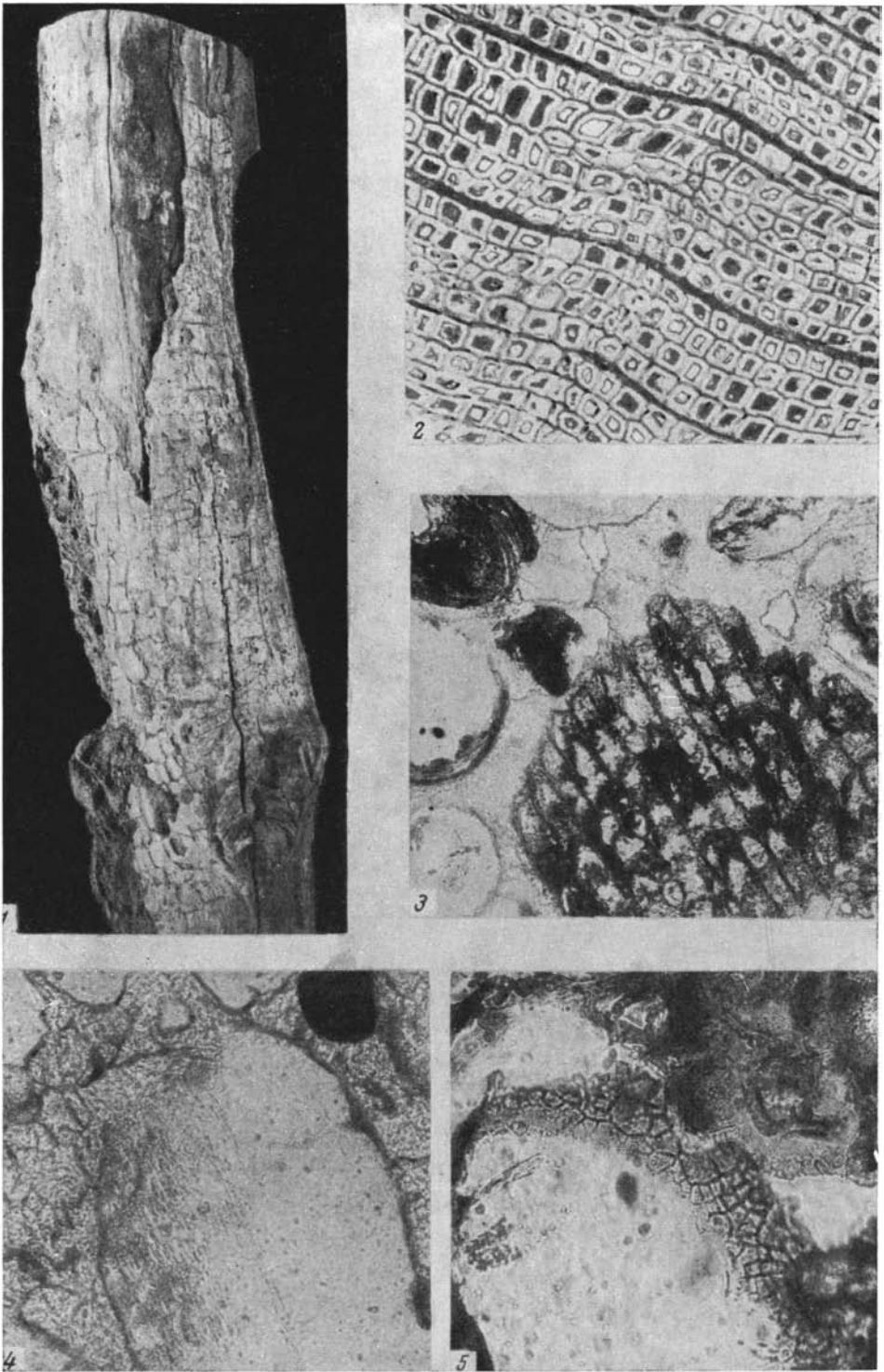
1. Хлорит поздней генерации: внизу — по сидериту, в центре — в виде самостоятельного радиально-лучистого образования (Кок-булак, скв. 895). Увел. 290. 2. Руда с сидеритовым цементом. Между тремя оолитами микросфера хлорита более поздней генерации, чем сидерит. Вокруг нее темно-бурая пленка окисления (Кок-булак, скв. 951). Увел. 290. 3. Столбчатые кристаллы сидерита, расположенные перпендикулярно к оолитам. Между кристаллами сидерита микросферы хлорита с бурыми окисленными периферийными оторочками (Кок-булак, скв. 886). Увел. 350. 4. Зерно сидерита, образовавшееся по хлориту, в цементе руды. Вокруг сидерита темно-коричневая пленка окисления (Кок-булак, скв. 929). Увел. 365.



1. Зерна кварца с неровными и зазубренными краями, изъеденные и замещенные хлоритом и сидеритом цемента (Кок-булак, скв. 950). Увел. 290. 2. Конкреционная структура сидеритового цемента руды. Отмечается концентрически-зональное расположение сидеритовых частиц. При скрещенных николях в них наблюдается черный крест (Кок-булак, скв. 1098). Увел. 290. 3. Зонально-слоистое расположение частиц в сидеритовом цементе мозаичной структуры (Кок-булак, скв. 952). Увел. 365. 4. Интерстратификация хлоритово-сидеритового цемента руды. Микросферы сложены сидеритом и хлоритом, а их периферийная оторочка, окружающая пору, состоит из хлорита и опала радиально-лучистой структуры (Кок-булак, скв. 893). Увел. 365.



1. Хлоритовая глина «фации переслаивания», в которой образовались мелкие ромбоэдрические кристаллы сидерита (Кок-булак, скв. 200). Увел. 90. 2 Хлоритовая глина «фации переслаивания» с мелкими ромбоэдрическими кристаллами сидерита. В центре глобулярные образования пирита (Кок-булак, скв. 202). Увел. 150. 3. Глина «фации переслаивания» с тонким прослоем обломков гидрогетитовых оолитов и зерен кварца на плоскости слоистости (Кок-булак, скв. 201). Увел. 46. 4. Обломки гидрогетитовых оолитов и зерен кварца в сидеритизированной глине «фации переслаивания» (Кок-булак, скв. 52). Увел. 76.



1. Фосфоритизированная древесина из железных руд. Видна сохраняющаяся кора и места ответвляющихся сучков (Кутан-булак, обр. 1). Нат. вел. 2. Шлиф поперечного среза фосфоритизированной древесины из железных руд. Остатки древесины замещены карбонат-апатитом с сохранением ее структуры (Кутан-булак, обнажение у родника Бол-булак, обр. 1). Увел. 150. 3. Шлиф песчанистой руды с обломком древесины, замещенной фосфатом, сохранившим клеточную структуру (Кара-сандык, скв. 11, глубина 35,45 м). Увел. 90. 4. Зерно кварца в алевролите, разрушаемое сидеритом цемента (Кок-булак, скв. 1101, глубина 37 м). Увел. 365. 5. Зерно кварца в цементе руды, замещаемое хлоритом. Край его (в центре) превращен в смесь хлорита с опалом решетчато-петельчатой структуры замещения (Кок-булак, скв. 886, глубина 32 м). Увел. 290.

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
I. История изучения железных руд Приаралья . . . . .	9
II. Общие черты геологического строения Северного Приаралья . . . . .	11
III. Стратиграфия и литология тургайской серии Северного Приаралья . . . . .	16
1. История изучения стратиграфии тургайской серии Северного Приаралья . . . . .	16
2. Кутанбулакская свита . . . . .	18
3. Чиликтинская свита . . . . .	27
4. Джаксыклычская свита . . . . .	33
5. Чаграйская свита . . . . .	39
6. Происхождение обломочного материала тургайской серии и особенности состава терригенных минералов ее свит . . . . .	45
7. Палеофлористическая характеристика различных свит тургайской серии . . . . .	57
8. Возраст свит тургайской серии . . . . .	61
IV. Стратиграфическое размещение железорудных залежей Северного Приаралья . . . . .	69
V. Описание месторождений . . . . .	76
1. Введение . . . . .	76
2. Месторождение Кутан-булак . . . . .	76
Общая характеристика . . . . .	76
Строение Северного участка . . . . .	81
Строение Западного участка . . . . .	84
Строение Южного участка . . . . .	86
Характер руд . . . . .	88
Химический состав руд . . . . .	91
3. Месторождение Талды-эспе . . . . .	93
Форма и строение рудной залежи . . . . .	93
Характер руд . . . . .	100
Химический состав руд . . . . .	103
4. Месторождение Бирде-куль . . . . .	104
5. Месторождение Ак-чоко . . . . .	107
6. Месторождение Кара-сандык . . . . .	108
7. Месторождение Джангиз-тюбе . . . . .	115
8. Мелкие месторождения южной части Тугузской синклинали . . . . .	118
9. Месторождение Кок-булак . . . . .	121
Географическое положение и орогидрография . . . . .	121
Общие черты геологического строения месторождения и выделение его участков . . . . .	122
Палеорельеф кровли глин морского палеогена и структура месторождения . . . . .	127
Условия залегания руд и строение рудной серии на Северном и Центральном участках месторождения Кок-булак . . . . .	129
Рудовмещающие породы Северного и Центрального участков . . . . .	133
Типы руд Северного и Центрального участков . . . . .	138
Химический состав руд Северного и Центрального участков . . . . .	144
Условия залегания руд и строение рудной серии на Южном участке . . . . .	145
Типы и качество руд Южного участка . . . . .	155
Алты-казан, Кумбук и другие поисковые участки по периферии месторождения Кок-булак . . . . .	157

	Стр.
10. Выходы железных руд на северном берегу залива Тше-бас и в осевой зоне Куландиинской антиклинали . . . . .	159
11. Мелкие месторождения Чаграйского плато . . . . .	161
VI. Наблюдения над характером слоистости пород в различных железорудных месторождениях . . . . .	165
VII. Генетические типы рудных залежей Северного Приаралья . . . . .	182
Первая генетическая группа месторождений — речные отложения . . . . .	183
Вторая генетическая группа месторождений — лиманные отложения . . . . .	192
Третья генетическая группа месторождений — дельтовые отложения . . . . .	197
Четвертая генетическая группа месторождений — озерные отложения . . . . .	204
Заключение . . . . .	207
VIII. Типы руд Северного Приаралья . . . . .	208
Обоснование классификации . . . . .	208
1. Оолитовые руды сыпучие . . . . .	210
1а. Сыпучая руда из черных гидрогетитовых оолитов . . . . .	210
1б. Сыпучая руда из зеленых оолитов . . . . .	221
1в. Сыпучая руда из бурых гидрогетитовых оолитов . . . . .	226
2. Оолитовые руды сцементированные . . . . .	235
2а. Руда из гидрогетитовых или гидрогетитово-хлоритовых оолитов в сидеритово-хлоритовом цементе . . . . .	235
2б. Руда из гидрогетитовых оолитов в таком же цементе . . . . .	241
2в. Руда из гидрогетитовых оолитов в кальцитовом цементе . . . . .	245
3. Бобово-оолитовые руды . . . . .	254
4. Мелкогалечные конгломератовые руды . . . . .	258
4а. Мелкогалечные конгломератовые руды с сидеритово-хлоритовым цементом . . . . .	258
4б. Мелкогалечные конгломератовые руды с гидрогетитовым цементом . . . . .	259
4в. Мелкогалечные конгломератовые руды с кальцитовым цементом . . . . .	263
5. Грубые конгломератовые руды . . . . .	267
6. Массивные руды неоолитового строения . . . . .	271
6а. Серые сидериты и анкериты . . . . .	273
6б. Бурные гидрогетиты . . . . .	282
7. Сравнение железных руд различных типов . . . . .	283
IX. Минералы железных руд и рудовмещающих пород Северного Приаралья . . . . .	288
1. Введение . . . . .	288
2. Окислы и гидроокислы железа . . . . .	288
Распространение . . . . .	288
Принятая номенклатура минералов группы окиси и гидроокиси железа . . . . .	289
Гематит . . . . .	291
Гидрогематит . . . . .	291
Лепидокрокит . . . . .	291
Гетит . . . . .	292
Гидрогетит . . . . .	294
3. Железистые хлориты . . . . .	300
Распространение и формы нахождения хлоритов . . . . .	300
Выделение хлоритов для анализа и оптическая характеристика детально изучавшихся образцов . . . . .	304
Термическое исследование хлоритов . . . . .	306
Рентгеновское исследование хлоритов . . . . .	311
Химические анализы хлоритов . . . . .	315
4. Железистые карбонаты (сидерит и анкерит) . . . . .	331
А. Общие замечания . . . . .	331
Б. Сидерит цемента оолитовых руд . . . . .	331
Распространение и формы выделения . . . . .	331
Оптические данные . . . . .	334
Химические и термические анализы . . . . .	334
В. Сидерит и анкерит неоолитовых прослоев . . . . .	335
Распространение и формы выделения . . . . .	335
Оптические данные и некоторые физические свойства . . . . .	336
Химические анализы . . . . .	337
Термические анализы . . . . .	340
О распространении массивных карбонатных руд железа среди оолитовых руд . . . . .	341

	Стр.
5. Сульфиды железа . . . . .	342
6. Кальцит . . . . .	344
7. Фосфаты . . . . .	347
8. Опал и халцедон . . . . .	350
9. Гипс . . . . .	350
10. Минералы окислов марганца . . . . .	351
11. Глинистые минералы . . . . .	352
А. Глины чеганской свиты морского палеогена . . . . .	352
Б. Безрудные глины кутанбулакской свиты, подстилающие руду . . . . .	357
В. Глины «фации переслаивания» . . . . .	361
12. Некоторые обломочные минералы . . . . .	365
А. Кварц . . . . .	365
Б. Полевые шпаты . . . . .	367
В. Ильменит . . . . .	367
Г. Магнетит . . . . .	368
Х. Фитоморфозы железных руд Северного Приаралья . . . . .	369
ХI. Палеогеографическая обстановка образования железных руд Северного Приаралья . . . . .	377
1. Общие черты палеогеографии Северного Приаралья во время отложения тургайской серии . . . . .	377
2. Климатические условия эпохи отложения железных руд Приаралья . . . . .	380
3. Тектоническая обстановка эпохи отложения различных свит тургайской серии . . . . .	385
4. Влияние тектоники на размещение железорудных залежей, мощность и качество руд . . . . .	386
ХII. Некоторые вопросы генезиса железных руд Северного Приаралья . . . . .	391
1. Источник железа руд Северного Приаралья . . . . .	391
2. Вероятные формы переноса железа . . . . .	397
3. Вероятные причины осаждения железа . . . . .	403
4. Условия образования оолитов . . . . .	406
5. Окисление и выветривание оолитов в олигоценовое время . . . . .	412
6. Образование цемента и другие диагенетические процессы . . . . .	414
7. Эпигенетические процессы . . . . .	423
Заключение. Железные руды Северного Приаралья как новый тип осадочных железных руд . . . . .	427
Литература . . . . .	432



*Любовь Николаевна Формозова*  
**Железные руды Северного Приаралья**  
Труды Геологического института, вып. 20

*Утверждено к печати*  
*Геологическим институтом*  
*Академии наук СССР*

\*

Редактор издательства *Т. П. Бондарева*  
Технический редактор *А. А. Киселева*

\*

РИСО АН СССР № 14—26В. Сдано в набор 10/X 1958 г.  
Подп. в печать 29/XII 1958 г. Формат бум. 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>,  
28 печ. л. 38,36 усл. печ. л. Вклеен 15. Уч.-изд. лист. 42,1. Т-13159  
Тираж 1500 экз. Изд. № 2864. Тип. зак. № 1064  
*Цена 31 р. 40 к.*

Издательство Академии наук СССР.  
Москва Б-64, Подсосенский пер., д. 21

---

2-я типография Издательства АН СССР.  
Москва Г-99, Шубинский пер., д. 10

### ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
68	1 ст.	районов	района
294	21 ст.	бывает 15 и 19	бывает 17%
413	20 ст.	гидрогетитиво	гидрогетитово
443	26 ст.	1951	1915

Труды ГИН, вып. 20

