

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

Выпуск 70

И. М. ВАРЕНЦОВ, Л. Н. ФОРМОЗОВА

ОСАДОЧНЫЕ РУДЫ ЖЕЛЕЗА
И МАРГАНЦА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Выпуск 70

И. М. ВАРЕНЦОВ, Л. Н. ФОРМОЗОВА

ОСАДОЧНЫЕ РУДЫ ЖЕЛЕЗА И МАРГАНЦА

*(Опыт геохимического и формационного
исследования)*



ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

МОСКВА 1962

Ответственный редактор

Г. И. БУШИНСКИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий сборник содержит четыре статьи, посвященные сравнительно новым направлениям в изучении полезных ископаемых: геохимии осадочных рудных залежей и установлению связей руд с геологическими формациями.

Подобные работы появляются в геологической литературе последних лет, но их мало, поэтому каждая попытка применения методов геохимического и формационного исследования для изучения новых объектов представляет определенный интерес.

С помощью этих методов удается иногда установить такие особенности генезиса полезных ископаемых и их отдельных компонентов, которые при обычных геологических исследованиях ускользают от внимания.

Геохимические методы при изучении полезных ископаемых помогают понять механизм рудообразования и выяснить источник рудного компонента, а формационный анализ устанавливает как закономерности размещения рудоносных отложений (формаций) в земной коре, так и самих руд внутри формаций. Иначе говоря, формационный метод может быть научной основой поисков новых рудоносных провинций и районов.

Все четыре работы были выполнены в отделе литологии Геологического института Академии наук СССР.

Две первые являются продолжением и развитием фациально-геохимического направления, введенного в литологию и разработанного Н. М. Страховым. В его работах фациально-геохимический анализ применялся преимущественно для выяснения закономерностей распределения кларкового содержания различных элементов в осадочных толщах разного состава и происхождения. Развивая это направление, авторы применили фациально-геохимический метод для изучения конкретных месторождений железных и марганцевых руд с целью выяснения вопроса о происхождении и поведении различных элементов в рудной толще и вмещающих породах.

Две последние работы сборника были выполнены в связи с разработкой проблемы «закономерности размещения полезных ископаемых», которая была выдвинута Н. С. Шатским и успешно развивалась в его исследованиях. Эти две работы являются продолжением и развитием его идей о необходимости применения формационного метода для решения проблемы размещения полезных ископаемых.

Как известно, термин «формация» понимается геологами не всегда одинаково, по-разному понимаются и цели формационного исследования. Поэтому необходимо указать задачи, которые ставили перед собой авторы сборника, и те вопросы, которые они пытались разрешить.

В основу публикуемых работ положено представление о рудоносных формациях в понимании Н. С. Шатского.

Задачей авторов являлось:

1. Раскрытие парагенезов пород, с которыми связаны осадочные руды железа и марганца, выяснение их генетического смысла, изучение фациальных изменений, латеральные и вертикальные переходы в другие формации, не содержащие руд.

2. Установление связи рудоносных формаций с определенными типами крупных тектонических структур и с определенными этапами их развития.

3. Поскольку тектоника является одним из основных определяющих факторов образования той или иной формации, авторы пытались показать, что формирование формаций отвечает определенным этапам тектонического развития данной структуры или зоны, а изменение структурных условий влечет за собой смену формаций и появление нового парагенетического ряда.

4. Типизация и сравнительная характеристика выделенных формаций, то есть выяснение повторяемости характерных парагенезов пород и руд, образовавшихся в одинаковых условиях, в подобных тектонических структурах.

5. Выделение формаций как историко-геологических объемных тел. В некоторых случаях в литературе описание формаций подменялось показом фациальных изменений в отдельных толщах, а иногда их искусственно ограничивали определенными возрастными рамками, рассматривая как синоним свит местной стратиграфической шкалы. Часто в связи со сложным залеганием пород формации установление ее пространственного объема невозможно. Однако в других районах та же формация может быть выделена и ограничена.

Проведенными исследованиями выделены основные рудоносные формации и показаны основные закономерности их образования. Однако авторы не имели возможности дать детальное литологическое описание типовых формаций, а также установить их место в общем формационном ряду, связанном с развитием крупных структур.

Тем не менее публикуемые работы могут служить основой для дальнейшего изучения рудоносных формаций и закономерностей размещения месторождений железа и марганца.

Л. Формозова

Л. Н. Формозова

ГЕОХИМИЯ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД РЕЧНОГО И ДЕЛЬТОВОГО ГЕНЕЗИСА

Геохимические карты железорудных месторождений речного и дельтового генезиса составляются впервые. До сих пор такие карты делались только для месторождений оолитовых руд морского генезиса (Жилияков и Топорков, 1951; Малаховский, 1956; Kolbe, 1957; Thienhaus, 1957; Werner, 1957).

Составление геохимических карт железорудных месторождений достоверного речного и дельтового происхождения было интересно, во-первых, для выяснения общих закономерностей распределения различных элементов в рудных залежах такого генезиса, во-вторых, для решения вопроса о том: имела ли место химическая дифференциация при переносе и осаждении рудного материала по пути от истока к устью реки и на подводном склоне дельты.

Для решения этих вопросов были использованы химические анализы среднеолигоценовых руд месторождений речного генезиса в Северном Приаралье (Кутан-Булак и Талды-Эспе) и в Кустанайской области (Лисаковка). В качестве примера рудной залежи дельтового происхождения взято месторождение Кок-Булак в Приаралье. Подробное геологическое описание этих месторождений дано в монографиях Л. Н. Формозовой (1959) и А. Л. Яницкого (1960).

Самое северное из Приаральских месторождений Кутан-Булак имеет протяженность более 5,5 км при ширине до 1 км. Мощность руды на этом месторождении достигает 19,25 м.

Южнее, на его продолжении, но только на 20 м выше по разрезу той же свиты среднего олигоцена, располагается рудная залежь месторождения Талды-Эспе. Она протягивается на 23 км при ширине от 0,5 до 4,5 км. Мощность руды на этом месторождении обычно меньше, чем на Кутан-Булаке, хотя местами достигает 26 м.

Рудные залежи месторождений речного генезиса в Северном Приаралье имеют первичный небольшой уклон в южном направлении. Они врезаны в подстилающие породы и поэтому имеют корытообразную нижнюю поверхность, вдоль которой наблюдаются следы размыва. Глубина вреза достигает десятков метров. Верхняя поверхность рудных линз всегда более ровная. Благодаря корытообразному сечению залежей, мощность руды меняется на небольших расстояниях и имеет максимальные величины в осевых зонах.

Руды несут многочисленные следы перемыва, сопровождаются конгломератовыми разностями, переслаиваются песками и алевролитами, реже среди них развиты алевроитовые глины.

Лисаковское месторождение имеет длину более 100 км при ширине до 8 км. Максимальная мощность руды на западе месторождения достигает 30 м, а на востоке 37 м. Рудная залежь местами разветвляется на несколько рукавов и в этих местах общая ширина рудной зоны становится максимальной.

Рельеф ложа рудоносной толщи очень неровный, так как здесь мы имеем дело с осадками довольно крупной реки, русло которой неоднократно мигрировало.

Дельтовое месторождение Кок-Булак расположено на юге Джилаанской синклинали Северного Приаралья. Оно тянется с северо-запада на юго-восток на 24 км и состоит из 15 наклонных к юго-западу рудных линз, образовавшихся на подводном склоне дельты против устья древней реки. Рудные линзы имеют разное протяжение и мощность. Наиболее крупная из них достигает 10 250 м по простиранию и 2500 м по наклону. Мощность руды в ее центре — 40 м. В другой линзе мощность руды достигает 56 м. Линзы часто чешуеобразно перекрывают одна другую. Руды здесь разделяются и переслаиваются алевритовыми глинами и глинистыми алевритами. Конгломераты на этом месторождении играют меньшую роль, чем на месторождениях речного генезиса.

На указанных месторождениях распространены следующие типы руд.

Среди первичных оолитовых руд, не связанных с современной зоной окисления, развиты:

- 1) сыпучие руды, состоящие из хлоритовых оолитов без цемента;
- 2) руды из хлоритовых оолитов в хлоритовом более или менее сидеритизированном или сидеритовом цементе;
- 3) массивные неоолитовые сидериты, залегающие прослоями менее 1 м мощности.

В зоне окисления, выше уровня грунтовых вод, развиты:

- 1) бурые руды, в которых оолиты и цемент сложены гидрогетитом;
- 2) окисленные сидериты;
- 3) в небольшом количестве присутствуют руды из гидрогетитовых оолитов с кальцитовым эпигенетическим цементом.

Особым типом руды, который не меняет своего характера у поверхности и на глубине, являются сыпучие руды из черных гидрогетитовых несцементированных оолитов. Наиболее широко этот тип руд распространен на дельтовом месторождении Кок-Булак. Материал этих руд еще в олигоценное время подвергся выветриванию латеритного типа, сопровождавшемуся окислением хлоритов и выносом кремнезема.

Черные сыпучие руды содержат максимальное количество железа и минимальное количество кремнезема по сравнению с другими рудами. В практическом отношении они являются наиболее ценной рудой.

Из рудных минералов на указанных месторождениях развиты: гидроокислы железа (гетит и гидрогетит), железистые хлориты (тюрингит, шамозит и др.); карбонаты железа (сидерит и анкерит) и в очень небольшом количестве сульфиды железа (марказит и пирит).

Основным рудным минералом является гидрогетит. Гидрогетитовые руды преобладают на месторождениях Лисаковском и Кутан-Булакском, которые в основном находятся в зоне современного выветривания.

На месторождении Талды-Эспе, кроме окисленных гидрогетитовых руд, ниже уровня грунтовых вод, в глубоких частях рудных залежей развиты также и хлоритово-сидеритовые разности. В дельтовом месторождении Кок-Булак хлоритовые и сидеритовые руды развиты еще более широко.

Геохимические карты составлялись на основании небольшого количества анализов, сделанных в химической лаборатории ГИН АН СССР, и массовых анализов, произведенных геологическими управлениями. Не для каждого изученного месторождения можно было сделать геохимические карты по всем интересовавшим нас компонентам. Так, для месторождения Кутан-Булак удалось сделать карты только по железу, потому что для составления карт остальных компонентов анализов было недостаточно.

Наибольшее число карт было составлено для месторождений Талды-Эспе и Лисаковки. Для них были сделаны карты процентного содержания

и абсолютных масс Fe, Al, P, Mn, Mg, Ca и S, а для Лисаковского месторождения еще и карты содержания титана.

Для месторождения Кок-Булак сделаны карты процентного содержания железа и фосфора по пяти наиболее четко выделяющимся линзам. Приблизительно такие же соотношения между мощностями руды, содержанием железа и фосфора наблюдаются и на остальных десяти рудных линзах, поэтому геохимические карты их не приводятся.

На картах первой более многочисленной серии для разных месторождений были нанесены средние содержания элементов для всей мощности руды каждой данной скважины. Руды по типам не разделялись. По массовым анализам сделать это было невозможно, так как обычно пометровые пробы брались независимо от характера руды, а иногда анализировалась одна средняя проба из керна, характеризующая всю толщу руды. Средние цифры процентного содержания каждого элемента наносились на планы месторождений, а изолинии, соединяющие точки с одинаковыми цифрами, проводились через наиболее удобные для данного месторождения и данного элемента интервалы. Выбор этих интервалов зависел от разнообразия цифр анализов, густоты выработок и т. д. На прилагаемых рисунках для каждой карты указано через какие интервалы процентного содержания того или иного элемента проведены изолинии.

Кроме карт процентного содержания элементов, была составлена серия карт их абсолютных масс, т. е. их количества в килограммах на $1 м^2$ залежи. Для некоторых элементов были составлены еще карты величины отношений их содержания к содержанию железа.

Для месторождений Талды-Эспе и Кутан-Булак было составлено двадцать карт, для Лисаковки — 16 и несколько карт для линз дельтового месторождения Кок-Булак. Всего было составлено 40 карт.

В составлении геохимических карт большое участие принимала Л. Е. Лисицына, за что приношу ей искреннюю благодарность. Благодарю также коллектив сотрудников химической лаборатории ГИН АН СССР, производивших пересчеты анализов руд Лисаковского месторождения.

В этой статье приводятся только основные из составленных нами карт. При рассмотрении их можно сделать некоторые выводы.

Ж е л е з о. На карте распределения процентного содержания железа в пределах Лисаковского месторождения (с изолиниями через 6%) хорошо вырисовывается полоса высоких содержаний железа — от 36 до 42% и более (до 46% на западном конце месторождения) (см. фиг. 1). Здесь же располагается и зона наибольших мощностей руды. В связи с их резким изменением сплошная полоса богатых руд четко ограничена на севере и имеет более расплывчатые очертания на юге. Однако в общем ясно видно, что к краям рудной залежи, которые соответствуют бортам древней речной долины, идет опесчанивание руды и уменьшение содержания в ней железа. Иногда кажется странным, что полосы сравнительно богатых железом руд как бы обрываются, а потом начинаются вновь. Это обусловлено тем, что в каждом данном сечении через рудную залежь зона высокого содержания железа совпадает с максимальными мощностями рудного тела, но если какой-нибудь участок месторождения вообще имеет небольшую мощность руды, то и процент железа в ней относительно ниже. Однако и в таком участке малых мощностей наибольший процент железа всегда приурочен к зоне относительно большей мощности рудного тела, а к зонам его выклинивания он уменьшается. Наибольшие мощности руды на Лисаковке приурочены к западному концу месторождения (более 30 м) и к крайнему его юго-востоку (более 35 м). Здесь же наблюдаются высокие процентные содержания железа.

На участке рудной залежи между поселками Степной и Темир вырисовываются три «рукава» повышенного содержания железа. Это происходит потому, что на данном участке имеются три широтных полосы с увеличенными

мощностями рудного тела. Вероятно, они соответствуют существовавшим одновременно или последовательно протокам одной реки. Эти «рукава» рудной залежи с содержанием железа от 24 до 32% и местами немного более 32% разделены участками, где его содержание не превышает 18%.

Восточнее пос. Темир наблюдается слияние двух северных русел, а наиболее южное из них к востоку становится менее четким и исчезает совсем. Далее от Темира до Павловки редкие участки, где мощность руды более 10 м, также дают на карте пятна относительного повышения процента железа. Интересно, что мощности 20—25 м почти всегда дают 32—36% железа. Севернее пос. Барсуковка при мощности руды, увеличивающейся до 25 м, содержание железа повышается до 36—42%.

На крайнем юго-востоке Лисаковского месторождения имеется небольшой по площади участок, где мощность руды достигает максимальных величин и местами превышает 35 м. Содержание железа на этом участке увеличивается почти строго пропорционально увеличению мощности руды. Там, где мощность руды более 20 м, среднее содержание в ней железа больше 30%. Там, где мощность руды превышает 25 м, содержание железа увеличивается до 36%. При мощности же более 35 м железа в руде становится более 42%.

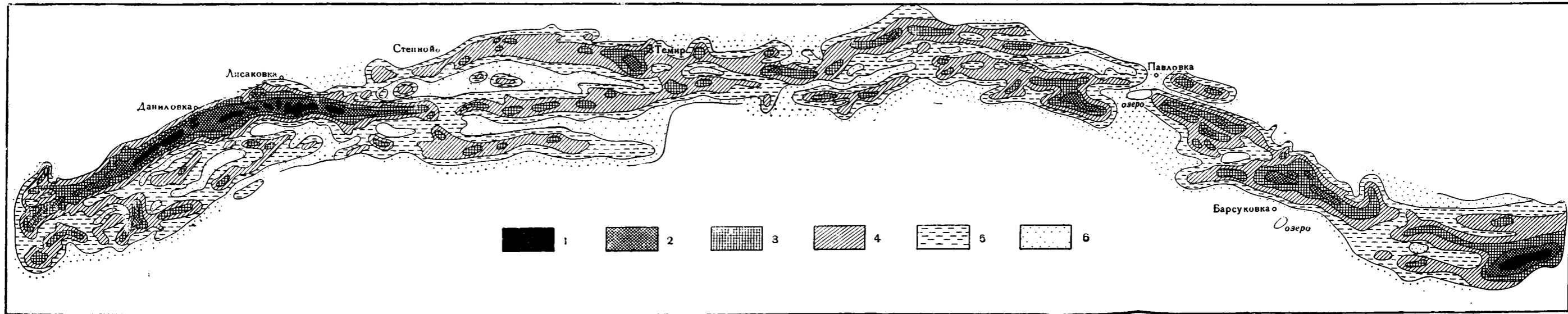
Таким образом, соотношение мощностей руды и процентного содержания железа на Лисаковке выдерживается почти идеально. Это имеет большое практическое значение, так как позволяет при разработке месторождения ориентироваться на более мощные и одновременно наиболее богатые участки залежи.

Карта абсолютных масс железа на Лисаковском месторождении по контурам изолиний довольно близка к карте процентного содержания железа. Это вполне естественно. Совпадение больших мощностей руды и наибольших содержаний железа вызывает концентрацию на этих участках и наибольших его абсолютных масс. Основная непрерывная полоса богатых руд на западе месторождения содержит от 20 до 25 т железа на 1 м². В центральной части месторождения, где мощности и проценты содержания железа убывают, таких больших абсолютных масс уже нет.

На карте распределения процентного содержания железа в рудной залежи месторождения Талды-Эспе изолинии проведены через 5% (фиг. 2). Как и на карте содержания железа для Лисаковки, здесь четко выделяется зона основного русла реки с наиболее богатыми рудами. Особенно хорошо она видна на северо-восточном участке месторождения, где полоса высоких содержаний железа (выше 35 и до 42%) приурочена к наиболее глубокой части эрозионной ложбины. В распределении процентного содержания железа на Талды-Эспе по сравнению с Лисаковкой наблюдается одна особенность. В то время как распределение абсолютных масс железа здесь (фиг. 3) и там зависит от мощности рудного тела, процент содержания железа или качество руды зависит от положения той или иной точки по отношению к контурам рудной залежи. Наиболее богаты железом на Талды-Эспе центральные осевые части рудного тела, даже в тех случаях, когда мощность их сравнительно невелика.

На карте ясно видно, что участки с содержанием в руде железа 40% и более всегда приурочены к осевой, хотя и не всегда самой глубокой, части тех эрозионных ложбин, в которых отлагались руды. К бортам их идет опесчанивание руды и уменьшение содержания в ней железа.

Чаще всего на Талды-Эспе максимальные мощности руды наблюдаются в осевой части залежи, вследствие чего в каждом данном сечении через рудную залежь наибольшая мощность и наиболее высокое содержание железа совпадает. Однако в противоположность Лисаковке здесь нет полного соответствия мощностей и качества руды в продольном разрезе залежи. Содержание железа более 40% приурочено всегда к осевой части



Фиг. 1. Карта распределения процентного содержания железа в рудах Лисаковского месторождения.

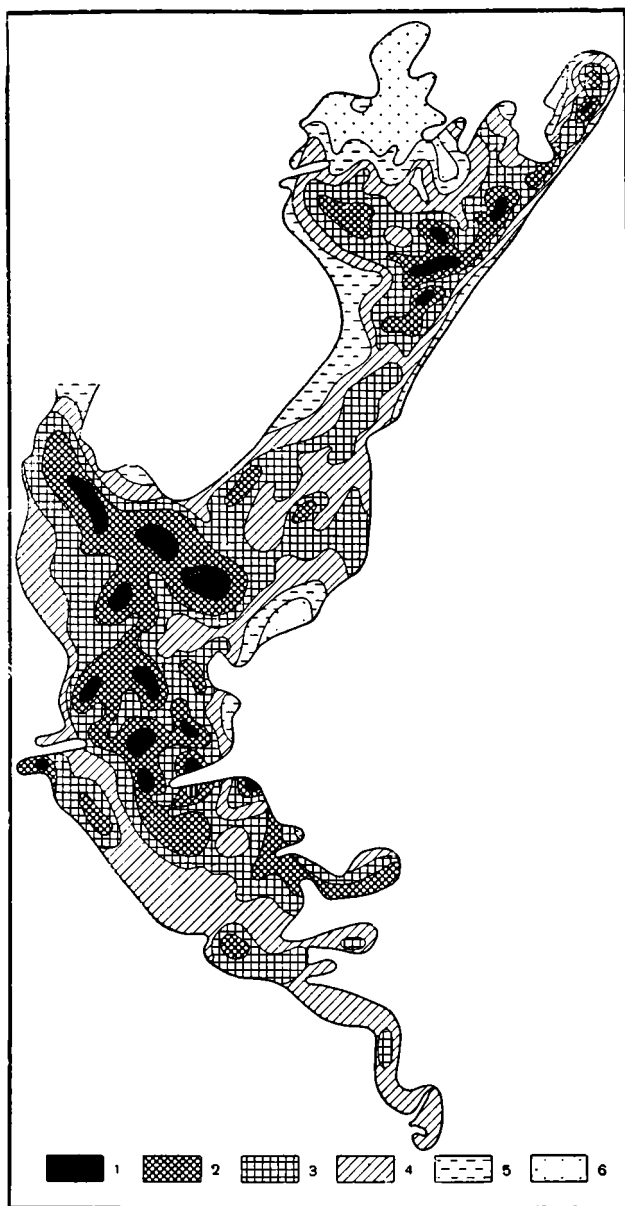
1 — более 42; 2 — от 36 до 42; 3 — от 30 до 36; 4 — от 24 до 30; 5 — от 18 до 24; 6 — менее 18

залежи, но в одних случаях оно наблюдается при мощности руды в 3 м, а в других случаях при мощности руды в 20 м и больше.

Очень четкими и рельефными получились карты процентного содержания и абсолютных масс железа для месторождения Кутан-Булак. На первой из этих карт изолинии проведены через каждые 4% разницы в содержании железа, на второй через каждые 2 т разницы в количестве железа на 1 м² (фиг. 4 и 5). Наибольшие мощности руды (до 19,25 м) здесь приурочены к осевой части южного конца той большой рогатки, которую образует в плане месторождение (фиг. 6). Здесь же наблюдаются наибольшие абсолютные массы железа (до 17 т на 1 м²) и наиболее высокие его процентные содержания (40% и более).

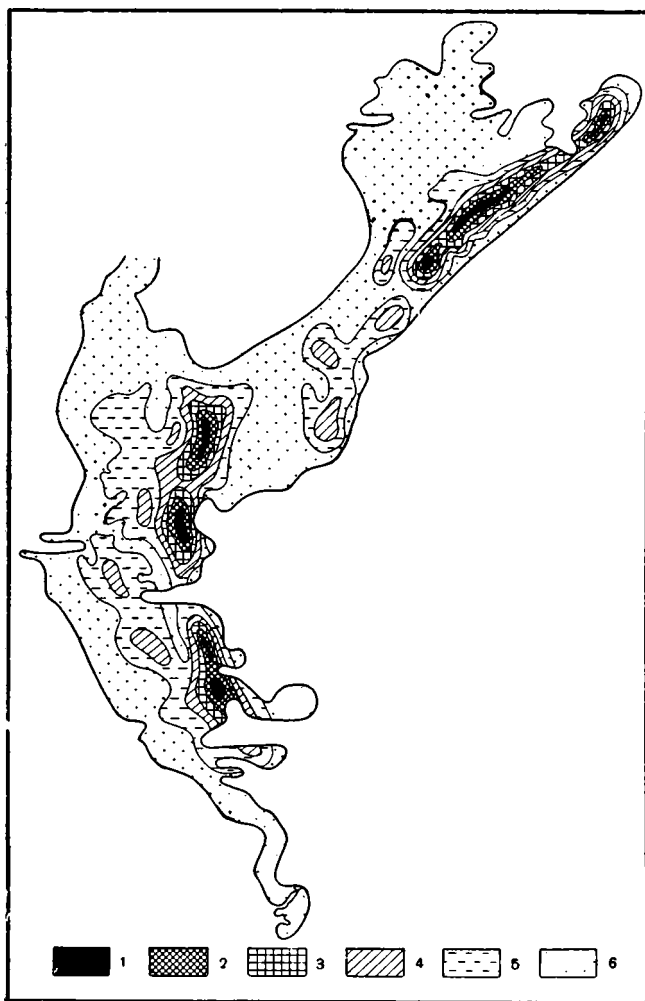
В осевой зоне северо-восточного крыла рудной залежи наблюдаются высокие средние содержания железа (более 36 и местами более 38%), но мощности руды здесь небольшие и максимально достигают 12,9 м. Поэтому абсолютные массы железа здесь тоже невелики и лишь на одном небольшом участке превышают 6 т на 1 м².

В осевой части более длинного, северо-западного крыла рудной залежи средние содержания железа почти нигде не превышают 38%, но мощности руды здесь значительные и достигают 17,6 м. Поэтому абсолютные массы железа здесь больше, чем на северо-восточном крыле и местами достигают таких же больших величин (более 10 т на 1 м², как на юге месторождения).



Фиг. 2. Карта распределения процентного содержания железа в рудах месторождения Талды-Әспе.

1 — более 40; 2 — от 35 до 40; 3 — от 30 до 35; 4 — от 25 до 30; 5 — от 20 до 25; 6 — менее 20



Фиг. 3. Карта распределения абсолютных масс железа в рудах месторождения Талды-Эспе (в кг).

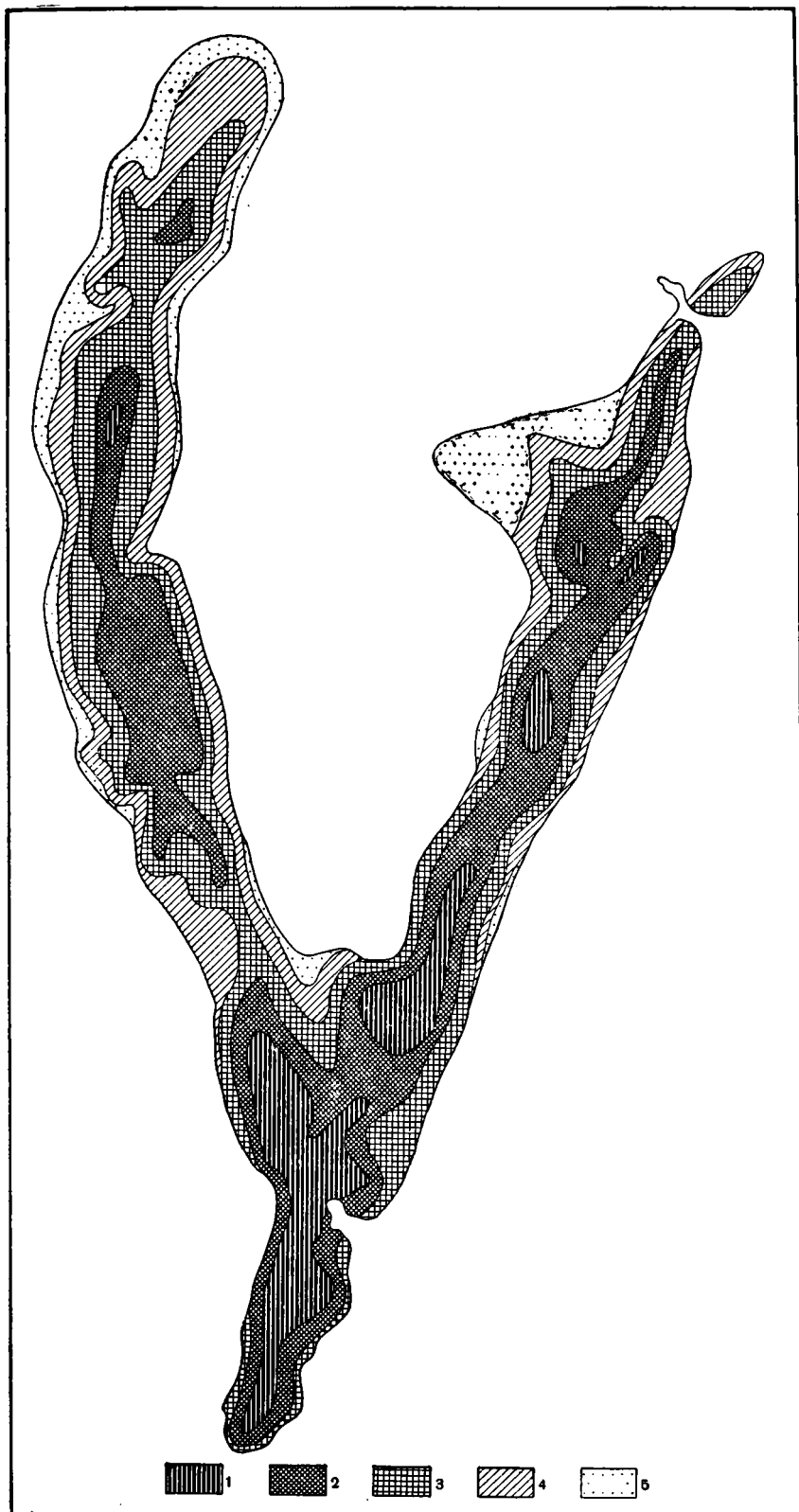
1 — более 10 000; 2 — от 8000 до 10 000; 3 — от 6000 до 8000; 4 — от 4000 до 6000; 5 — от 2000 до 4000; 6 — менее 2000

всегда меньше, так как в верхнем и нижнем краю линз руда более песчаниста, т. е. разубожена обломочным материалом.

Связь абсолютных масс железа с мощностями руды не требует разъяснений. Связь же с ними процентного содержания железа, по-видимому, объясняется механизмом формирования рудных залежей в месторождениях речного и дельтового генезиса. Хотя образование оолитов, по нашим наблюдениям, происходило здесь же в речных осадках, — все они многократно перемывались, переоткладывались и переносились вниз по течению реки. При этом происходило своеобразное обогащение руды. Более крупные и тяжелые оолиты отмывались от кварцевого алеврита, глины и других примесей.

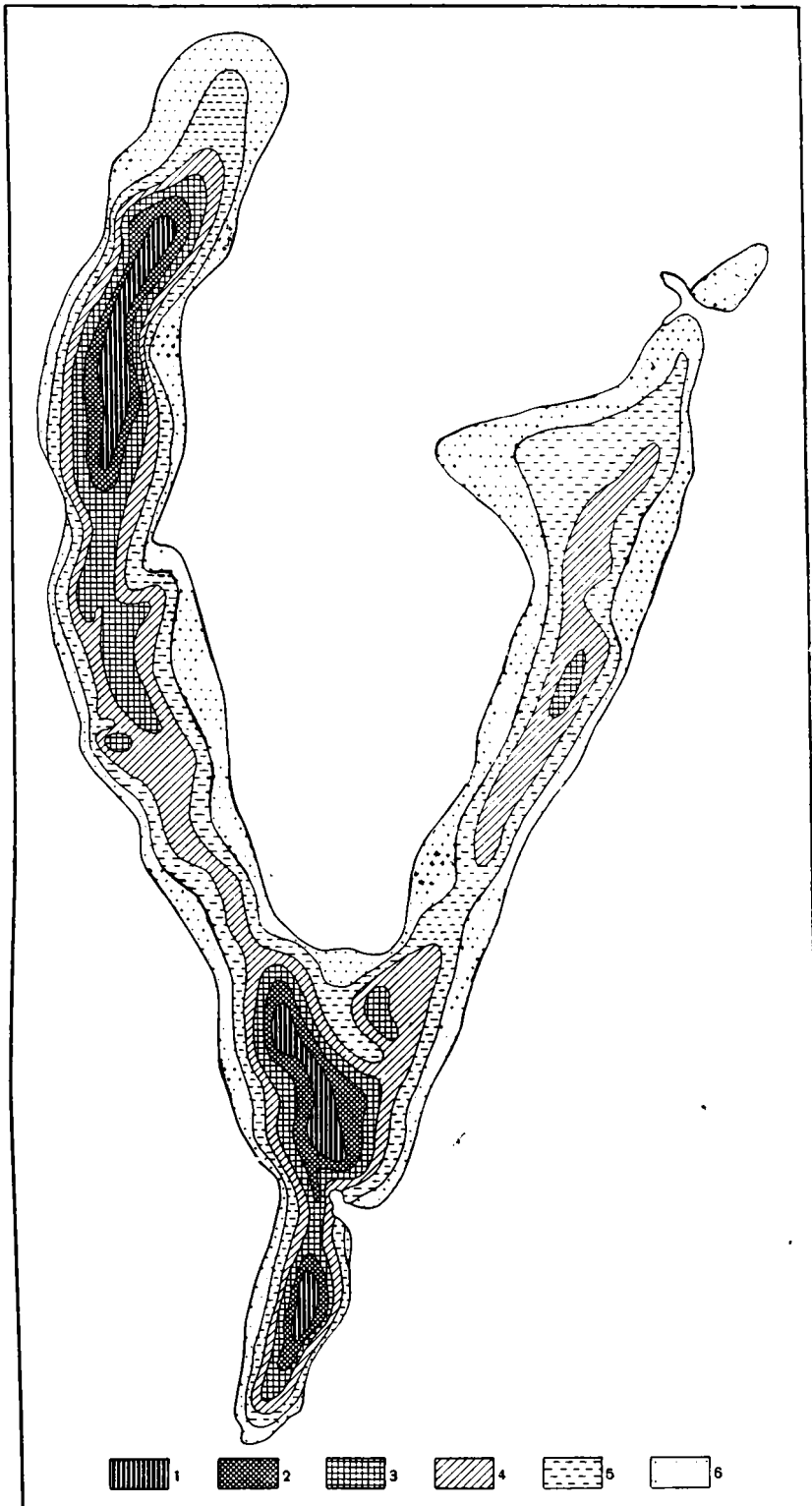
Течение воды в зонах максимальных мощностей в осевых частях древних русел было наиболее сильным. Здесь отлагался более чистый оолитовый материал, т. е. образовалась наиболее богатая руда. Окраинные части залежей соответствуют мелким частям древних русел, отчасти, может быть, поймам («лопасть» северо-восточного участка Талды-Эспе), где течение было слабое и вместе с оолитами оседал кварцевый алеврит.

Интересно теперь посмотреть, как распределяется процент железа в линзах руды дельтового месторождения Кок-Булак. На фиг. 7 приведен план пяти линз этого месторождения, причем изолинии проведены через 5%. Существует прямая пропорциональность между мощностью руды, процентным содержанием железа и фосфора. Вместе с мощностью растет процент железа, а вместе с процентом железа растет процент фосфора. Карты абсолютных масс железа и фосфора, а также карты отношений фосфора к железу для Кок-Булака можно было не составлять, так как распределение этих величин было совершенно ясно. Здесь, кстати, можно отметить, что процент железа наибольший в центре линз. При выклинивании (на глубине) и при выходе руды на поверхность или вблизи поверхности процент железа и фосфора



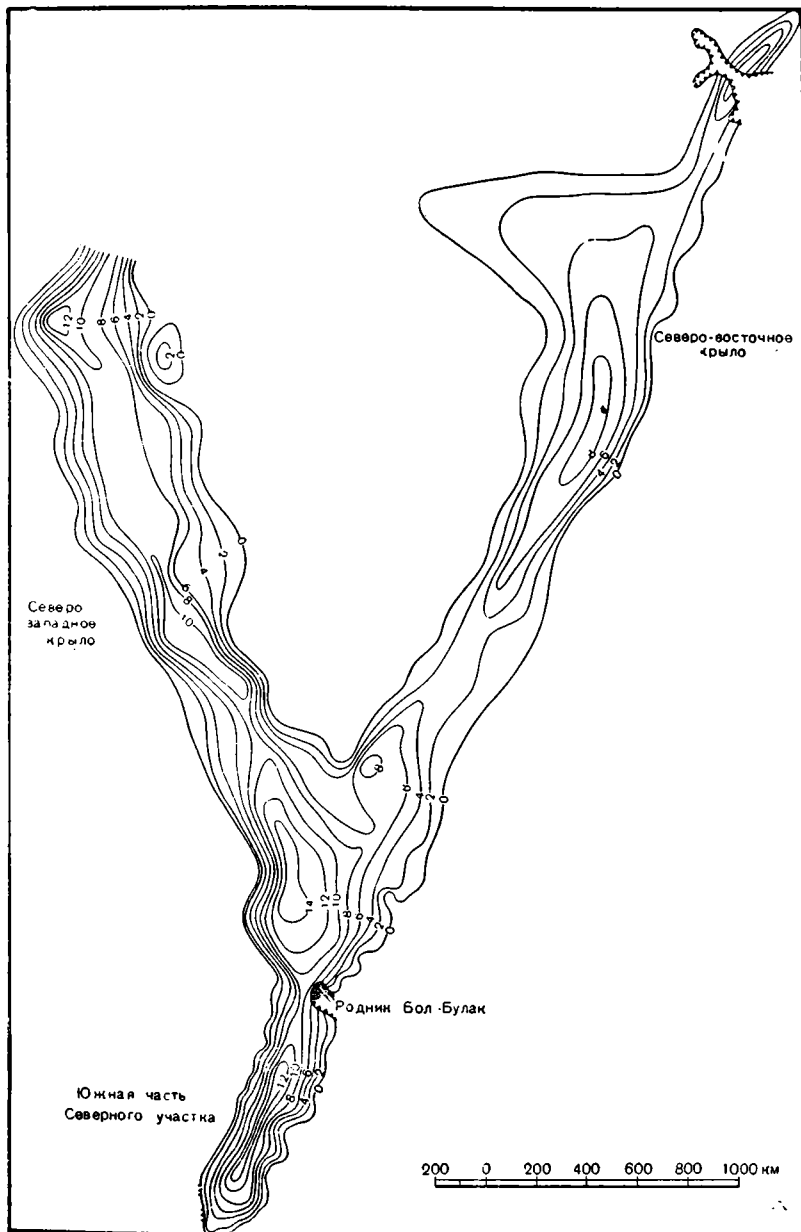
Фиг. 4. Карта распределения процентного содержания железа в рудах месторождения Кутан-Булак.

1 — более 38; 2 — от 34 до 38; 3 — от 30 до 34; 4 — от 26 до 30; 5 — менее 26



Фиг. 5. Карта распределения абсолютных масс железа в рудах месторождения Кутан-Булак (в кг).

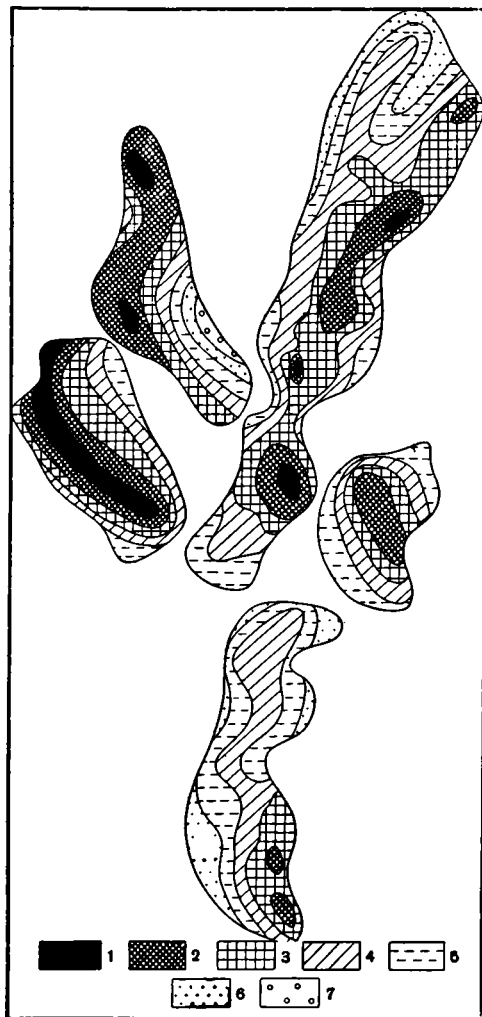
1 — более 10000; 2 — от 8000 до 10 000; 3 — от 6000 до 8000; 4 — от 4000 до 6000; 5 — от 2000 до 4000; 6 — менее 2000



Фиг. 6. Схема изопакит рудного тела северного участка месторождения Кутан-Булак

Такое предположение подтверждается сравнением механических анализов дезинтегрированной руды и изучением шлифов. В окраинных частях залежей не только появляется значительная примесь кварца, но и рудные оолиты становятся мельче.

Ф о с ф о р. Сравнение карт абсолютных масс и процентного содержания фосфора и железа показывает, что участки концентраций этих двух элементов в плане близко совпадают. Это хорошо видно при сравнении карт процентного содержания фосфора и железа на месторождении Талды-Эспе (фиг. 2 и 8), а также на карте распределения фосфора и железа в рудных линзах



Фиг. 7. Карта распределения процентного содержания железа в рудах месторождения Кок-Булак.

1 — более 40; 2 — от 35 до 40; 3 — от 30 до 35;
4 — от 25 до 30; 5 — от 20 до 25; 6 — от 15 до 20;
7 — менее 15

дельты Кок-Булак (фиг. 7 и 9). Тесная связь фосфора с железом выясняется и при вычислении отношения между содержанием этих элементов в рудах разных участков месторождений. Всюду это отношение колеблется в очень небольшом интервале величин. В среднем для Талды-Эспе оно равно 0,015, а пределы его колебаний от 0,010 до 0,036.

Для Лисаковки среднее отношение фосфора к железу равно 0,013, а его колебания находятся в пределах от 0,011 до 0,019.

Для Кутан-Булака определений фосфора было мало, но средняя величина $P : Fe$ при колебаниях от 0,012 до 0,018 остается также равной 0,015.

Для дельтового месторождения Кок-Булак по 40 скважинам самой большой линзы № 1 это отношение также равно 0,015, а пределы его колебаний — от 0,011 до 0,018.

Вычисленные цифры отношений фосфора к железу не меняются на более северном месторождении Кутан-Булак и более южном — Талды-Эспе в Северном Приаралье. Они не меняются и вдоль 100-километровой полосы Лисаковского месторождения.

Интересно отметить, что количественное соотношение фосфора и железа в рудах Лисаковки и Приаралья примерно такое же, как в ультраосновных породах восточного склона Южного Урала и в древних корках выветривания их. Пределы изменений в содержании железа и фосфора для нескольких различных по минералогическому составу ультрабазитов Урала очень

велики, и надежные средние величины этих содержаний еще никем не подсчитаны. Однако, если взять имеющиеся в отчетах анализы серпентинитов Шевченковского и Айдырлинского массивов, расположенных к юго-западу от верховьев р. Тобол, то оказывается, что они содержат в среднем около 0,12% фосфора и около 9% железа. Отношение этих элементов получается равным 0,013, то есть таким же, как в рудах Лисаковского месторождения. Отсюда можно сделать предположение, что фосфор химически связывается с железом еще в коре выветривания гипербазитов, а, вероятно, также и различных эффузивных пород, сопровождая его в дальнейшем на всех путях миграции, вплоть до осаждения в древних речных руслах. По-видимому, это обусловлено способностью фосфора образовывать с окисным железом комплексные ионы, на что указывали еще В. И. Вернадский (1934) и А. Е. Ферсман (1939).

Для месторождения Талды-Эспе составлена карта отношений фосфора к железу. Она также показывает, что за исключением одного аномального участка на севере, который связан с присутствием в руде обломков фосфоритизированной древесины, эти отношения на всем протяжении месторождения изменяются в очень небольших пределах.

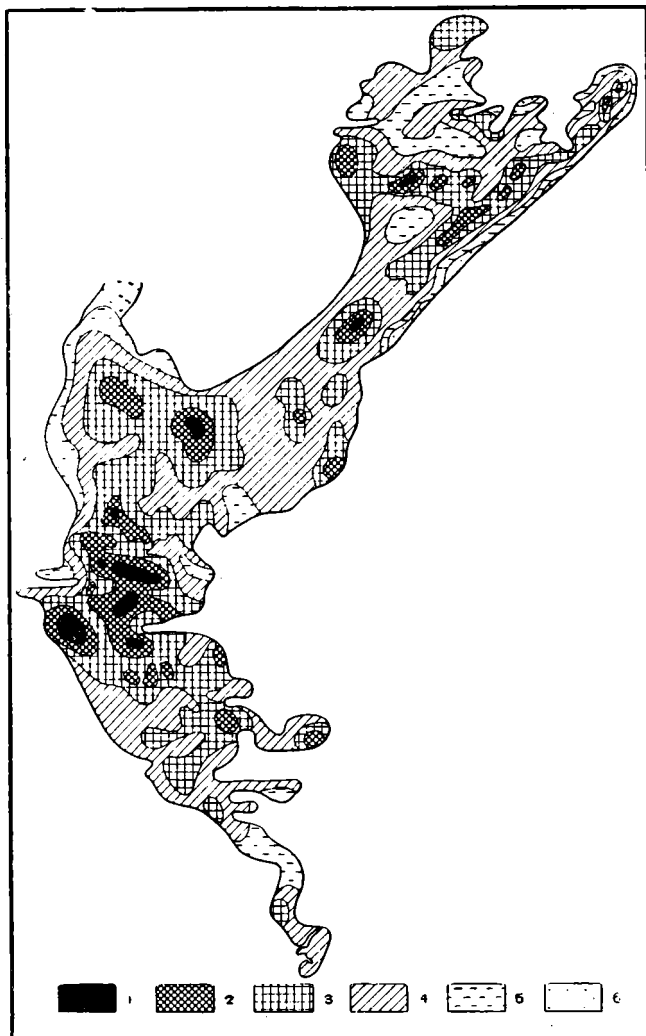
Отсюда можно сделать вывод, что фосфор является постоянным спутником железа на всех этапах геохимической истории месторождений речного и дельтового генезиса.

М а р г а н е ц.

Сравнивая карту процентного содержания марганца на Лисаковском месторождении (фиг. 10), на которой изолинии проведены через 0,1%, с картой распределения железа в процентах (см. фиг. 1), можно сказать, что они по контурам изолиний совершенно различны.

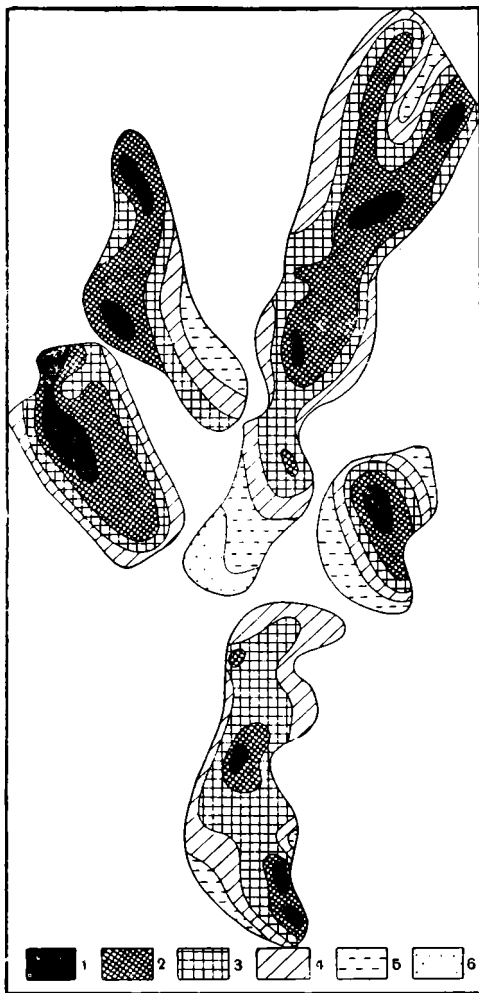
Содержание марганца в рудах Лисаковки колеблется обычно от 0,1 до 0,4%, а в редких случаях до 0,7%. Наибольший процент марганца (более 0,3%) то совпадает с большим процентом железа, то совсем не совпадает. Если зона повышенного содержания железа в западной части месторождения образует четко выраженную широтную полосу, соответствующую максимальным мощностям рудного тела, то зона несколько повышенного содержания марганца (выше 0,2%) вытягивается здесь в меридиональном направлении, поперек общего простирания рудной залежи. Пятна с относительно высоким содержанием в руде марганца (выше 0,3 и выше 0,4%) разбросаны в разных частях месторождения и не дают какой-либо ясной картины пространственных закономерностей в распределении концентраций этого элемента.

Однако, если вычислить отношение процентного содержания марганца к процентному содержанию железа по всем выработкам разных участков месторождения, то оказывается, что эта величина обнаруживает определенную



Фиг. 8. Карта распределения процентного содержания фосфора в рудах месторождения Талды-Эспе.

1 — более 0,7; 2 — от 0,6 до 0,7; 3 — от 0,5 до 0,6; 4 — от 0,4 до 0,5; 5 — от 0,3 до 0,4; 6 — менее 0,3



Фиг. 9. Карта распределения процентного содержания фосфора в рудах месторождения Кок-Булак.

1 — более 0,6; 2 — от 0,5 до 0,6; 3 — от 0,4 до 0,5; 4 — от 0,3 до 0,4; 5 — от 0,2 до 0,3; 6 — менее 0,2

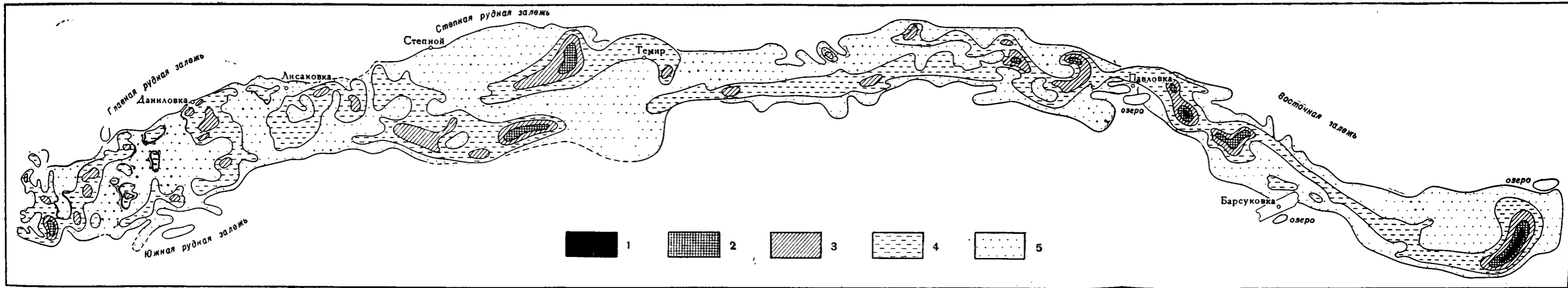
На юге месторождения Талды-Эспе отношение марганца к железу не превышает 0,020 и опускается до 0,006, а чаще равно 0,015—0,012; на севере же оно достигает 0,045 или 0,050, а на еще более северном месторождении, Кутан-Булак, равно 0,03. На этом месторождении отдельные пробы руды содержат до 6% марганца.

Отношения марганца к железу меняются значительно сильнее, чем фосфора к железу; это говорит о некоторой независимости в распределении марганца в рудах речных месторождений, что подтверждается сравнением карт процентного содержания этих элементов.

Таким образом, на примере марганца мы сталкиваемся с явной химической дифференциацией при осаждении элементов в рудных залежах речного генезиса. Марганец выпадал из растворов преимущественно в верховьях древних рек, и количество его в общем уменьшалось по мере движения к низовьям этих рек. Такой вывод противоречит геохимическим свойствам марганца в седиментогенезе, которые выяснились многими авторами и недавно суммированы в монографии Н. М. Страхова (1960, т. II). Согласно

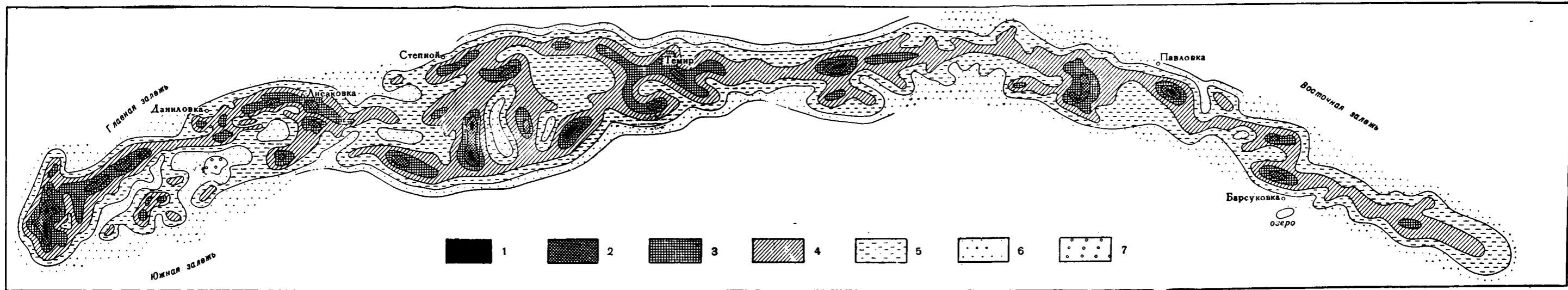
тенденцию к изменению вдоль по простиранию рудной залежи. В западной части месторождения (до меридиана пос. Степного на востоке) она равна 0,0078 (при колебании для отдельных выработок от 0,004 до 0,011), в средней части месторождения (на участке от пос. Степного до пос. Павловка) — 0,004 и в его восточной части — 0,0037. Последняя цифра вдвое меньше первой. Это говорит об уменьшении среднего отношения марганца к железу по мере движения к востоку, то есть вниз по течению древней реки. Лишь на крайнем востоке рудной залежи Лисаковки, в пределах мощной линзы богатых железных руд содержание марганца возрастает до 0,6—0,7%, а отношение его к железу снова увеличивается до 0,0125. В этом месте одновременно повышаются содержания железа и марганца, что не наблюдалось для других участков рудной залежи.

Значительно более четкая картина обнаружилась при составлении карт отношений марганца к железу для месторождения Талды-Эспе. На этом месторождении процентное содержание марганца несколько выше, чем на Лисаковке, и изменяется в пределах от 0,2% на юге до 1% на севере. Отношение его к железу определенно убывает с севера на юг, вниз по течению древней реки (фиг. 12).



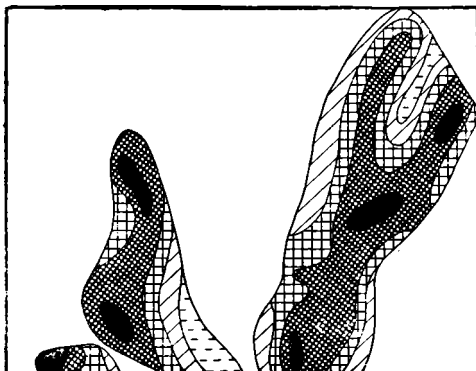
Фиг. 10. Карта распределения процентного содержания марганца в рудах Лисаковского месторождения.

1 — более 0,5; 2 — от 0,4 до 0,5; 3 — от 0,3 до 0,4; 4 — от 0,2 до 0,3; 5 — менее 0,2

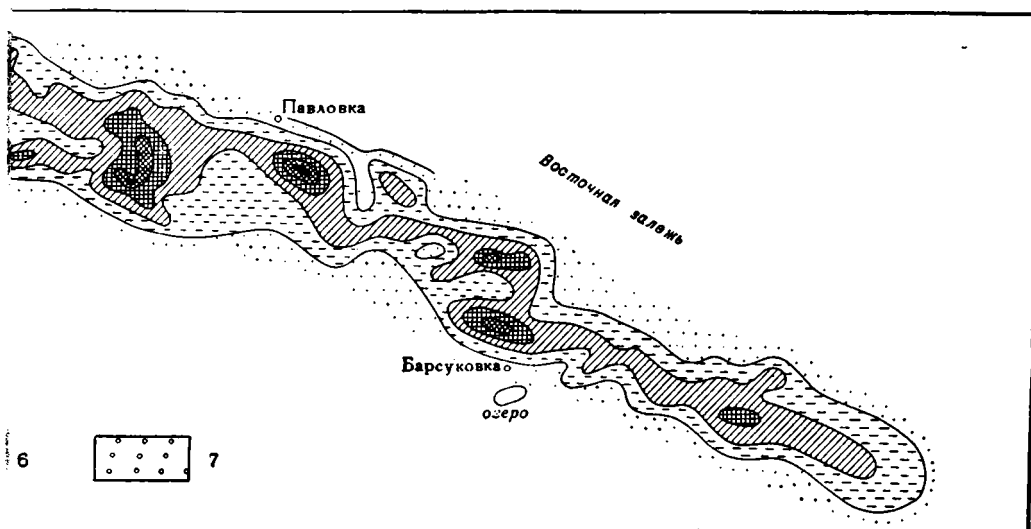


Фиг. 11. Карта распределения процентного содержания алюминия в рудах Лисаковского месторождения.

1 — более 4; 2 — от 3,5 до 4; 3 — от 3 до 3,5; 4 — от 2,5 до 3; 5 — от 2,0 до 2,5; 6 — от 1,5 до 2,0; 7 — менее 1,5.



тенденцию к изменению вдоль по простиранию рудной залежи. В западной части месторождения (до меридиана пос. Степного на востоке) она равна 0,0078 (при колебании для отдельных выработок от 0,004 до 0,011), в средней части месторождения (на участке от пос. Степного до пос. Павловка) — 0,004 и в его восточной части — 0,0037. Последняя цифра вдвое меньше первой. Это говорит об умень-



месторождения.

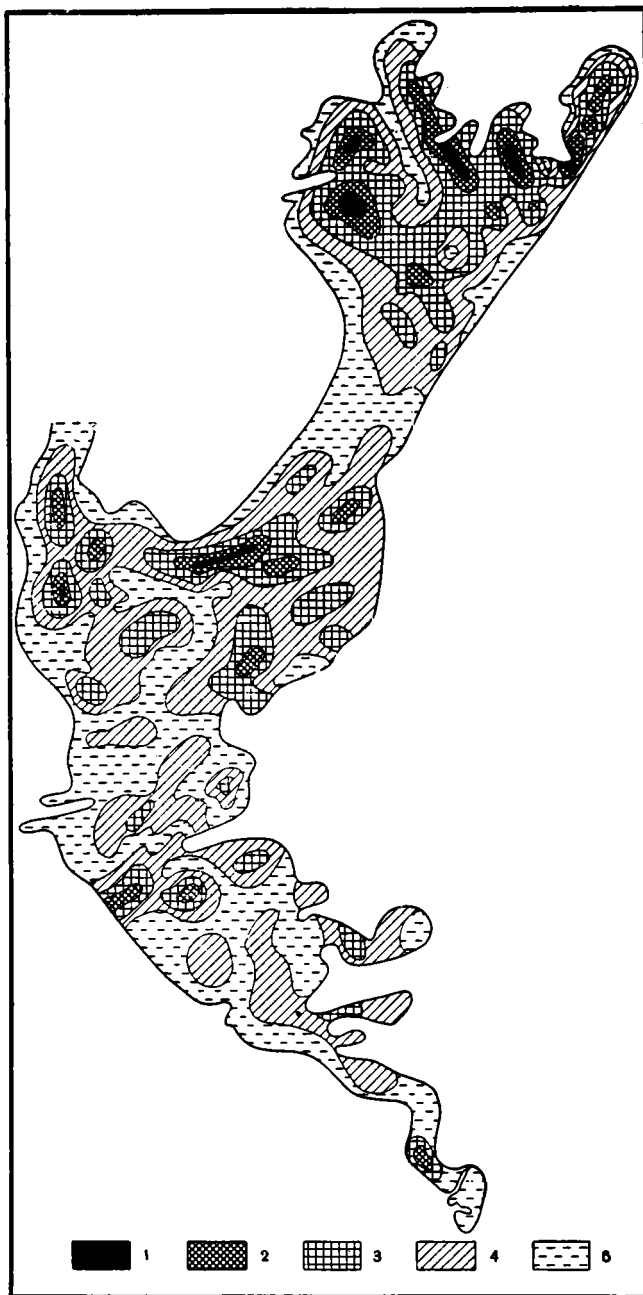
- менее 1,5.

ях древних рек, и количество его в общем уменьшалось по мере движения к низовьям этих рек. Такой вывод противоречит геохимическим свойствам марганца в седиментогенезе, которые выяснялись многими авторами и недавно суммированы в монографии Н. М. Страхова (1960, т. II). Согласно

его данным, марганец более подвижен, чем железо, раньше, чем железо, выносятся из кор выветривания и позже его (т. е. при более высоких значениях рН) выпадает из раствора. Именно этим объясняется, что растворы марганца «благополучно» проходили через речную сеть, не осаждались и не образуя аллювиальных накоплений, и достигали морских водоемов» (Страхов, 1960, т. II, стр. 202).

Однако все это справедливо при значительных количествах марганца в растворе, более или менее эквивалентных количествам железа. Если же марганца во много раз меньше, чем железа, то осаждение его, по-видимому, начинает подчиняться иным закономерностям. В этом случае, вероятно, преобладают электрохимические свойства марганца, описанные В. И. Вернадским (1934) и А. Е. Ферсманом (1939). Последний писал, что золь $Mn(OH)_4$ заряжен отрицательно, а золь $Fe(OH)_3$ положительно и что поэтому последний осаждает $Mn(OH)_4$, а самодольше сохраняется в растворе. Он отмечал также, что из истинных растворов при увеличении рН, которое

всегда наблюдается в речной воде по мере движения вниз по течению, четырехвалентный марганец должен выпадать раньше трехвалентного железа, хотя двухвалентный марганец выпадает позже его. Поэтому при малых количествах марганца в растворе, по-видимому, есть возможность



Фиг. 12. Карта распределения процентного содержания марганца в рудах месторождения Талды-Эспе.

1 — более 0,8; 2 — от 0,8 до 0,6; 3 — от 0,6 до 0,4; 4 — от 0,4 до 0,21; 5 — менее 0,2

осаждения главной его части в верховьях речных долин, раньше осаждения основной массы железа. Этот именно случай и наблюдается на изученных нами железорудных месторождениях. Даже перебив рудного материала и частичный перенос его вниз по течению реки не могли уничтожить закономерной приуроченности наибольших концентраций марганца к более высоким по течению древних рек частям рудных залежей.

Несмотря на это, карты абсолютных масс марганца как на Талды-Эспе, так и на Лисаковке очень близки картам абсолютных масс железа. Хорошо заметная полоса наибольших абсолютных масс марганца совпадает с наибольшими мощностями руды (150—160 кг на Лисаковке и до 260 кг на Талды-Эспе). Следовательно, абсолютные массы марганца, так же как фосфора и железа, контролируются главным образом распределением мощностей руды, а не его процентным содержанием.

А л ю м и н и й. Относительно процентного содержания алюминия надо прежде всего отметить, что в рудах Лисаковского месторождения его почти вдвое меньше, чем в рудах месторождений Северного Приаралья, да и многих других месторождений. В то время, как в рудах Приаралья процент глинозема обычно колеблется в пределах от 5 до 9%, в рудах Лисаковки он содержится обычно в количестве 3—5%.

Природа его на этих месторождениях различна. Глинозем в оолитовых железных рудах первоначально был связан или с хлоритами, или с глинистыми примесями. В современной зоне окисления рудных тел образуются вторичные эпигенетические глинистые примеси, связанные с разрушением хлоритов.

На месторождении Талды-Эспе рудовмещающими породами являются глинистые алевриты и алевритовые глины (Формозова, 1959, стр. 188). Иногда прослой таких пород встречаются и внутри руды. Вероятно, некоторое количество глинистых примесей здесь отлагалось вместе с рудой.

На Лисаковском же месторождении межрудные и подрудные породы представлены песками, алевритами, песчаниками и в редких случаях алевритовыми глинами. Это позволяет предположить, что на Лисаковке глинозем первоначально был связан главным образом с хлоритами. Однако хлоритов здесь было меньше, чем в рудах Приаралья, да и состав их, видимо, был иной. При изучении вещественного состава приаральских руд мною были выделены и различными методами определены хлориты из разных горизонтов рудного тела разных месторождений. Оказалось, что хлориты песчанистых руд или руд, залегающих среди песков и песчаников, богаты окисным и закисным железом, но содержат сравнительно мало алюминия. Хлориты же руд, залегающих среди глин, беднее железом, но значительно богаче кремнием и алюминием. Особенно в этом отношении выделяются прослой зеленой руды в глинах так называемой «фации переслаивания» дельтового месторождения Кок-Булак. Эти глины отлагались у основания выдвигавшегося вперед подводного склона дельты.

Образцы хлорита из руд месторождений Талды-Эспе и Кара-Сандык, где рудовмещающие породы, в основном алевритовые, содержат от 7,3 до 14,3, а в среднем — 10,4% глинозема. Образцы же хлоритов из руд месторождения Кок-Булак, где в рудовмещающих породах преобладают глины, содержат от 11,2 до 23,1, а в среднем — 15,6% глинозема (Формозова, 1959, стр. 327).

Хлориты руд Лисаковского месторождения детально не изучались¹.

Поскольку на Лисаковке рудовмещающие породы более песчаные и менее глинистые, чем даже в самых северных месторождениях Приаралья, можно предполагать, что хлориты руд здесь еще беднее алюминием, кото-

¹ А. Л. Яницким (1960, стр. 121) приведены четыре анализа хлорита из цемента руд Лисаковки. Они дали глинозема 10,56, 9,76 и 14,85%, а в среднем — 11,43%. Однако для получения надежных средних цифр этих анализов недостаточно.

рый может замещаться железом. Кроме того, первоначальное участие хлоритов в составе рудной массы Лисаковки, по-видимому, было несколько меньше, чем в рудах Приаралья. Этими причинами и объясняется относительная бедность алюминием руд этого месторождения.

При сравнении карт процентного содержания алюминия (через 0,5%) на Лисаковском месторождении (фиг. 11) с картой процентного содержания железа (см. фиг. 1) можно видеть, что наибольшее сходство эти карты имеют на западном конце месторождения и на восточном — на участке близ поселков Павловка и Барсуковка. Если сравнивать отдельные скважины, то не всегда наибольший процент алюминия совпадает с наибольшим процентом железа и не всегда максимальные содержания алюминия приурочены к большим мощностям руды. Например, на крайнем западе высокие проценты железа приурочены не только к основному руслу на севере, но встречаются и южнее этой полосы. На карте же распределения процента алюминия видно, что на юге его мало (везде меньше 3, а чаще — менее 2%).

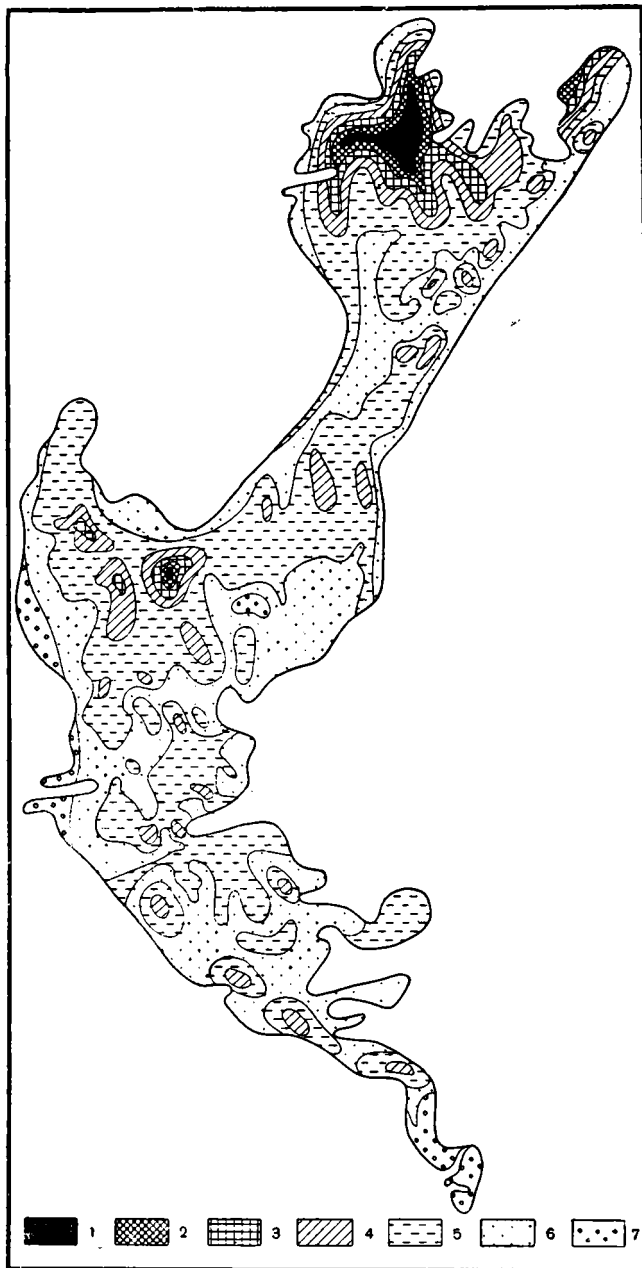
На том участке, где на карте распределения железа видны три древних русла с 30% железа, на карте процентного содержания алюминия видно, что он ведет себя самостоятельно, давая пятна повышенных количеств (более 4%) там, где железа очень мало (всегда 18—20%). Однако основное северное русло все же вырисовывается на обеих картах. Восточнее происходит как бы выравнивание в соотношении обоих элементов. А восточнее пос. Темир можно видеть уже частое совпадение. Все эти колебания, вероятно, объясняются различным первоначальным участием хлоритов в составе руд. Проверить это по шлифам трудно, так как большая часть рудной залежи Лисаковского месторождения окислена.

Если не рассматривать отдельных участков и скважин, то общая картина распределения железа и алюминия довольно близка. В обоих случаях выделяется основное северное русло, где повышенные проценты и железа и алюминия связаны с большими мощностями рудного тела. Отношение алюминия к железу в рудах Лисаковки изменяется довольно значительно. На западном участке месторождения оно колеблется от 0,051 до 0,100, составляя в среднем 0,072; в центральной части рудной залежи — от 0,048 до 0,082, равняясь в среднем 0,065, и на ее восточном конце — от 0,036 до 0,091, давая среднюю цифру 0,063. Изменения средних цифр отношения алюминия к железу при движении по простиранию залежи настолько невелики, что по ним судить о закономерностях распределения алюминия невозможно.

Карта абсолютных масс алюминия хорошо совпадает с картами абсолютных масс железа и фосфора. Отсюда можно сделать вывод, что главные массы алюминия находятся в центре основного русла древней реки, т. е. связаны с мощностями рудного тела, а следовательно, первоначально входили в состав хлоритов.

На месторождении Талды-Эспе, судя по карте процентного содержания, алюминий распространен более независимо от железа (фиг. 13). Можно даже сказать, что его повышенное содержание наблюдается там, где в руде понижается процент железа. Лишь в окраинных опесчаненных частях рудной залежи он убывает вместе с содержанием железа. Отсюда можно сделать вывод, что на этом месторождении глинозем главным образом связан с глинистыми примесями, которые отлагались вместе с рудой. Лишь на одном участке он определенно связан с хлоритами. Этот участок расположен на севере месторождения Талды-Эспе, где можно видеть резкую аномалию в содержании алюминия. Здесь в плоской и маломощной горизонтальной залежи окисленных сцементированных руд его содержание достигает 24%, что сказывается даже на карте абсолютных масс глинозема.

Петрографически эта аномалия не изучена. Однако можно отметить, что она совпадает с аномальными участками на картах отношений к железу фосфора и марганца. Иными словами, содержание в руде фосфора и



Фиг. 13. Карта распределения процентного содержания алюминия в рудах месторождения Талды-Эспе.

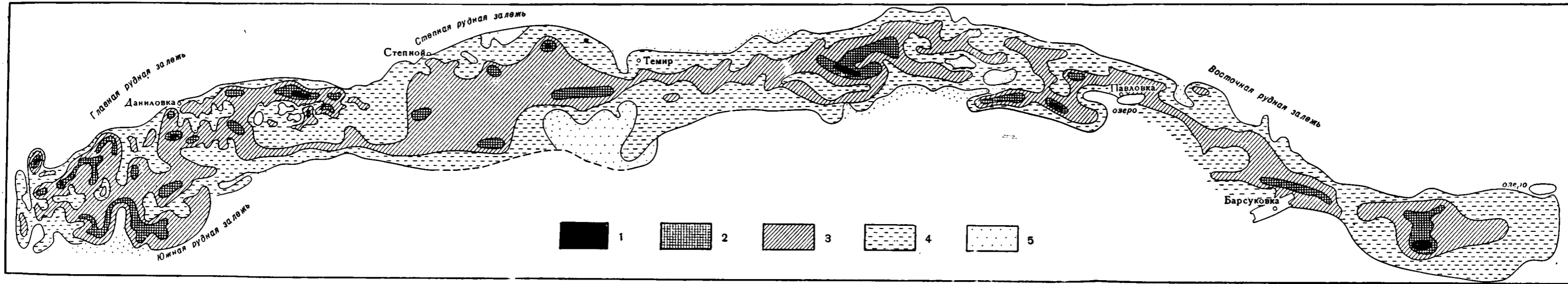
1 — более 15; 2 — от 13 до 15; 3 — от 11 до 13; 4 — от 9 до 11; 5 — от 7 до 9; 6 — от 5 до 7; 7 — менее 5

лико, обычно менее 0,2%. Более крупные содержания титана (около 0,3%) встречаются редко. Карта его распределения составлена таким образом, что изолинии проведены через 0,05% (фиг. 14). Сравнивая эту карту с картами процентного содержания железа и алюминия, можно видеть, что закономерности распределения титана иные. Особенно это заметно на западе месторождения.

марганца здесь остается таким же, как и в других участках месторождения, но содержание железа резко падает за счет соответствующего повышения в руде содержания алюминия. Эти соотношения позволяют предполагать, что глинозем образовывал не загрязняющие руды глинистые примеси, а входил в состав железистых хлоритов, которые первоначально здесь имели более глиноземистый состав, чем в других частях рудной залежи.

Таким образом, разная картина взаимоотношений алюминия и железа легче всего может быть объяснена предположением о различной природе глинозема в оолитовых рудах речного генезиса. Иногда он накапливался в виде хлоритов, что легко узнается по поведению других элементов, а иногда он связан с глинистыми примесями.

Т и т а н. Карты процентного содержания титана были составлены только для Лисаковского месторождения, так как на других месторождениях оно не определялось. Содержание титана в рудах Лисаковки неве-



Черт. 4. Карта распределения процентного содержания титана в рудах Лисаковского месторождения.

1 — более 0,25; 2 — от 0,2 до 0,25; 3 — от 0,15 до 0,20; 4 — от 0,10 до 0,15; 5 — менее — 0,10

Титан тяготеет не к наибольшим мощностям руды, а наоборот, к берегам древнего русла. Если рассматривать отдельные скважины, то видно, что более 0,2% титана оказывается там, где мало алюминия (т.е. менее 2%). Далее к востоку, хотя и прослеживается широтная полоса несколько повышенных содержаний титана, но она расположена севернее наибольших мощностей, т.е. ближе к берегу, где нет большого процента железа и алюминия. По направлению к востоку обратная пропорциональность, которая наблюдалась между содержанием титана и алюминия, начинает сглаживаться. Однако, если подсчитать отношения титана к алюминию, то оказывается, что никакого постоянства цифр нет. Отношения титана к алюминию колеблются от 0,41 до 1,00 и редко дают близкие цифры.

Концентрация титана по берегам древнего русла и отсутствие зависимости его процентного распределения от распределения железа и алюминия заставляют предполагать, что значительная часть его входит в состав обломочных минералов. Это подтверждается еще и тем, что в глубоких горизонтах руды, у ее подошвы, титана всегда больше, чем в верхних горизонтах. Следовательно, титан в виде обломочных зерен концентрировался в основании рудной залежи и по берегам древнего речного русла. Лишь небольшое количество титана могло входить в решетку железорудных минералов. По направлению к востоку, т.е. к устью реки, среднее процентное содержание титана несколько уменьшается. Вероятно, это связано с тем, что зерна содержащих его тяжелых обломочных минералов (ильменита, лейкоксена, сфена) в основном успели осесть и закрепиться в осадке в более высоких по течению реки частях рудной залежи.

Карта абсолютных масс титана не так похожа на карту абсолютных масс железа, как это было для фосфора, марганца и алюминия. Самостоятельность поведения титана сказывается и на этой карте. Если наибольшая концентрация титана была приурочена не к большим мощностям руды, а к меньшим, то естественно, что контуры площадей с наибольшими массами титана оказываются смещенными то южнее, то севернее площадей с наибольшими массами железа и алюминия.

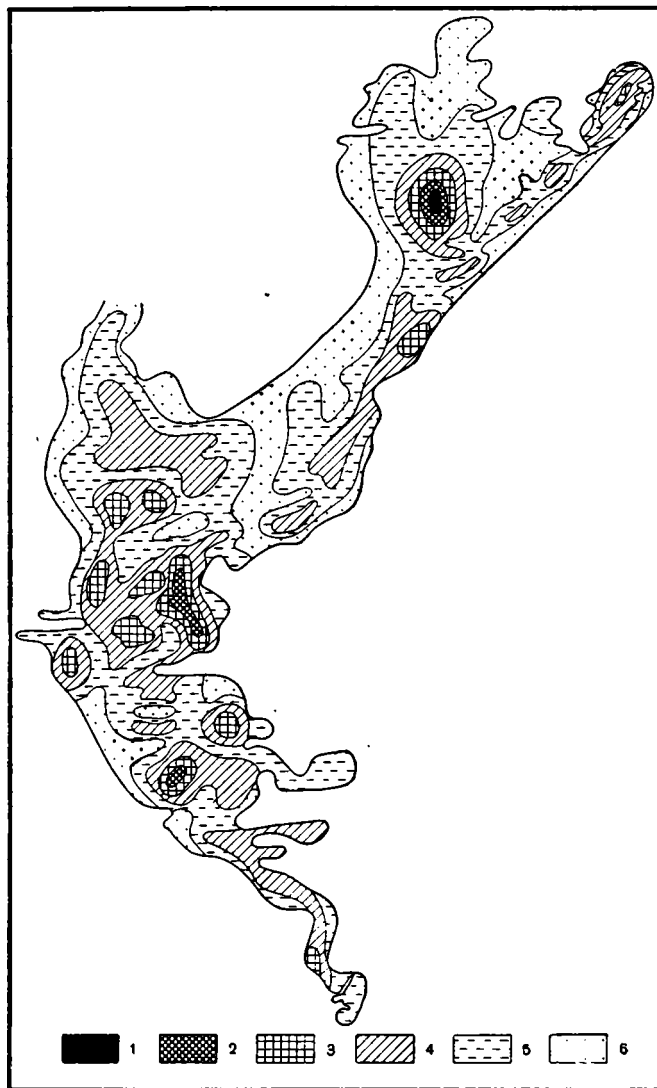
Магний. Процентное содержание магния в рудах Лисаковки невелико. Оно колеблется от 0,2 до 0,6% и очень редко бывает выше. Распределение этого элемента очень прихотливо и не связано с мощностями рудного тела. Рассматривая карту, изолинии на которой проведены через 0,1%, можно ясно видеть, что количество его растет по направлению к востоку. В этом отношении магний ведет себя обратно марганцу.

На западе, т.е. в верховьях реки, его процент меньше, чем в центре рудной залежи и ближе к устью (на востоке месторождения). Площади с процентом магния более 0,4% появляются и растут от центра к востоку. Отношение магния к железу колеблется от 0,001 до 0,01, а в среднем показывает определенное изменение с запада на восток. На западе месторождения оно равно 0,0070, в центре — 0,0076, а на востоке — 0,0085. При общем малом содержании магния эти цифры говорят о наличии некоторой дифференциации в его распределении с нарастанием магниальности руд вниз по течению древней реки.

Карта абсолютных масс магния очень напоминает карту масс железа. Это говорит о том, что распределение абсолютных масс магния в основном связано с распределением мощностей рудного тела.

Процент магния на месторождении Талды-Эспе несколько выше, чем на Лисаковке. По абсолютным массам он показывает довольно тесную связь с железом. Однако карта процентных содержаний магния показывает здесь большие отклонения, чем, например, карта процентных содержаний фосфора. Эти отклонения связаны с закономерностями распространения некоторых типов руд (фиг. 15).

На северо-восточном участке месторождения Талды-Эспе тянется глубокая эрозийная депрессия, выполненная мощными рудами. Она хорошо



Фиг. 15. Карта распределения процентного содержания магния в рудах месторождения Талды-Эспе.

1 — более 1; 2 — от 0,8 до 1,0; 3 — от 0,6 до 0,8; 4 — от 0,4 до 0,6; 5 — от 0,2 до 0,4; 6 — менее 0,2

выделяется на картах абсолютных масс. Руды в ней представлены черной сыпучкой с высоким содержанием железа, местами превышающим 40%. Процентное содержание фосфора также высоко и местами выше 0,7%, но процентное содержание магния именно здесь падает часто ниже 0,3% и не бывает более 0,4%, в то время как в других участках месторождения Талды-Эспе оно довольно часто поднимается до 0,6%, а местами даже до 0,8—1,0%. Это связано с тем, что черная сыпучка представляет собой рудный материал, еще в олигоценное время подвергшийся окислению и латеритному выветриванию с выносом оснований и кремнезема. Следовательно, в Приаралье существуют типы руд, которые еще при формировании рудных залежей были обеднены магнием. С другой стороны, в рудах, содержащих хлориты, процент магния обычно повышается. В упоминавшемся выше участке

на севере месторождения Талды-Эспе, где наблюдаются аномально высокие содержания алюминия, резко повышено и содержание магния. Это подтверждает связь аномалии с первоначальным широким развитием здесь в составе руды высокоглиноземистых хлоритов. Однако следует отметить, что точного совпадения в плане между максимумами содержания алюминия и магния нет.

К а л ь ц и й. Распределение процентных содержаний кальция в рудах месторождений речного генезиса не связано ни с мощностями руды, ни с распределением железа. Кальций прихотливо размещен на площади месторождений, что видно на карте его процентного содержания для месторождения Талды-Эспе. По этой карте можно скорее сказать, что его размещение обратно пропорционально распределению железа. Содержание каль-

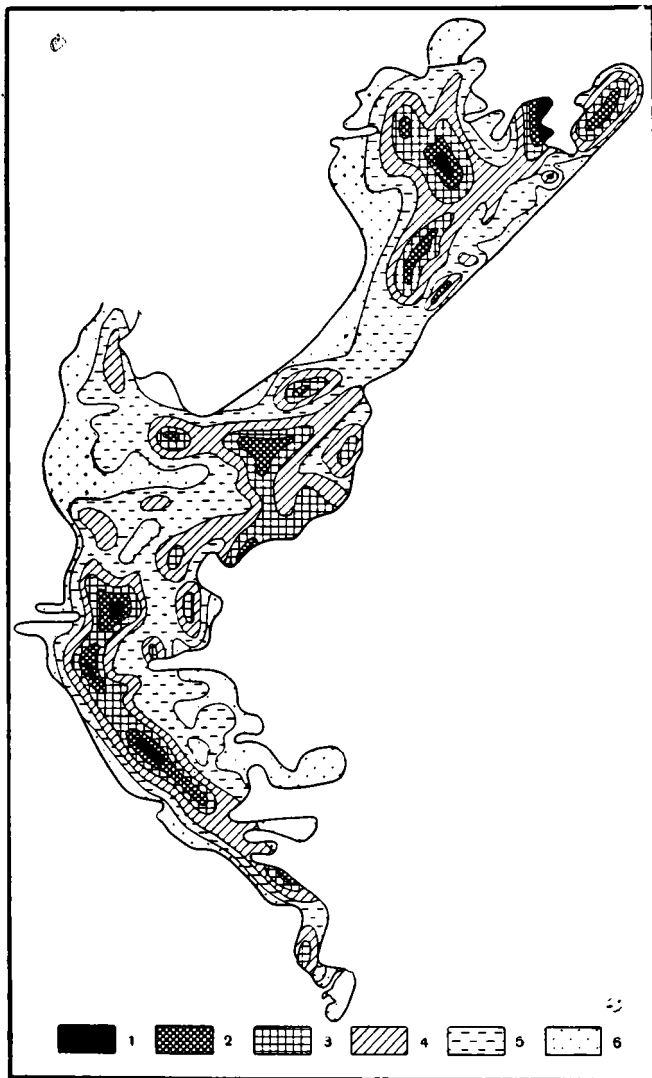
ция на месторождении Талды-Эспе колеблется от 0,2 до 6%, а чаще всего около 1,5 — 2,5%. На Лисаковке же его гораздо меньше, чаще всего около 1%.

Распределение абсолютных масс кальция зависит от мощностей руды только на участках особенно резкого их возрастания. Вообще же, как правило, они не связаны с мощностью рудного тела.

Во многих местах повышение абсолютных масс кальция зависит от резких локальных повышений его содержания в руде и происходит даже на участках малых [мощностей] рудного тела. Это служит доказательством того, что значительная часть кальция в руде имеет вторичное эпигенетическое происхождение, что подтверждается петрографическими исследованиями.

С е р а. Распределение абсолютных масс серы, как и других элементов, контролируется прежде всего мощностями руды, но почти все участки высокого содержания серы лежат вне зон больших мощностей руды. Закономерности распределения участков с большим процентным содержанием серы не вполне ясны. По-видимому, они связаны с вторичным эпигенетическим развитием гипса, в результате просачивания через рудное тело сульфатных вод. Это подтверждается тем, что в Приаралье особенно обогащены серой, в виде гипса, верхние метры обнаженных частей рудных залежей. Такие наблюдения сделаны и для Кутан-Булака, и для Талды-Эспе. Во всяком случае, можно сказать, что сера в основной своей части не является спутником железа и закономерности размещения ее совсем другие (фиг. 16).

По процентному содержанию серы, а в результате этого и по ее абсолютным массам на единицу площади руды месторождений Приаралья и Лисаковки сильно различаются. На Талды-Эспе содержание серы в рудах



Фиг. 16. Карта распределения процентного содержания серы в рудах месторождения Талды-Эспе.

1 — более 1; 2 — от 0,8 до 1; 3 — от 0,6 до 0,8; 4 — от 0,4 до 0,6; 5 — от 0,2 до 0,4; 6 — менее 0,2

колеблется от 0,2 почти до 2%, а в среднем для руд промышленной категории составляет 0,43%. В рудах Лисаковки ее содержание нигде не превышает 0,3%, а в среднем равно 0,2%. Это различие также говорит в пользу эпигенетического происхождения серы и объясняется различием современной геохимической обстановки в Приаралье и на севере Кустанайской области. В аридной зоне Приаралья почвенные и грунтовые воды гораздо богаче сульфатами, и поэтому процесс обогащения гипсом водопроницаемых частей рудных залежей идет здесь более интенсивно, чем на Лисаковке, где грунтовые воды в основном пресные.

При изучении шлифов руд Приаралья и Лисаковки в цементе встречались и сульфиды. Их сера имеет древнее происхождение, но количество их ничтожно и основная часть серы в рудах всех изученных месторождений, по-видимому, эпигенетична.

ВЫВОДЫ

1. Для месторождений оолитовых железных руд речного и дельтового генезиса характерны резкие изменения мощностей рудных тел. В связи с этим распределение абсолютных масс почти всех элементов контролируется распределением мощностей руды.

Исключение представляет лишь кальций, который эпигенетичен. Концентрации его в виде цемента первоначально рыхлых руд не зависят от мощностей рудных тел.

Неполное совпадение с мощностями руды обнаруживает распределение абсолютных масс титана. Участки максимальных абсолютных масс титана смещены к бортам залежи, где мощности меньше и где руда загрязняется алевритом и зернами тяжелых титансодержащих минералов.

2. Распределение процентных содержаний железа и фосфора в рудах речного и дельтового генезиса также подчинено распределению мощностей руды. Наиболее богаты железом руды осевых частей ложбин, где мощности, как правило, максимальны. К бортам происходит уменьшение мощностей и разубоживание руды примесью терригенного материала, на Лисаковке преимущественно мелкопесчаного, а на Приаральских месторождениях алевритового и даже глинистого. Это объясняется концентрацией в осевых частях древних речных долин с наибольшими скоростями движения воды наиболее крупных и тяжелых рудных компонентов осадка в результате его многократного перемыва.

В давно изучавшихся морских и лагунных месторождениях оолитовых железных руд соотношения между мощностью рудного тела и содержанием железа бывают более сложными и зависят от конкретных гидродинамических условий придонных слоев воды на участке их образования.

О прямой зависимости между мощностью руды и процентным содержанием в ней железа пишут для Аятского месторождения туронских оолитовых руд А. А. Жиликов и Д. Д. Топорков (1954). Однако, судя по картам мощностей балансовых руд и процентного содержания железа, приведенным в их статье, видно, что не всегда на Аятском месторождении такая зависимость прослеживается. Юго-западнее пос. Коиндыкуль при небольших мощностях в районе совхоза Украинский, где мощность руды менее 1 м, железа уже более 38%. То же самое можно сказать об участке на восток от пос. Журавлевка, где мощность руды более 5 м, а железа менее 38%. Следовательно, наибольший процент железа не всегда встречается при наибольшей мощности рудного тела. Возможно, что карта, составленная А. А. Жиликовым и Д. Д. Топорковым, слишком схематична и интервал проведения изолиний в 8% велик для таких небольших мощностей, как 3—5 м, чтобы уловить истинную закономерность в распределении железа на площади Аятского месторождения.

На Керченском месторождении, судя по картам В. Ф. Малаховского (1956), также наблюдаются различные соотношения между мощностью руды и содержанием в ней железа. Только для Камышбурунской мульды максимальные концентрации железа совпадают с максимальными мощностями, по крайней мере, для нижнего и среднего рудных горизонтов. Уже в Эльтинген-Ортельской мульде наибольшие содержания железа сдвинуты в сторону ее крыла, где мощности руды меньше, чем в ее осевой части. В других мульдах также наблюдаются отклонения в распределении железа от распределения мощностей рудных горизонтов.

Г. Кольбе (Kolbe, 1957), изучавший фации и геохимию неокомских оолитовых руд в северных предгорьях Гарца, пишет, что в этих рудах, как и в описанных нами речных, наблюдается прямая зависимость мощности и качества руды. Наиболее высокие содержания железа приурочены к «вымоинам» ложа рудного тела, которые расположены вдоль оси антиклинали Зальцгиттер.

Р. Тингаус (Thienhaus, 1957) также отмечает прямую зависимость процентного содержания железа от мощности руды в верхнеюрских оолитовых рудах месторождения Везергебирге в юго-западной Германии. (ФРГ). Особенно богата здесь железом руда центральной, наиболее опустившейся части мульды, выполненной верхнеюрскими отложениями.

Отсутствует связь мощностей оолитовой руды и содержания в ней железа на месторождении Гейслинген в Германии (ФРГ). Изучавший его Ф. Вернер (Werner, 1957) указывает, что при движении на юго-восток мощность руды сначала резко увеличивается, а потом быстро снижается, подчиняясь рельефу дорудной плоской ложбины эрозионного происхождения. Изолинии же равных содержаний железа пересекают площадь месторождения, совершенно не считаясь с линиями изопахит. Ф. Вернер считает, что на этом месторождении качество руды определялось степенью ее перемыва под влиянием приливо-отливных течений.

По-видимому, в морях и лагунах содержание железа в оолитовых рудах определяется значительно более сложным комплексом условий, чем при формировании их месторождений в руслах рек.

3. Фосфор в речных и дельтовых рудах является постоянным спутником железа. Его отношение к железу почти всегда остается неизменным. Исключением является один участок на северо-восточном крыле месторождения Талды-Эспе, где в руде, по-видимому, были развиты глиноземистые хлориты и многочисленные включения фосфоритизированной древесины.

Прямая зависимость фосфора и железа характерна для руд, в которых фосфор не образует самостоятельных минералов, а входит в решетку хлоритов и гидрогетита, выпадая в осадок из раствора комплексных железо-фосфатных ионов.

Тесная связь количества фосфора с содержанием железа отмечается в литературе для многих месторождений оолитовых руд не только речного, но также морского и лагунного генезиса. Она отмечается В. Ф. Малаховским (1956) для Керченских месторождений с оговоркой, что эта связь нарушается в Эльтинген-Ортельской мульде и в верхнем рудном горизонте Камышбурунской мульды. Г. Кольбе (Kolbe, 1957) для руд Зальцгиттера также устанавливает прямую связь между изменениями содержания железа и фосфора, причем считает, что последний присутствует в оолитах в виде субмикроскопических кристаллов железистого гидроапатита. Б. М. Федоров (1947), сравнивая железные руды различных генетических типов, пришел к выводу, что постоянная тесная связь фосфора и железа наблюдается только в силикатных фациях осадочных железных руд. Но железистые хлориты являются одним из обязательных первоначальных рудных минералов любого месторождения оолитовых руд. Поэтому его выводы подтверждают постоянство связи железа и фосфора в оолитовых рудах любого генезиса.

4. Процентное содержание в рудах алюминия зависит от нескольких факторов и поэтому довольно изменчиво. В основном оно связано с составом рудовмещающих пород, который определенно влиял на химический состав железистых хлоритов. Хлориты руд, залегающих среди песчаных пород, содержат много железа и мало алюминия. По мере увеличения роли глини хлориты становятся все более глиноземистыми, что и отражается на процентном содержании алюминия в руде. С другой стороны, на процент алюминия влияют типы руд данного месторождения. Хлоритами, а следовательно, и алюминием, бедны не только руды с первоначально высоким содержанием гидрогетита, но и руды, цемент которых в процессе диагенеза подвергся сильной сидеритизации.

Наконец, наличие в руде глинистых примесей также влияет на содержание алюминия. Сочетание всех этих факторов вызывает колебания в содержании алюминия от 1,5 до 24%, причем пространственные закономерности этих колебаний установить крайне трудно.

5. Следы некоторой химической дифференциации элементов при формировании рудных залежей речного типа устанавливаются по поведению марганца и магния.

Марганцем наиболее богаты верхние по течению части древних речных долин, а магнием, наоборот, нижние по течению части.

Относительно распределения этих двух элементов в оолитовых рудах морских месторождений известно очень мало. Г. Кольбе (Kolbe, 1957) указывает, что в рудах Зальцгиттера основная часть марганца сиделась вместе с железом, но подчеркивает самостоятельность распределения его максимальных содержаний, что имело место и на изученных нами месторождениях.

В. Ф. Малаховский (1956) отмечает, что в Керченских месторождениях марганцем наиболее богаты руды центральных частей мульд, на основании чего приходит к выводу, что он выпадал после железа или одновременно с концом садки железа.

К. Краускопф (Krauskopf, 1957) в специальной работе о разделении марганца и железа в процессе седиментогенеза пишет, что железо должно осаждаться раньше марганца, который продолжает еще оставаться в растворе.

Скорее всего, при образовании разных месторождений марганец ведет себя различно, в зависимости от соотношения в рудных растворах количества этого элемента и количества железа.

6. Титан в основном входит в состав обломочных минералов и потому концентрируется в бортовых частях рудных залежей, где они загрязняются примесью алевритового материала.

7. Кальций и сера в месторождениях речного генезиса в основном вторичны и связаны с эпигенетическими минералами. Их привнос обязан процессам плиоценово-четвертичного выветривания рудных залежей и просачивания через них грунтовых вод, богатых этими элементами. Поэтому участки их повышенного содержания связаны с формами современного или раннечетвертичного рельефа, но не с мощностями руды. Процессы привноса кальция и серы в аридной зоне Приаралья протекали интенсивнее, чем на севере Тургайского прогиба. Поэтому среднее содержание в рудах этих элементов здесь выше, чем на Лисаковском месторождении.

Вторичное эпигенетическое происхождение имеет кальций и в некоторых морских месторождениях оолитовых руд. Это отмечается по крайней мере для юрских руд месторождения Гейслинген, где насыщенные кальцием растворы не просачивались сверху, как в Приаралье, а диффундировали вверх и распространялись в горизонтальном направлении по пластам наиболее пористой руды. Естественно, что здесь правильных соотношений между содержанием в руде кальция и железа не наблюдается (Wegner, 1957).

Р. Тингаус (Thienhaus, 1957) говорит об обратной зависимости в процентном содержании железа и кальция для руд месторождения Везергебирге, а Кольбе (Kolbe, 1957) об обратной зависимости в процентном содержании алюминия и кальция для руд Зальцгиттера, но эти соотношения иного происхождения. Они объясняются тем, что руды названных месторождений с удалением от древней береговой линии фациально замещаются карбонатными породами.

8. Проведенные геохимические исследования сравнительно полны только в отношении месторождений оолитовых руд речного происхождения. Для рудных линз дельтового месторождения Кок-Булак пока установлены лишь закономерности распределения железа и фосфора.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд-во ОНТИ, 1934.
- Гинзбург И. И. и Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Жиляков А. А. и Топорков Д. Д. К геолого-промышленной характеристике Аятского железорудного бассейна. В кн.: «Проблема освоения Аятского железорудного бассейна». Изд-во АН СССР, 1951.
- Малуховский В. Ф. Геология и геохимия Керченских железных руд и их важнейших компонентов. Киев, Изд-во АН УССР, 1956.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. I и II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Федоров Б. М. О зависимости содержания мышьяка и фосфора в железных рудах от условий их образования.— Разведка недр, 1947, № 4.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Т. IV. Госхимиздат, 1939.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. М., Изд-во АН СССР, 1959. (Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 20).
- Яницкий А. Л. Олигоценые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1960 (Труды Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф., минер. и геохим., вып. 37).
- Kolbe H. Fazies und Geochemie der Kreideerze des nordlichen Harzvorlandes. Zs. d. deutsch. geol. Gesellsch., Teil 1, Bd. 109, 1957.
- Krauskopf K. B., Separation of manganese from iron in sedimentary processes. Geoch. Cosmochim. Acta, London, vol. 12, N $1/2$, 1957.
- Thienhaus R. Zur paleogeographie der Korallenoolitherze des Wesergebirges. Zs. d. deutsch. geol. Gesellsch., Teil 1, Bd. 109, 1957.
- Werner F. Zur entstehung der eisenerzlagerstätten in braunjura beta von Geislingen. Zs. d. deutsch. geol. Gesellsch., Teil 1, Bd. 109, 1957.

И. М. Варенцов

О ГЕОХИМИИ УСИНСКОГО МАРГАНЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

(о распределении Mn, Fe, P, CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ и S в рудоносной толще Усинского месторождения карбонатных марганцевых руд)

ВВЕДЕНИЕ

Среди весьма немногочисленных марганцерудных месторождений Сибири и Дальнего Востока Усинское месторождение является крупнейшим. Работами недавнего времени освещены вопросы его регионально-тектонической позиции, структуры рудного поля, масштаб и характер оруденения, в общих чертах намечены типы руд и дана их промышленная характеристика (Бетехтин, 1946; Гецева, 1947; Мухин и Ладыгин, 1957).

Однако основные черты литологии и геохимии Усинского месторождения карбонатных марганцевых руд изучены еще сравнительно слабо.

В настоящей статье изложены результаты изучения распределения главных рудообразующих элементов Mn и Fe, характерного их спутника P, особенностей ассоциаций этих элементов и их соотношения с нерудными компонентами — CaO, MgO, Al₂O₃ и SiO₂, S в пределах рудоносной толщи Усинского месторождения и среди вмещающих отложений; сделана попытка выявления закономерностей распределения рассматриваемых элементов и анализа факторов, контролирующих эти явления. Совокупное рассмотрение всех этих вопросов и геологических данных в известной мере позволяет пролить свет на процессы формирования рудоносных отложений Усинского месторождения.

Материалом для исследований послужили результаты наших полевых и лабораторных работ, проводившихся в районе Усинского месторождения в 1957, 1958 гг., а также данные по разведке этого месторождения, изложенные в отчете Ладыгина П. П., Мухина А. С., Кузнецова А. Д. и др. за 1950—1955 гг., в особенности результаты химического опробования руд и рудовмещающих пород (более 10 000 химических анализов).

Следует отметить, что упомянутыми авторами (Мухин, Ладыгин, 1957) уже было показано изменение химического состава в пластах определенных сортов руды и в пределах отдельных рудных блоков, выделенных для подсчета запасов, дана химическая характеристика промышленных типов руд, что, в общем, явилось серьезным обоснованием для общей промышленной оценки месторождения.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГЕОЛОГИИ УСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Усинское месторождение карбонатных марганцевых руд находится в районе среднего течения р. Уса, правого притока р. Томь, в Кемеровской области. Оно приурочено к усинской свите нижнего кембрия, развитой в виде субмеридионально простирающейся полосы в центральной части

Кузнецкого Алатау. Эта свита представлена преимущественно карбонатными породами, в меньшей мере углистыми и глинистыми сланцами, довольно сложно перемежающимися и крайне невыдержанными латерально. Она, по-видимому, согласно залегает на толще зеленокаменных сланцев, представляющих собой интенсивно рассланцеванные и глубоко измененные вулканогенные породы основного и среднего состава. Иногда в основании усинской свиты располагаются красноцветные туффитовые песчаники (мощностью 100—200 м), быстро выклинивающиеся по простиранию.

В структурном отношении Усинское месторождение принадлежит к крутопадающему западному крылу (70—90°) синклинальной складки, восточное крыло которой уничтожено интрузиями гранитоидов и диоритов. Породы усинской свиты осложнены многочисленными разрывными нарушениями, мелкой складчатостью и прорваны дайками диабазов (фиг. 1).

В районе месторождения в составе свиты отчетливо выделяются три толщи: подрудная, рудоносная и надрудная (фиг. 1, 2). За пределами месторождения эти толщи быстро изменяются, нередко объединяясь в трудно расчленимую карбонатную толщу (фиг. 1, 2).

Подрудная толща представлена следующей последовательностью пород, весьма невыдержанных по простиранию (снизу-вверх):

1. Доломиты палево-серые, серые, мелко- и среднезернистые, массивно-слоистые с характерной тонкой полосчатостью, нередко со следами подводного оползания, в верхних слоях — с тонкими кремнистыми прослойками. Доломиты по простиранию замещаются светло-серыми известняками. Мощность до 600 м.

Породы эти характеризуются содержанием Mn от 0,01 до 0,03%, Fe от 0,09 до 0,11%, редко от 1,95%, P от 0,01 до 0,05%, многократно меньшими их кларковых значений.

2. Седиментационная брекчия, представленная угловатыми обломками темно-серого доломита и кремня, сцементированными серой мелкозернистой известняково-доломитовой массой. Мощность до 80 м.

Ее породы характеризуются содержанием Mn < 0,01%; Fe— 0,09%; P — 0,02%.

3. Известняки слабобитуминозные, темно-серые, черные, массивные, нередко с тонкой линейно-волнистой, линзовидной слоистостью. В подчиненных количествах (до 20—25%) присутствуют светло-серые известняки с темными линзовидными прослойками и пятнистостью, залегающие в виде пластов (до 2—3 м) и пачек (до 30 м). Для всех этих пород нередко характерна обломочная, брекчиевидная структура. В виде отдельных тонких прослоек (от 2—5 мм до 70 см) встречаются черные пиритосодержащие сланцы, сложенные карбонатно-слюдисто-кварцевым материалом. В обнажениях эти породы изменены выветриванием в бурые, желтые, охристые, иногда зеленоватые глинисто-серицитово-кварцевые сланцы, среди которых иногда встречаются реликты изначальных черных сланцев с пиритом.

Соотношения между описанными породами крайне непостоянны. Так, двигаясь по простиранию на север от месторождения, можно наблюдать, как темные известняки и черные сланцы постепенно замещаются светлыми известняками с остатками археоцеат и водорослей. В южной же части месторождения, напротив, темные известняки и черные пиритоносные сланцы являются доминирующими породами. Общая мощность этих пород до 1000 м (фиг. 1, 2 3).

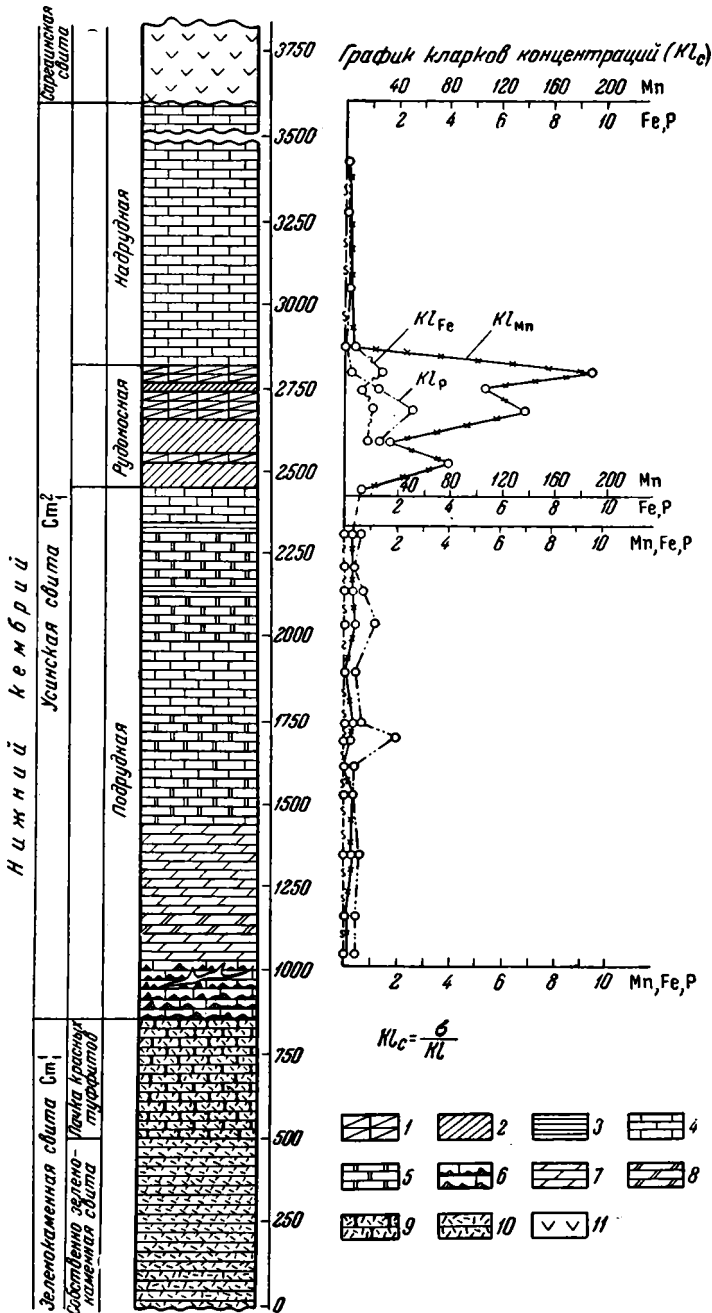
Содержание Mn, Fe и P для описанных пород приводится в табл. 1 (аналитик З. В. Пушкина).

Рудоносная толща представлена неравномерной перемежаемостью главным образом марганцевых известняков, марганокальцитовых и родохритовых руд с темными слабомарганцевистыми известняками и сланцами. Породы рудоносной толщи согласно залегают на подстилающих



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Уссурийского района (с исправлениями, по В. М. Курше, 1957).

1 — аллювиальные отложения (Q); 2 — лиловые и зеленовато-серые туфовые песчаники, сланцы и конгломераты; 3 — светло-серые известняки St_1 ; 4 — известково-кремнистые марганцевистые сланцы, марганцевистые известняки St_1 ; 5 — марганцевородные залежи St_1 ; 6 — темно-серые кремнистые известняки St_1 ; 7 — доломиты и доломитизированные известняки St_1 ; 8 — кварцевые диориты; 9 — геологические границы



Фиг. 2. Геологический разрез и график распределения кларков концентраций Mn, Fe, P в отложениях усинской свиты, Усинское месторождение.

1 — руды мanganокальцитовые, в основном мanganокальцит, реже кальциевый родохрозит, хлоритоподобный минерал (Mn 10—20%); 2 — марганцовистые известняки (Mn 5—10%); 3 — кремнистоуглистые сланцы; 4 — известняки; 5 — известняки темные; 6 — породы окремелые, окварцованные, амфиболитизированные; 7 — доломиты светлые; 8 — доломиты темные; 9 — красноцветные туффитовые песчаники; 10 — рассланцованные вулканиты (в основном порфириты) * зеленокаменной свиты; 11 — порфириты красноцветные и зеленовато-серые туффиты, конгломераты и сланцы; KL_c — кларк концентрации; δ — содержание компонента; Kl — кларк компонента

Содержание Mn, Fe и P в породах подрудной толщи (в %)

Аналитик З. В. Пупкина

Порода	Число образцов	Пределы содержания	Mn	Fe	P
Черные известняки	31	миним.	0,01	Нет	Нет
		максим.	0,02	0,17	0,12
		среднее	0,015	0,15	0,05
Черные пиритовые сланцы	27	миним.	0,01	0,11	0,08
		максим.	0,02	0,28	0,14
		среднее	0,012	0,20	0,09
Светло-серые известняки	34	миним.	Нет	Нет	Нет
		максим.	0,02	0,33	0,04
		среднее	0,015	0,14	0,02

известняках. Они образуют три линзовидные залежи, вытянутые параллельно общему простиранию (ССЗ—ЮЮВ) на 4,6 км.

Северная (Правобережная) рудная залежь представляет собой асимметричную линзу мощностью до 215 м, резко выклинивающуюся на севере и постепенно сокращающуюся к югу до нескольких метров.

Далее на юг количество карбонатных марганцевых руд вновь возрастает, они неравномерно перемежаются с преобладающими марганцовистыми известняками и черными сланцами, образуя неправильную линзовидную Центральную (Левобережную) залежь мощностью до 170 м.

Южнее руды, слагающие Центральную залежь, расклиниваясь, замещаются пачкой темных марганцовистых известняков и черных пиритовых сланцев, которые в свою очередь через 200—300 м к ЮЮВ переходят в Ажигольскую (Южную) залежь. Последняя представляет собой серию кальцево- и ферро-родохрозитовых и манганокальцитовых линз (до 15—25), перемежающихся с существенно преобладающими темными марганцовистыми известняками и черными кремнисто-серицитовыми сланцами (см. фиг. 1). В отличие от двух более северных залежей этот участок месторождения значительно разубожен бедными манганокальцитовыми рудами, марганцовистыми известняками и нерудными породами. В связи с этим максимальная мощность рудоносной толщи здесь составляет около 370 м.

Минералогическая и геохимическая характеристика марганцевых руд и пород рудоносной толщи будет дана ниже.

На рудная толща связана с рудоносной толщей постепенным согласным переходом. Она представлена преимущественно светло-серыми и белыми известняками, крупнозернистыми, мраморизованными, массивными, с часто встречающимися остатками археоцеат, водорослей, мшанок и брахиопод. В заметно подчиненных количествах присутствуют темные пятнистые известняки и черные сланцы с пиритом. В участках северного и южного выклинивания месторождения светлые известняки пользуются наибольшим развитием, объединяясь с подрудными известняками в довольно однообразную, трудно расчленимую толщу, весьма невыдержанную по простиранию. Мощность надрудных отложений достигает 1500—2000 м. Породы надрудной толщи обычно характеризуются содержаниями Mn от 0,01 до 0,17, редко 0,40%; Fe от 0,05 до 0,39, редко до 1,32%; P от 0,01 до 0,17%.

Следует отметить, что концентрации марганца в светло-серых, нередко в темных известняках надрудной толщи крайне редко выходят за пределы 0,01—0,05%; лишь в породах, смежных с рудоносными отложениями, количества этого элемента приближаются к кларковым и иногда выше их (Mn 0,10 до 0,40%). Аналогично марганцу заметное увеличение содержания железа и фосфора отмечено в слоях известняков, пограничных с рудоносной толщей: если в целом для светлых и темных известняков содержание Fe составляет 0,05—0,22%, а P 0,01—0,04%, то на границе с рудоносной толщей количество Fe колеблется от 0,28 до 1,32%, а P от 0,04 до 0,17% (см. фиг. 2—8).

По нашим наблюдениям и данным Е. А. Соколовой (1961), в 5—12 км к северу от месторождения, в составе усинской свиты, наряду с светлыми известняками заметное развитие приобретают темные известняки, перемежающиеся с порфироидами, туфами, туфопесчаниками главным образом порфиритового состава, слюдистыми, кремнистыми и хлоритовыми сланцами. Далее на север количество вулканогенного материала возрастает, и в верхнем течении р. Белой Усы эта свита сложена лавами и туфовыми накоплениями порфиритового, альбитофирового состава. Южная граница распространения вулканогенных отложений резкая; в мощных толщах светлых и темных известняков, черных сланцах, латерально замещающих к ССЗ рудоносные отложения, нами не обнаружено признаков пирокластического материала. Нет также следов вулканизма и к югу от месторождения, где широкое развитие получают толщи светлых и темных известняков, черных сланцев. Содержания марганца, железа и фосфора в этих отложениях обыкновенно колеблются от 0,01 до 0,1%, крайне редко превышая кларки этих элементов.

Для сравнения можно указать, что в известняках кыновского, саргайского и пашийского горизонтов (D_3^1) Второго Баку отмечаются несколько более высокие содержания этих элементов: Mn — 0,14%; Fe — 1,24%; P — 0,035% (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959).

В 40 км к ЮЮВ от Усинского месторождения, близ прииска Петровского в толще светло-серых и серых пятнистых массивных известняков с характерной косо волнистой слоистостью, следами подводных размывов и оползаний залегает небольшая линза убогих карбонатных руд, существенно обогащенных гидроокислами марганца в условиях поверхностного выветривания. Далее к югу на многие десятки километров, где усинская свита представлена преимущественно известняками, в ней отмечается ряд мелких марганцевых проявлений — районы Бель-Су, Горной Шории (Афанасьев, 1937; Додин, 1948).

Таким образом, усинские карбонатные отложения с встречающимися в них залежами и проявлениями марганцевых руд относятся к довольно характерной карбонатной формации, латерально переходящей к северу в вулканогенную зеленокаменную формацию ниже-кембрийской эвгеосинклинали Кузнецкого Алатау.

КРАТКАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАРБОНАТНЫХ МАРГАНЦЕВЫХ РУД;

Среди карбонатных марганцевых руд Усинского месторождения наиболее богатыми являются кальциево-родохрозитовые и ферро-родохрозитовые разности (табл. 2 и 3, анализы 1, 2). Типичные представители их характеризуются серым и темно-серым цветом, довольно высокой плотностью (до 3,5), нередко тонкой линейчатой микрослоистостью. Последняя представляет собой перемежаемость микрослоек (0,1—3 мм) марганцевого карбоната и железо-марганцевого хлоритоподобного минерала. Основная масса этих руд сложена микросферолитами либо микрооолитами. У микрооолитов различается 2—3 концентра, показатель преломления

Содержания главнейших рудообразующих компонентов Mn — руд Усинского месторождения

Руда	Марганцевый карбонат	Хлоритоподобный минерал	Тонкодисперсная смесь Mn-карбоната с изотропным хлоритоподобным минералом	Графитизированное углстое вещество	Сульфиды железа (пирит, пирротин)	Прожилки		
						кальцитовые	кварца	гидромусковитовые
Кальциево-родохрозитовая, темно-серая, тонкослоистая, обр. 32 (см. табл. 3, анализ 3)	81,6	14,2	Нет	Нет	1,8	2,4	Нет	Нет
Кальциево-родохрозитовая, серая, тонкослоистая, обр. 44 (см. табл. 3, анализ 2)	45,0	—	51,7	Нет	Нет	3,3	Нет	Нет
Ферро-родохрозитовая, темно-серая, тонкослоистая, обр. 362 (см. табл. 3, анализ 1)	56,9	25,3	Нет	7,4	0,61	Нет	7,96	1,83

которых несколько выше, чем у цементирующего их микрозернистого марганцевого карбоната. В этом карбонате обычно примесь тонкораспыленных углстых частиц. Часто руды интенсивно разлитизованы и милонитизированы, в них наблюдается широкое развитие микростиллолитовых швов. Хлоритоподобный минерал¹ зеленый и светло-зеленый, часто почти изотропный, либо слабо раскристаллизован в мелкие игольчатые агрегаты ($N_g - 1,688; N_p - 1,668; N_g - N_p = 0,020$). Нередко им слагаются тонкие диагенетические микрослойки, реже он играет роль связующей массы, в которую заключены сферолиты родохрозита. Характерно, что хлоритоподобный минерал встречается главным образом в богатых кальциево-родохрозитовых и ферро-родохрозитовых рудах, в которых содержание суммы $Mn + Fe > 20-25\%$, напротив, для манганокальцитовых руд, марганцевых известняков и др. этот минерал весьма не типичен. Следует указать, что А. Г. Бетехтин (1946) и Р. В. Гецева (1947) включают эти богатые разности в группу карбонатно-силикатных или хлорито-карбонатных марганцевых руд. Углстое вещество, вообще довольно характерное для рассматриваемых руд, обыкновенно метаморфизовано до стадии антрацит-графит; оно тонко рассеяно в карбонатной основной массе, образуя иногда сегрегационные скопления вдоль стиллолитовых швов. Для родохрозитовых руд характерны выделения мелких кристаллов пирита и пирротина.

Количественные соотношения между главнейшими рудообразующими компонентами довольно изменчивы — они показаны на примере некоторых образцов руд в табл. 2, 3, 4.

Довольно часто в родохрозитовых, манганокальцитовых рудах и марганцевых известняках встречаются обильные остатки водрослей, археоцеат и спикулы губок, замещенные марганцевым карбонатом.

Манганокальцитовые руды обычно темно-серые, черные, слоистые, тонкослоистые, нередко обломочной, брекчиевидной структуры. Они сложены мелкозернистым карбонатным веществом, неравномерно перекристаллизованным (табл. 3, анализ 4). Марганцевые и марганцовистые известняки

¹ Полученные недавно (когда работа уже была в наборе), данные рентгеновских анализов позволяют отнести этот минерал к марганецсодержащей разности стильномелана для которого, прежде всего, характерен рефлекс, $dA^\circ - 11,8; J - 10$; Но наряду с Mn стильномеланом в нашем образце присутствует примесь продуктов его окисления — гидроматит и елизаветинскит.

Химический состав марганцевых руд и рудовмещающих пород Усинского месторождения

Компоненты	Анализы						
	1	2	3	4	5	6	7
M. Н. O	—	—	—	35,88	12,84	60,24	0,36
SiO ₂	9,88	9,26	11,76	—	—	—	—
TiO ₂	Следы	Следы	Следы	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,74	0,83	1,83	0,53	1,94	2,02	Нет
Fe ₂ O ₃	1,32	0,78	2,60	0,97	0,59	—	Нет
FeO	15,84	5,75	10,10	5,29	12,52	1,36	0,20
MnO	28,05	48,80	27,64	10,80	26,21	0,88	0,07
CaO	8,12	3,72	14,24	17,10	6,42	11,38	53,01
MgO	2,92	2,12	2,69	2,53	2,68	0,73	2,47
Na ₂ O	0,08	0,20	0,25	—	—	—	—
K ₂ O	Нет	Нет	нет	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,46	0,18	0,32	0,10	0,25	0,155	—
S	0,02	0,31	0,12	—	—	—	—
SO ₃	Нет	Нет	нет	—	—	—	—
CO ₂	28,12	26,20	26,10	25,95	33,50	10,06	44,14
H ₂ O ⁺	2,97	2,01	2,11	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,24	0,16	0,08	—	—	—	—
Сорг.	0,42	0,05	0,27	0,53	0,36	1,79	—
	100,18	100,37	100,11	—	—	—	—
O = S	0,01	0,15	0,06	—	—	—	—
Сумма	100,17	100,22	100,05	99,63	97,31	—	100,22
FeO раств.	14,44	5,38	8,38				
Fe ₂ O ₃ раств.	1,41	0,40	2,32				
MnO раств.	23,58	36,54	24,24				
Кварц	0,02	0,88	0,02				

1 — ферро-родохрозитовая руда с хлоритоподобным минералом, темно-серая, тонкослоистая. Левобережная залежь, обр. 362, скв. 39, интервал 39,0—39,3 м. Аналитик Е. С. Шишова.

2 — родохрозитовая руда, серая, тонкослоистая. Правобережная залежь, обр. 44, скв. 131, интервал 330,45—330,90 м. Аналитик Е. С. Шишова.

3 — кальциево-родохрозитовая руда с хлоритоподобным минералом, темно-серая, тонкослоистая. Правобережная залежь, обр. 32, скв. 131, интервал 252,45—252,90 м. Аналитик Е. С. Шишова.

4 — манганокальцитовая руда, темно-серая. Ажигольская залежь, обр. 239, скв. 315, интервал 34,30—35,00 м.

5 — кальциево-родохрозитовая руда, черная. Левобережная залежь, обр. 356, скв. 76, интервал 382,85—383,43 м.

6 — марганцовистый глинистый известняк, темно-серый. Ажигольская залежь, обр. 249, скв. 315, интервал 148,20—148,90 м.

7 — известняк серый из надрудной толщи. Ажигольская залежь, обр. 283, скв. 320, интервал 7,50—8,40 м.

обыкновенно очень близки к нерудным темным мелкозернистым известнякам, от которых их можно отличить лишь с помощью химического опробования.

Наибольшая часть марганца и отчасти железа в рассматриваемых рудах присутствует в форме карбонатных минералов ряда кальцит-родохрозит-

Соотношения валового и растворимого в 2% HCl марганца и железа в усинских рудах

(аналитик Е. С. Шипова)

Характеристика руды	Компоненты	Валовое содержание, %	Экстракция 2%-ной HCl	% растворимой формы от валового	Местонахождение
Обр. 362, скв. 39, интервал 39,00—39,30 м. Темно-серая ферро-родохрозитовая руда	MnO	28,04	23,58	84,09	Ажигольская залежь
	FeO	15,84	14,44	91,16	
Обр. 58, скв. 112, интервал 171,55—171,85. Тонкослоистая родохрозитовая руда	MnO	39,66	36,54	92,13	Правобережная залежь
	FeO	7,11	4,53	78,89	
Обр. 44, скв. 131, интервал 330,45—330,90. Тонкослоистая родохрозитовая руда	MnO	48,80	42,68	87,45	Правобережная залежь
	FeO	5,75	5,38	93,56	
Обр. 32, скв. 131, интервал 252,45—252,90. Кальциево-родохрозитовая руда с хлоритоподобным минералом	MnO	27,64	24,24	87,69	Правобережная залежь
	FeO	10,10	8,38	82,90	

-сидерит. Для выяснения соотношения минеральных форм нахождения марганца и железа в данных карбонатных рудах в них определялось валовое содержание этих элементов и количества, извлекаемые в результате экстрагирования 2%-ным раствором HCl при 10-минутном кипячении. Результаты опытов, приведенные в табл. 4, показывают, что содержание растворимых форм Mn составляет от 87,45 до 92,13% валовых количеств этого элемента. Растворимое железо составляет 78,89—93,56% от валового.

Однако следует отметить, что под воздействием 2%-ной HCl при 10-минутном кипячении, по данным Э. С. Залманзон и др. (1955) и нашим опытом, разлагаются не только карбонаты железа и марганца, но и подавляющая часть минералов хлоритового типа. Содержание последних составляет (судя по микрометрическим подсчетам в шлифах) от нескольких процентов до 30,2%, в среднем около 15—20%.

Для нескольких довольно типичных образцов карбонатных руд Усинского месторождения нами сделан расчет их нормативного минерального состава¹ (табл. 5—9), а также вычислено соотношение форм марганца и железа (табл. 11).

Из табл. 10 видно, что рассматриваемые руды отличаются сравнительно близкими величинами содержаний магнетитовой молекулы (MgCO₃) и хлоритоподобного минерала плюс нерастворимый остаток; содержание сидеритовой молекулы (FeCO₃) заметно ниже родохрозитовой.

¹ Как принято в петрохимии изверженных горных пород, под нормативным минеральным составом горной породы (нормой ее состава или виртуальным составом) понимают ее химический состав, пересчитанный на нормативные минеральные молекулы или «стандартные минералы». Последние теоретически отвечают идеальным составам различных минералов (Заварицкий, 1950).

В нашем случае нормативный состав карбонатных марганцевых руд выражается вес. % содержанием нормативных минеральных молекул: родохрозитовой — MnCO₃, сидеритовой — FeCO₃, кальцитовой — CaCO₃, магнетитовой MgCO₃, пирротинной — FeS, апатитовой — 3CaO. P₂O₅, $\frac{1}{3}$ CaF₂ и вычисляемых по разности железо-марганцевого хлоритоподобного минерала плюс силикатный нерастворимый остаток. В отличие от петрохимии изверженных горных пород, где нормативный минеральный состав рассчитывается формально, химические пересчеты рассматриваемых руд контролировались изучением их минерального состава. Это обстоятельство в известной мере снижает условный характер наших пересчетов.

Химический состав и нормативные рудообразующие компоненты кальциево-родо-хрозитовой руды с хлоритоподобным Mn—Fe минералом (обр. 32)

Окислы	Вес. %	Молекулярные количества	MnCO ₃	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	FeS (пирротин)	Апатит $\frac{3CaO \times CaF_2}{3} \times P_2O_5$	Хлоритоподобный минерал плюс силикатный нерастворимый остаток
SiO ₂	11,76	195,8	—	—	—	—	—	—	195,8
TiO ₂	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,83	18,3	—	—	—	—	—	—	18,3
Fe ₂ O ₃	2,60	16,0	—	—	—	—	—	—	16,0
FeO	10,10	139,0	—	—	—	—	3,7	—	135,3
MnO	27,64	386,4	278,7	—	—	—	—	—	107,7
CaO	14,24	253,8	—	—	246,5	—	—	7,3	—
MgO	2,69	66,8	—	—	—	66,8	—	—	—
Na ₂ O	0,25	4,0	—	—	—	—	—	—	4,0
K ₂ O	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,32	2,2	—	—	—	—	—	2,2	—
S	0,12	3,7	—	—	—	—	3,7	—	—
SO ₃	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,11	117,5	—	—	—	—	—	—	117,5
H ₂ O ⁻	0,08	4,8	—	—	—	—	—	—	4,8
CO ₂	26,10	592,0	278,7	—	246,5	66,8	—	—	—
C _{орг.}	0,27	22,5	—	—	—	—	—	—	22,5
O = S	100,11	—	—	—	—	—	—	—	—
О = S	0,06	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,05	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO раств.	8,38	116,6	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃ раств.	2,32	14,2	—	—	—	—	—	—	—
MnO раств.	24,24	342,4	278,7	—	—	—	—	—	—
Кварц	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
Вес. % содержания нормативных минералов			32,1	Нет	24,6	5,5	0,3	0,7	36,8

Из табл. 11, где показаны соотношения форм марганца и железа¹, видно, что значительная часть марганца (70—100%) находится в карбонатной форме, в силикатной же форме (главным образом в виде железо-марганецсодержащего хлоритоподобного минерала) содержание марганца достигает 30% от валового. Для железа намечаются обратные соотношения: основная масса железа связана в этих рудах чаще всего в силикатную форму (главным образом в виде хлоритоподобного минерала) — до 80,6%, содержание карбонатного железа невелико — до 47,6%, редко выше; относительное количество сульфидного железа весьма непостоянно — от 2,5 до 11,6%. Окисное железо, присутствующее главным образом в

¹ Следует отметить, что нами не рассматривались руды, содержащие родонит и бустамит, представляющие собой продукты контактово-метасоматического воздействия диоритовых и диабазовых даек.

Химический состав и нормативные рудообразующие компоненты родохрозитовой руды с хлоритоподобным Mn — Fe минералом (обр. 44)

Окислы	Вес. %	Молекулярные количества	MnCO ₃	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	FeS (широтин)	Апатит $\frac{3CaO \times CaF_2}{\times P_2O_5 \cdot \frac{1}{3}}$	Хлоритоподобный минерал плюс силикатный нераств. остаток
SiO ₂	9,26	155,3	—	—	—	—	—	—	155,3
TiO ₂	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,83	8,3	—	—	—	—	—	—	8,3
Fe ₂ O ₃	0,78	4,8	—	—	—	—	—	—	4,8
FeO	5,75	80,0	—	—	—	—	9,7	—	80,0
MnO	48,80	688,0	478,0	—	—	—	—	—	210,0
CaO	3,72	66,4	—	—	63,4	—	—	3	—
MgO	2,12	52,6	—	—	—	52,6	—	—	—
Na ₂ O	0,20	3,0	—	—	—	—	—	—	3,0
K ₂ O	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,18	1	—	—	—	—	—	1	—
S	0,31	9,7	—	—	—	—	9,7	—	—
SO ₃	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,01	111,6	—	—	—	—	—	—	111,6
H ₂ O ⁻	0,16	9,0	—	—	—	—	—	—	9,0
CO ₂	26,20	594,0	478,0	—	63,4	52,6	—	—	—
C _{орг.}	0,05	4,1	—	—	—	—	—	—	4,1
O = S	100,37	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,22								
FeO раств.	5,38	74,8							
Fe ₂ O ₃ раств.	0,40	3,0							
MnO	42,68	606,8	478,0						
Кварц	0,88	29,3							
Вес. % содержания нормативных минералов			55,5	Нет	6,3	4,4	0,8	3,4	29,6

решетке хлоритоподобных минералов, содержится в количествах, пропорциональных двухвалентному силикатному железу, за исключением, пожалуй, некоторых случаев.

При сопоставлении нормативного состава и минерального состава руд, микрометрически подсчитанного под микроскопом, обращают внимание следующие особенности.

Сумма микрометрически подсчитанных карбонатов заметно больше суммы нормативных карбонатных минералов, а относительное содержание сульфидов железа, хлоритоподобного минерала, либо минерального нерастворимого остатка, напротив, меньше ее. Это обстоятельство объясняется, по-видимому, тем, что тонкорассеянные в карбонатной массе сульфиды и хлоритоподобный минерал не диагностируются под микроскопом.

Таким образом, подавляющая часть MnO, CaO и MgO присутствует в рассматриваемых рудах в форме карбонатов. Железо также встречается

Химический состав и нормативные рудообразующие компоненты ферро-родохрозитовой руды с хлоритоподобным Mn—Fe минералом (обр. 362)

Оксиды	Вес. %	Молекулярные количества	MnCO ₃	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	FeS (пирротин)	Апатит $\frac{3CaO \times CaF_2}{3}$	Хлоритоподобный минерал плюс силикатный нерастворимый остаток
SiO ₂	9,88	164,6	—	—	—	—	—	—	164,6
TiO ₂	Следы	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,74	17,4	—	—	—	—	—	—	17,4
Fe ₂ O ₃	1,32	8,2	—	—	—	—	—	—	8,2
FeO	15,84	220,4	—	106,15	—	—	0,62	—	114,35
MnO	28,05	391,0	331,6	—	—	—	—	—	59,4
CaO	8,12	144,24	—	—	132,24	—	—	12,0	—
MgO	2,92	72,4	—	—	—	72,4	—	—	—
Na ₂ O	0,08	1,6	—	—	—	—	—	—	1,6
K ₂ O	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,46	3,6	—	—	—	—	—	3,6	—
S	0,02	0,62	—	—	—	—	0,62	—	—
SO ₃	Нет	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	2,97	164,5	—	—	—	—	—	—	164,5
H ₂ O ⁻	0,24	13,4	—	—	—	—	—	—	13,4
CO ₂	28,12	642,4	331,6	106,15	132,24	72,4	—	—	—
C _{орг.}	0,42	35	—	—	—	—	—	—	35
O = S	100,18	—	—	—	—	—	—	—	—
0 = S	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,17								
FeO раств.	14,44	200,88		106,15					
Fe ₂ O ₃ раств.	1,32	8,2							
MnO раств.	23,58	331,6	331,6						
Кварц	0,02								
Вес. % содержания нормативных минералов			38,2	12,1	13,37	6,10	0,06	1,2	29,05

в карбонатной форме, однако в богатых «хлорито-карбонатных» рудах большая часть этого элемента входит в состав хлоритоподобного минерала.

Относительно повышенные концентрации фосфора (0,2—0,5%) связаны главным образом с богатыми кальциево-родохрозитовыми и ферро-родохрозитовыми рудами. В общем, в самом первом приближении намечается тенденция пропорционального увеличения содержаний P₂O₅ с ростом суммы Mn + Fe. Ниже при рассмотрении геохимических особенностей рудосной толщи будет уточнена специфика поведения этого элемента. Глинозем и кремнезем находятся преимущественно в алюмосиликатной форме — хлоритоподобный минерал, слюды и др. Кварц, как правило, не характерен для рассматриваемых руд и связан обычно с контактово-метасоматическими процессами.

Химический состав и нормативные рудообразующие компоненты манганокальцитовой руды (обр. 239)

Окислы	Вес. %	Молекулярные количества	MnCO ₃	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	FeS (пирротин)	Апатит $\frac{3CaO \times CaF_2}{P_2O_5 \cdot 3}$	Хлоритоподобный минерал + силикатный нерастворимый остаток
М. Н. О.	35,88	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,53	5,3	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,97	6,0	—	—	—	—	—	—	—
FeO	5,29	73,8	—	73,8	—	—	—	—	—
MnO	10,80	148,0	148,0	—	—	—	—	—	—
CaO	17,10	305,0	—	—	302,0	—	—	3,0	—
MgO	2,53	62,6	—	—	—	62,6	—	—	—
P ₂ O ₅	0,10	1,0	—	—	—	—	—	1,0	—
CO ₂	25,95	589,0	148,0	73,8	302,0	62,6	—	—	—
C _{орг.}	0,53	44,0	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,63								
Вес. % содержания нормативных минералов			17,50	8,50	32,8	5,3	—	3,4	32,50

Таблица 9

Химический состав и нормативные рудообразующие компоненты кальциево-родохрозитовой руды (обр. 356)

Окислы	Вес. %	Молекулярные количества	MnCO ₃	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	FeS	Апатит $\frac{3CaO \times CaF_2}{P_2O_5 \cdot 3}$	Хлоритоподобный минерал + силикатный нерастворимый остаток
М. Н. О.	12,84	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,94	19,4	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,59	3,9	—	—	—	—	—	—	—
FeO	12,52	174,2	—	174,2	—	—	—	—	—
MnO	26,21	372,0	372,0	—	—	—	—	—	—
CaO	6,42	114,4	—	—	109,9	—	—	4,5	—
MgO	2,68	66,6	—	—	—	66,6	—	—	—
P ₂ O ₅	0,25	1,5	—	—	—	—	—	1,5	—
CO ₂	31,60	718,0	372,0	174,2	109,9	66,6	—	—	—
C _{орг.}	0,36	30,0	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	95,41	—	—	—	—	—	—	—	—
Вес. % содержания нормативных минералов			43,0	9,7	20,2	5,6	—	0,5	21,0

Нормативный минеральный состав карбонатных марганцевых руд Усинского-месторождения (в вес. %)

Руда	MnCO ₃	FeCO ₃	CaCO ₃	MgCO ₃	Пирротин FeS	Апатит: $\frac{3CaO \cdot P_2O_5 \times CaF_2}{3}$	Хлоритоподобный Fe-минерал + силикатный остаток
Кальциево-родохрозитовая, темно-серая, тонкослоистая, обр. 32 (см. табл. 3, анализ 3)	32,1	Нет	24,6	5,5	0,3	0,7	36,8
Родохрозитовая, серая тонкослоистая, обр. 44 (см. табл. 3, анализ 2)	55,5	Нет	6,3	4,4	0,8	3,4	29,6
Ферро-родохрозитовая, темно-серая тонкослоистая, обр. 362 (см. табл. 3, анализ 1)	38,2	12,1	13,4	6,10	0,6	1,2	29,1
Манганокальцитовая, темно-серая, неслоистая, обр. 239 (табл. 3, анализ 4)	17,50	8,50	32,8	5,3	—	3,4	32,5
Кальциево-родохрозитовая, серая, обр. 356 (см. табл. 3, анализ 5)	43,0	9,7	20,2	5,6	—	0,5	21,0

Таблица 11

Соотношения форм марганца и железа в карбонатных марганцевых рудах Усинского месторождения (в вес. % от валового содержания)

Руда	Mn ⁺² карбонатный	Mn ⁺² силикатный	Mn ⁺⁴	Fe ⁺² карбонатный	Fe ⁺² силикатный	Fe ⁺³ силикат.	Fe ⁺² сульфидный
Кальциево-родохрозитовая, темно-серая, тонкослоистая, обр. 32 (см. табл. 3, № 3)	71,5	29,5	Нет	Нет	82,5	14,7	2,8
Родохрозитовая, серая, тонкослоистая, обр. 362 (см. табл. 3, № 1)	84,0	16,0	Нет	47,6	46,6	3,3	2,5
Ферро-родохрозитовая, темно-серая, тонкослоистая, обр. 44 (см. табл. 3, № 2)	69,6	30,4	Нет	Нет	82,6	5,8	11,6
Манганокальцитовая, темно-серая, обр. 239 (см. табл. 3, № 4)	100	Нет	Нет	92,3	Нет	7,7	—
Кальциево-родохрозитовая, серая, обр. 356 (см. табл. 3, № 5)	100	Нет	Нет	97,9	Нет	2,1	—

О РАСПРЕДЕЛЕНИИ Mn, Fe, P, Al₂O₃, CaO, MgO, SiO₂ и S
В РУДОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ УСИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

О методике представления материала

Как уже отмечалось, Усинское месторождение характеризуется довольно сложным строением и латерально весьма невыдержанным литологическим составом. Эти факторы обусловили известную пестроту распределения главнейших рудообразующих компонентов. Наиболее объективным методом изображения характера распределения элементов является построение геохимических карт их распределения. Однако для данного

месторождения этот метод оказался мало приемлемым, так как химическое опробование руд и пород рудоносных отложений было проведено недостаточно равномерно для того, чтобы охарактеризовать быстро выклинивающиеся пласты руд и нерудных пород, почти вертикально падающих на восток.

Для характеристики поведения рассматриваемых компонентов результаты химического опробования (главным образом валовые химические анализы) были пересчитаны нами на средневзвешенные содержания, абсолютные массы и кларки концентраций для каждого сечения рудоносной толщи — разведочной линии. Расстояние между разведочными линиями для Правобережного и Левобережного участков составляет 50 м, для Ажигольского участка 50—100 м. Расчет средневзвешенных содержаний производился для каждого компонента по известной методике:

$$\delta = \frac{\delta_1 \cdot l_1 + \delta_2 \cdot l_2 + \dots + \delta_n \cdot l_n}{l_1 + l_2 + \dots + l_n},$$

где δ_n — содержание компонента в данном интервале;

l_n — протяженность данного интервала;

δ — средневзвешенное содержание в данной толще пород.

В случае, если рудоносная толща в каком-то рассматриваемом сечении вскрывалась несколькими скважинами, по которым было проведено химическое опробование, то средневзвешенное содержание в данном сечении определялось по всем этим скважинам. Из расчетов исключались дайковые тела диабазов, диоритов и участки пород и руд, измененных приконтактовыми процессами. Граница рудоносной толщи проводилась по содержанию Mn $\geq 1\%$.

На прилагаемых разрезах для некоторых главных сечений рудоносной толщи видно, что содержание Mn меняется резко, скачкообразно от нескольких процентов в рудоносных отложениях до кларковых его количеств (0,1—0,08%) во вмещающих карбонатных породах (см. фиг. 2—7).

Абсолютные массы рассматриваемых компонентов рассчитывались по формуле

$$W_n = \frac{1}{100} \delta_n \cdot \gamma_n \cdot h_n \cdot s,$$

где γ — объемный вес пород в данном сечении;

δ_n — средневзвешенное содержание компонента в данном сечении;

h_n — мощность рудоносных отложений в данном сечении;

s — площадь сечения, принятая условно для простоты расчетов в 100 м²;

W_n — абсолютная масса компонента в данном сечении рудоносных отложений в тоннах.

Необходимо указать, что объемный вес γ руд и пород, представленных преимущественно карбонатными разностями, находится в прямой зависимости от содержания Mn в них. Так, по данным В. И. Костенко, при изменении концентраций Mn от 0,0 до 18,0% объемный вес карбонатной руды меняется от 2,7 до 3,1 т/м³. С известной условностью было принято, что толща рудоносных пород, характеризующаяся определенным средневзвешенным содержанием марганца, имеет, примерно, тот же объемный вес, что и карбонатная марганцевая руда, содержащая то же количество марганца.

Таким образом, W_n — абсолютная масса данного компонента выражает весовое его количество, заключенное в блоке сечения рудоносной толщи, объем которой равен $h_n \cdot S$ или $100 \cdot h_n$. В отличие от средневзвешенного содержания того или иного компонента, характеризующего его концентрацию в данном сечении рудоносной толщи, абсолютная его масса соответствует общему весовому количеству этого компонента в том же участке

рудоносной толщии. Этот показатель отражает в первую очередь интенсивность и масштабы процесса накопления того или иного компонента.

Для характеристики количественного распределения рассматриваемых компонентов нами были также рассчитаны их кларки концентраций, методика расчета которых показана в работах А. Е. Ферсмана (1955), В. И. Вернадского (1937) и Н. М. Страхова (1953). В нашем случае этот показатель вычислялся по формуле

$$kl_c = \frac{\delta_n}{kl},$$

где δ_n — средневзвешенное содержание компонента в данном сечении рудоносной толщии;

kl — кларк компонента, по А. П. Виноградову (приводится, по А. Е. Ферсману, 1955);

kl_c — кларк концентрации компонента для данного сечения рудоносной толщии.

Известно, что кларком концентрации характеризуется прежде всего степень сгущения, концентрации какого-то компонента в минерале, породе или толще горных пород, сравнительно со средним содержанием его в земной коре. Особенно наглядно этими показателями иллюстрируется характер перехода от вмещающих, безрудных пород, где кларки концентрации рудных элементов обычно равны или меньше 1, к рудоносным отложениям, где их значения резко возрастают — в десятки и сотни раз.

Полученные таким образом данные по средневзвешенным содержаниям, абсолютным массам и кларкам концентрации рассматриваемых компонентов в определенных сечениях рудоносной толщии наносились на совмещенные графики, на оси ординат которых откладывались значения этих показателей, а на оси абсцисс — расстояния между сечениями (разведочными линиями) рудоносной толщии. В нижней части графиков для наглядности приводится схематизированный план изменения мощностей рудоносной толщии. Кроме того, для каждого сечения рудоносной толщии было вычислено отношение средневзвешенных содержаний марганца и железа $\left(\frac{\delta \text{Mn}}{\delta \text{Fe}}\right)$ и коэффициент рудоносности

$$R = \frac{\delta \text{Mn} + \delta \text{Fe}}{\delta \text{CaO} + \delta \text{MgO} + \delta \text{SiO}_2 + \delta \text{Al}_2\text{O}_3}.$$

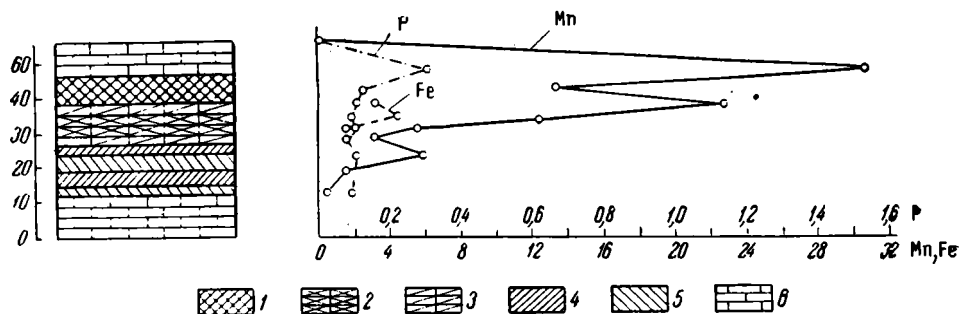
Эти данные также наносились на график, показывающий изменение их значений в зависимости от их положения в пределах рудоносной толщии (см. фиг. 8,9,10).

О распределении Mn, Fe и P

1. Распределение Mn, Fe, P в основных разрезах месторождения

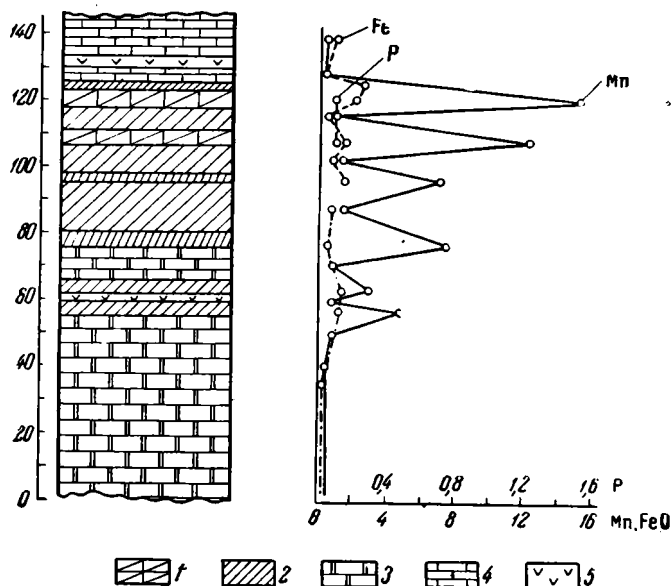
Рассмотрим вначале поведение Mn, Fe и P в наиболее характерных разрезах рудоносной толщии Усинского месторождения.

Наиболее простой в геологическом отношении и в то же время наиболее богатой по качеству и запасам руд является Правобережная залежь. Слагающие ее руды представлены преимущественно кальциево-родохрозитовыми и манганокальцитовыми разновидностями. На фиг. 3 показан разрез рудоносной толщии в зоне северного выклинивания, совмещенный с диаграммой распределения Mn, Fe и P. На этом разрезе отчетливо виден скачкообразный характер перехода в содержании Mn от подрудных и надрудных светлых археоцеатовых известняков к породам рудной толщии. Последняя начинается пачкой марганцовистых известняков, содержащих 2—6% Mn и сменяющихся выше манганокальцитовыми и кальциево-родохрозитовыми рудами с содержаниями Mn 20—31%, которые в свою очередь покрываются светлыми археоцеатовыми известняками с кларковыми



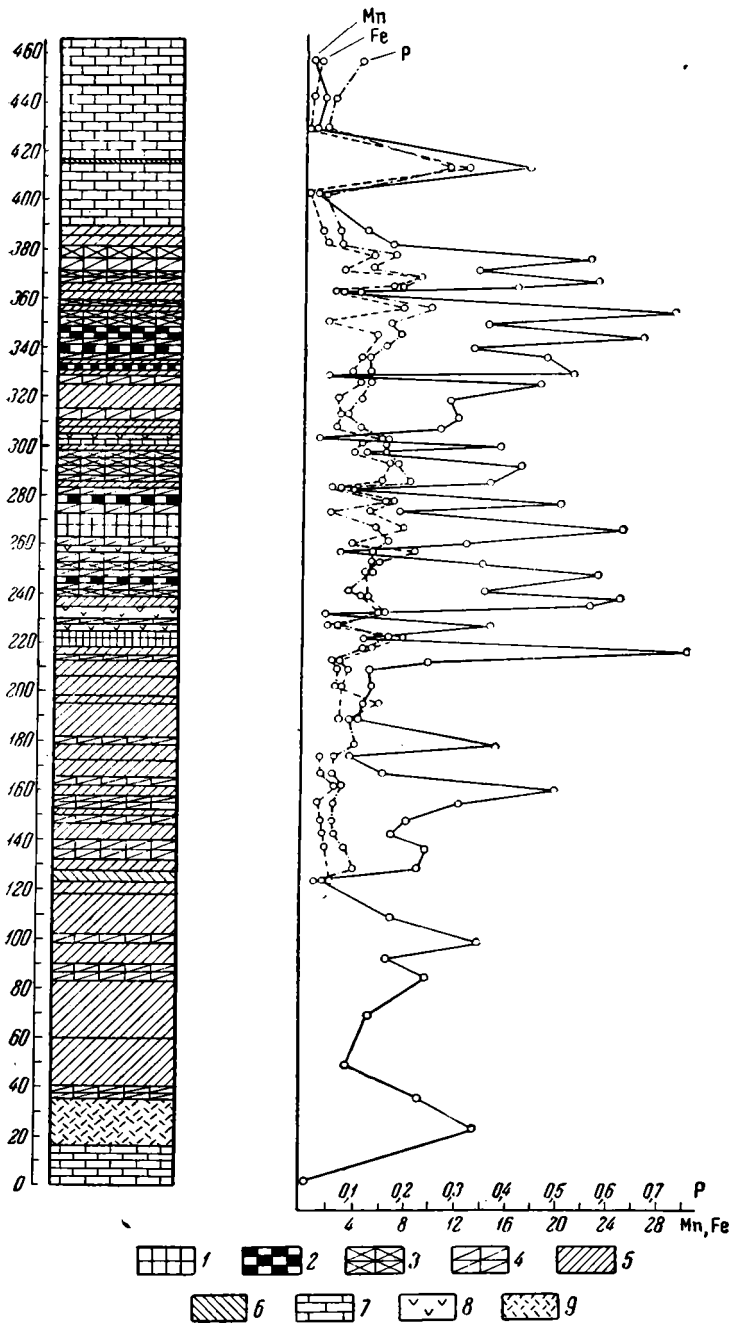
Фиг. 3. Разрез рудоносной толщи и график распределения в ней Mn, Fe и P в зоне северного выклинивания Правобережной (северная) залежи (разведочная линия XI) Усинского месторождения.

1 — в основном псиломелан, реже вернадит, пиролюзит (Mn 30%); 2 — родохрозитовые руды, в основном кальциевый родохрозит с хлоритоподобным минералом (Mn 20—24%); 3 — манганокальцитовые руды, в основном манганокальцит, менее кальциевый родохрозит, хлоритоподобный минерал, кварц (Mn 10—20%); 4 — марганцовистые известняки (Mn 5—10%); 5 — марганцовистые известняки (Mn <5%); 6 — известняки



Фиг. 4. Разрез рудоносной толщи и график распределения в ней Mn, Fe, P в зоне южного выклинивания Правобережной залежи (разведочная линия XIX) Усинского месторождения.

1 — манганокальцитовые руды, в основном манганокальцит, менее кальциевый родохрозит (Mn 10—20%); 2 — марганцовистые известняки (Mn 5—10%); 3 — темные известняки; 4 — известняки; 5 — диабазы, порфириды и другие дайковые породы

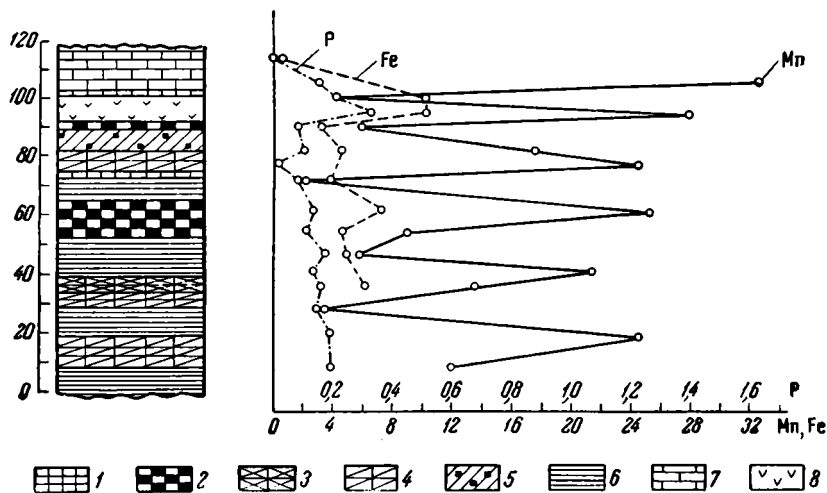


Фиг. 5. Разрез рудонесной толщи и график распределения в ней Mn, Fe, P. Центральная часть Правобережной залежи (разведочная линия XXVII) Усинского месторождения.

1 — родохрозитовые руды, в основном кальциевый родохрозит, менее хлоритоподобный минерал (Mn 30% и более; 2 — состав тот же плюс манганокальцит (Mn 24—30%); 3 — состав тот же плюс манганокальцит (Mn 20—24%); 4 — манганокальцитовые, в основном манганокальцит (Mn 10—20%); 5 — марганцовистые известняки (Mn 5—10%); 6 — то же (Mn < 5%); 7 — известняки; 8 — диабазы, порфириды и другие дайковые породы; 9 — зона дробления

содержаниями марганца. Как это видно из рассматриваемой диаграммы, содержания Fe и P, обычно, хотя и не всегда увеличиваются с возрастанием количеств Mn. Кривые этих элементов чаще всего имеют подобную конфигурацию. Однако содержания Fe сравнительно невелики: 2—5%.

В южной зоне выклинивания (разведочная линия XIX, фиг. 4) Правобережной залежи наблюдается примерно та же картина: весьма резкий скачок в содержаниях Mn, Fe и P при переходе от подрудных и надрудных известняков к рудоносной толще, концентрации Fe и P заметно увеличиваются в связи с возрастанием содержаний Mn. Железо находится в этом разрезе в сравнительно малых количествах (1—4%). Несколько более



Фиг. 6. Разрез рудоносной толщи и график распределения в ней Mn, Fe, P. Левобережная (Центральная) залежь (разведочная линия 6) Усинского месторождения.

1 — родохрозитовые руды, в основном кальциевый родохрозит (Mn 30% и более); 2 — состав тот же плюс манганокальцит (Mn 24—30%); 3 — состав тот же плюс манганокальцит (Mn 20—24%); 4 — манганокальцитовые руды, в основном манганокальцит, менее кальциевый родохрозит (Mn 10—20%); 5 — марганцовистые известняки (Mn 5—10%); 6 — кремнисто-углистые сланцы; 7 — известняки; 8 — диабазы, порфириды и другие дайковые породы

сложная картина наблюдается в разрезе центральной части (наиболее мощной и богатой) Правобережной рудной залежи (разведочная линия XXVII, фиг. 5). В нижней половине разреза преобладают марганцевистые известняки и манганокальцитовые разности. Соотношения между содержаниями Mn, Fe и P примерно те же, что и для двух ранее рассмотренных разрезов. Можно лишь уточнить один факт: как видно из диаграммы (особенно ее верхней части), при более высоких содержаниях марганца (18—30%) более отчетливо проявляется тенденция прямой зависимости концентраций железа и фосфора от содержаний Mn. На диаграмме ясно выражено подобие конфигураций кривых для этих элементов. Содержание железа в пределах рудоносной толщи колеблется от 2 до 8—10%, фосфора от 0,05 до 0,25%.

Таким образом, в трех основных разрезах Правобережной залежи наблюдаются следующие характерные особенности:

а) наиболее высокие концентрации марганца (до 30—35%) сосредоточены в верхних частях рудоносной толщи;

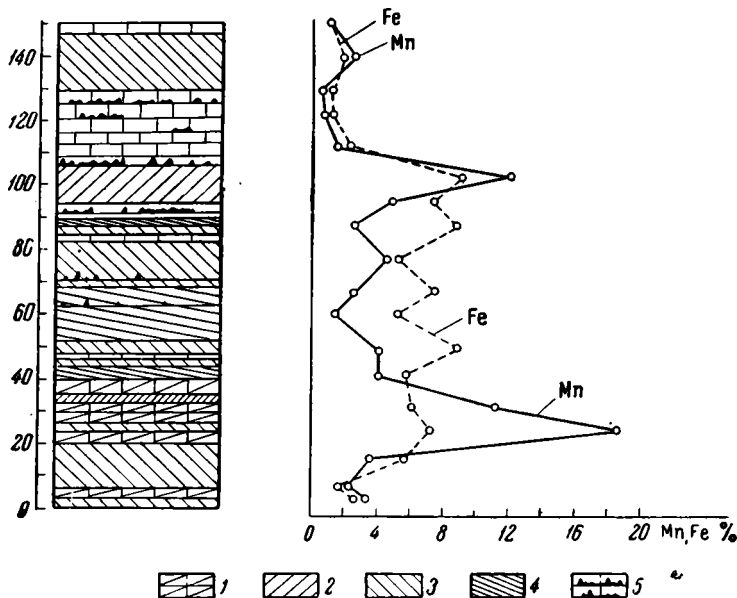
б) намечается тенденция прямой зависимости содержаний Fe и P от концентраций Mn, причем при более высоких концентрациях последнего эта тенденция проявляется резче;

в) содержание Fe и P, судя по главным разрезам Правобережной залежи, характеризуется сравнительно невысокими для Усинского место-

рождения величинами: содержание Fe от 1,5 до 10%; P от 0,05 до 0,25—0,30%.

Левобережная рудная залежь характеризуется относительно сложным строением, резко изменчивым литологическим составом руд и пород. Рудоносная толща этой залежи содержит сравнительно большое количество бедных руд и безрудных пород, среди которых примечательны черные пиритовые углисто-карбонатно-кремнистые сланцы.

В разрезе по разведочной линии 6 (фиг. 6) видны пласты кальциево-родохрозитовых и манганокальцитовых руд, перемежающиеся с пачками черных марганцевистых карбонатно-кремнисто-углистых сланцев и с прослойками черных марганцевистых известняков. Относительно богатые



Фиг. 7. Разрез рудоносной толщи и график распределения в ней Mn и Fe. Ажигольская (Южная) залежь (разведочная линия 36) Усинского месторождения.

1 — манганокальцитовые, в основном манганокальцит, менее кальциевый родохрозит, хлоритоподобный минерал, кварц (Mn 10—20%); 2 — марганцевистые известняки (Mn 5—10%); 3 — марганцевистые известняки (Mn < 5%); 4 — марганцевистые известняки и известково-кремнистые сланцы; 5 — породы окремненные и окварцованные

карбонатные руды залегают в верхней половине пачки. Содержания марганца резко меняются, составляя 3—8% для карбонатно-кремнисто-углистых сланцев, а для карбонатных руд 22—32%. Содержания Fe и P меняются в зависимости от количества марганца, а кривые для этих элементов имеют, в общем, подобную конфигурацию. Концентрации Fe составляют 4—8%, P от 0,1 до 0,25%. Интересно, что на контакте кальциево-родохрозитовой руды с пластовой дайкой диабазового порфирита резко возрастают содержания Fe (до 10—12%) и P (до 0,30%).

Таким образом, несмотря на несколько иной тип разреза сравнительно с Правобережной залежью, в разрезе этого участка месторождения наблюдается примерно тот же прямой характер соотношений в распределении Mn, Fe и P.

Ажигольская (Южная) залежь представляет собой неравномерную перемежаемость линзовидных пластов манганокальцитовых, кальциево-родохрозитовых и ферро-родохрозитовых руд со сравнительно более мощными слоями и пачками черных марганцевистых известняков и известково-кремнистых пиритовосных сланцев. Иногда в верхних частях

рудоносной толщи встречаются пласты светлых известняков с кларковыми содержаниями марганца и железа (фиг. 7).

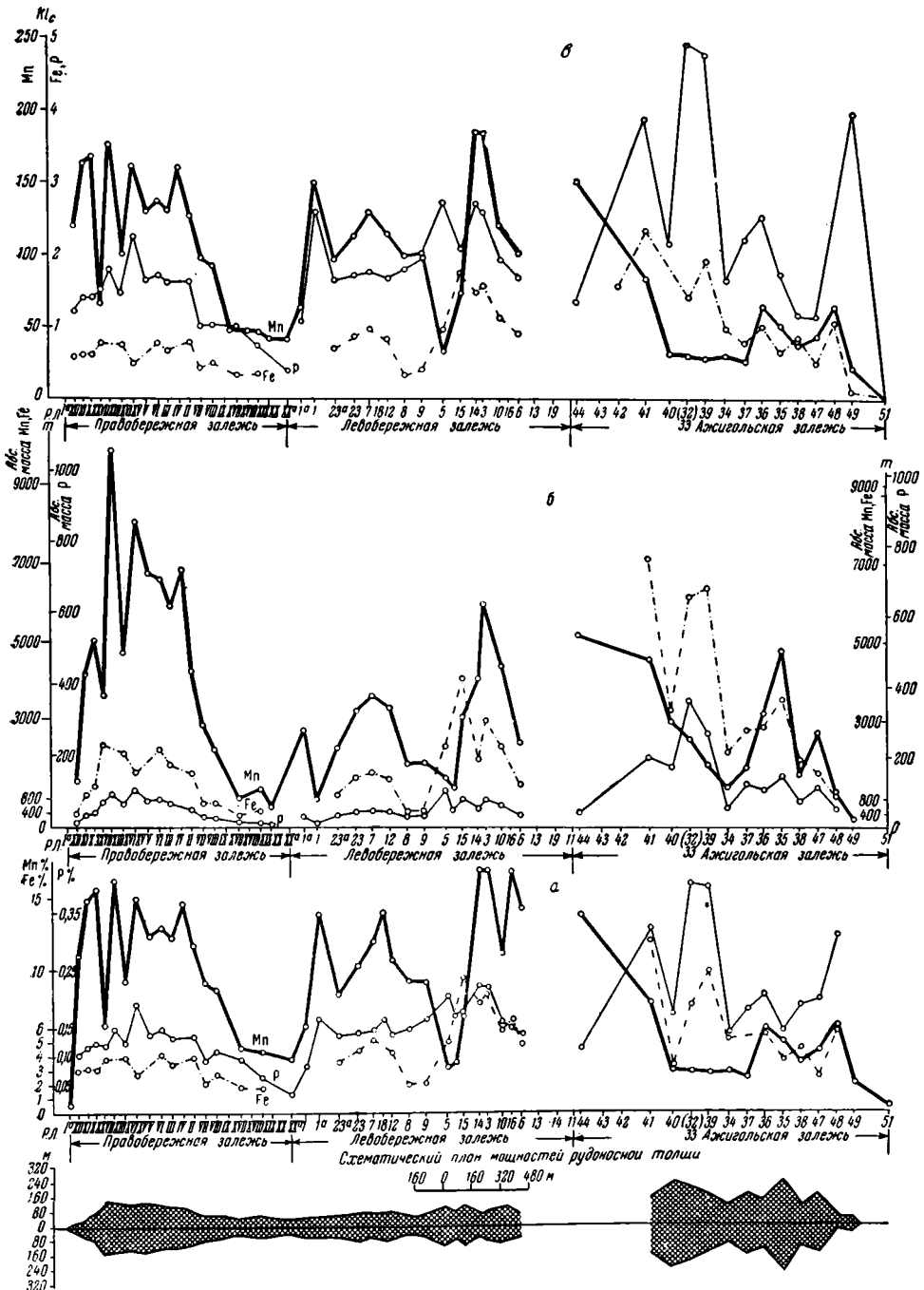
Соотношение концентраций марганца и железа в рассматриваемом разрезе Ажигольской залежи (разведочная линия 36) в общем менее четкое, нежели в разрезах Правобережной и Левобережной залежей. На фиг. 8 видно, что содержания железа испытывают значительно меньшие колебания, нежели марганца: обычно Fe — 5,7 — 10%, а Mn — 1,5 — 5%, редко до 12—18%. В большинстве случаев намечается обратный характер зависимости между содержанием Mn и Fe: при возрастании концентраций железа содержания марганца убывают, лишь в нижней и верхней частях рудоносной толщи при сравнительно высоких значениях содержаний марганца (12—18%) имеет место относительно слабое возрастание концентраций железа.

Таким образом, соотношения содержаний Mn и Fe носят в этом разрезе несколько неопределенный характер сравнительно с разрезами двух рассмотренных выше рудных тел. В целом намечается тенденция обратной зависимости их концентраций, причем исключения составляют лишь руды с повышенными содержаниями марганца, залегающие в подошве и кровле рудоносной толщи.

2. Распределение средневзвешенных содержаний, абсолютных масс, кларков концентрации Mn, Fe и P в пределах рудоносной толщи

Как уже отмечалось, границы рудоносной толщи Усинского месторождения условно проводятся по содержанию Mn $\geq 1\%$. Вмещающие породы, представленные в основном светлыми известняками с остатками водорослей и археоцеат, черными известняками, черными карбонатно-кремнистыми пиритсодержащими сланцами, в подавляющем большинстве случаев характеризуются кларковыми или ниже их концентрациями марганца, железа и фосфора. На контакте последних с отложениями рудоносной толщи имеет место резкое, скачкообразное изменение концентраций этих элементов (фиг. 2—7) в несколько раз, а для Mn в несколько десятков и даже сотен раз превышающих их содержания во вмещающих породах. Таким образом, несмотря на условный и несколько формальный характер избранного предела, он, как правило, соответствует естественным границам рудоносной толщи.

Рассмотрим характер распределения средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации Mn, Fe и P в пределах рудоносной толщи Усинского месторождения (фиг. 8, 9, 10). На диаграмме средневзвешенных содержаний отчетливо выражено весьма неравномерное распределение данных элементов. В особенности характерна кривая марганца для Правобережного участка — здесь резкие максимумы для одних разрезов сменяются глубокими минимумами кривой для соседних разведочных линий. При этом кривая фосфора в целом имеет подобные очертания с кривой марганца. Средневзвешенные содержания железа изменяются в пределах этой залежи менее определенно, нежели концентрации фосфора, а в южной половине этого участка кривые железа и фосфора имеют подобную конфигурацию. В северной части Правобережной залежи картина меняется — с увеличением средневзвешенных содержаний марганца происходит возрастание концентраций фосфора, например, от разведочной линии III и далее на север к разведочной линии XII. Поведение средневзвешенных содержаний железа на этом участке менее определенно, — скорее намечается тенденция обратной зависимости от средневзвешенных концентраций Mn и P. На большей части Правобережной залежи средневзвешенные содержания Mn меняются от 6,12—8,44% до 16,14%,

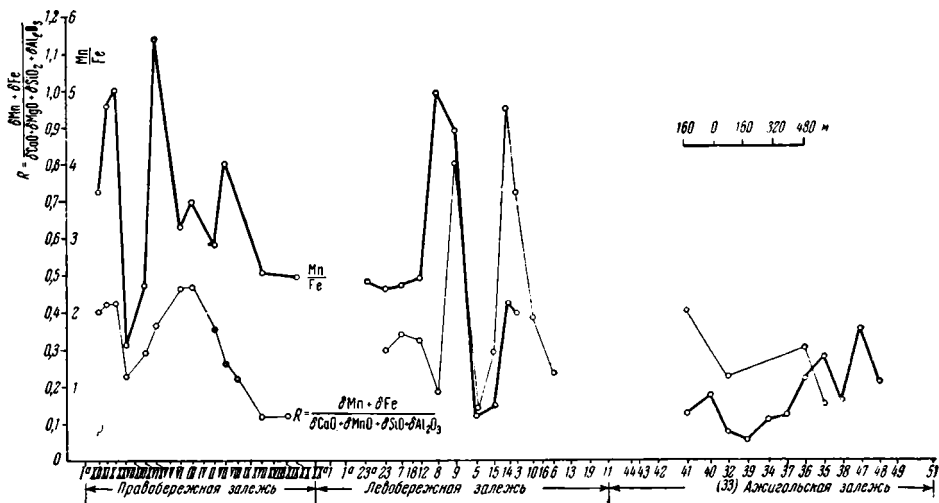


Фиг. 8. Диаграмма распределения средневзвешенных содержаний (а) абсолютных масс (б) и кларков концентрации (в) Mn, Fe и P в рудонесной толще Усинского марганцево-железного месторождения

средние содержания для всей залежи 11,12%. В средневзвешенных содержаниях Р наблюдаются сравнительно меньшие колебания — от 0,1 до 0,183, в среднем для Правобережной залежи 0,126%.

Средневзвешенные содержания Fe в этом участке месторождения сравнительно невелики — от 1,71 до 3,86%, в среднем для залежи 3,13%.

Значения абсолютных масс марганца имеют в пределах Правобережной залежи характер резко выраженного максимума с несколькими второстепенными на этом фоне минимумами. Их величины для марганца колеблются в пределах от 552,39—1272,2 т в зонах выклинивания до 10157,71 т в центральной части залежи, составляя в среднем 4566,33 т для всей залежи.



Фиг. 9. Диаграмма распределения отношения $\frac{Mn}{Fe}$ и коэффициента рудоносности

$$R = \frac{\delta Mn + \delta Fe}{\delta CaO + \delta MgO + \delta SiO_2 + \delta Al_2O_3}$$

в рудоносной толще Усинского марганцерудного месторождения.

δ — средневзвешенное содержание компонента для данного сечения рудоносной толщи

Конформность кривых абсолютных масс фосфора и марганца довольно отчетливо видна на этом графике. Однако абсолютные массы фосфора характеризуются сравнительно меньшими колебаниями, его кривая имеет несколько асимметричный характер с двумя максимумами, которые соответствуют максимумам кривой абсолютных масс марганца. Значения абсолютных масс фосфора меняются от 4,37—11,64 т в зонах выклинивания до 94,40—103,63 т в центральной части Правобережной залежи, составляя в среднем 48,41 т.

Распределение абсолютных масс железа в пределах Правобережной залежи носит обратный характер, нежели соответствующих показателей марганца и фосфора. Кривая абсолютных масс железа имеет характер двугорбого максимума, вершины которого соответствуют участкам минимумов кривой абсолютных масс марганца. Иными словами намечается тенденция обратной зависимости в значениях абсолютных масс марганца и железа. Величины последнего колеблются в пределах от 346,87—433,12 т в зонах выклинивания до 2173,97—2323,72 т в центральных частях залежи, составляя в среднем 1210,61 т.

Кларки концентраций марганца и фосфора в пределах Правобережной залежи испытывают тот же характер изменений, что и их средневзвешенные значения. Для марганца кларки концентраций меняются от 48,7—121,4

в зонах выклинивания до 179,3 в центральных частях залежи, для фосфора они соответственно составляют от 0,39—1,25 до 1,85—2,29. Важно подчеркнуть, что на диаграмме кларков концентраций марганца и фосфора для Правобережного участка весьма отчетливо выражено подобие в конфигурации кривых.

На этом же участке средневзвешенные содержания железа не достигают кларкового значения (5,10%). Величины кларков концентраций этого элемента колеблются от 0,343 до 0,779. Как и на предыдущих диаграммах, здесь намечается обратный характер зависимости величин кларков концентрации марганца и железа.

В пределах Левобережного рудного тела соотношения средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации Mn, Fe и P проявляются с меньшей определенностью, нежели в предыдущем случае. В самом деле, распределение рассматриваемых показателей имеет отчасти двойственный характер: в северной части Левобережной залежи (между разведочными линиями 1—5) намечается отчетливо выраженная тенденция прямой зависимости в распределении этих элементов, особенно примечательной для величин абсолютных масс и кларков концентраций; в южной части той же залежи соотношения этих показателей для интересующих нас элементов становятся менее определенными.

Для марганца величины средневзвешенных содержаний колеблются от 3,02 до 16,99%, составляя в среднем 9,98%. Абсолютные массы изменяются от 783,88 до 6272,11 *т*, составляя в среднем 2844,78 *т*, а кларки концентраций — от 33,6 до 188,8.

Для фосфора величины средневзвешенных содержаний меняются от 0,081 до 0,222, составляя в среднем 0,164. Абсолютные массы колеблются от 10,43 до 76,70 *т*, составляя в среднем 55,82 *т*, а кларки концентраций — от 1,01 до 2,775.

Для железа величины средневзвешенных содержаний колеблются от 1,804 до 9,19%, составляя в среднем 5,12%. Абсолютные массы изменяются от 361,16 до 4146,53 *т*, составляя в среднем 1740,52 *т*, а кларки концентраций — от 0,354 до 1,80.

В пределах Ажигольской рудной залежи картина распределения рассматриваемых показателей для Mn, Fe и P существенно отличается от того, что имеет место для обеих северных залежей. Прежде всего, намечается отчетливая корреляция между средневзвешенными содержаниями железа и фосфора. Прямой характер зависимости между этими элементами с большей отчетливостью проявляется и для их абсолютных масс и кларков концентраций. Кривые, отражающие характер их распределения в этой залежи, имеют в общем подобную конфигурацию.

Марганец содержится в сравнительно меньших количествах, чем железо. Характер распределения средневзвешенных содержаний, кларков концентраций и (с несколько меньшей ясностью) абсолютных масс достаточно отчетливо свидетельствует об обратном характере зависимости данных показателей для марганца сравнительно с железом и фосфором. Для марганца колебания средневзвешенных содержаний происходят в пределах от 2,05 до 13,80, в среднем 3,91; абсолютные массы меняются от 221,40 до 4922,18 *т*, составляя в среднем 2575,57 *т*, а кларки концентраций от 22,80 до 153,80.

Для фосфора средневзвешенные содержания изменяются от 0,109 до 0,407, в среднем 0,173. Абсолютные массы колеблются от 42,76—50,25 *т* в зонах выклинивания до 354,25 *т* в центральных частях, а кларки концентраций соответственно меняются от 1,36 до 5,08.

Средневзвешенные содержания железа в Ажигольской залежи меняются от 2,38 до 12,12%, составляя в среднем около 4,04%. Абсолютные массы Fe колеблются от 900,11 до 7545,91 *т*, составляя в среднем 3601,55 *т*, а кларки концентраций меняются от 0,467 до 2,37.

В целом для рудоносной толщи Усинского месторождения рассматриваемые показатели имеют следующие средние значения (табл. 12).

Т а б л и ц а 12

Элемент	Средневзвешенное содержание, %	Средняя величина абсолютных масс, <i>m</i>	Кларк концентрации
Mn	8,64	3328,89	96,00
Fe	4,12	2184,23	0,81
P	0,149	81,81	1,86

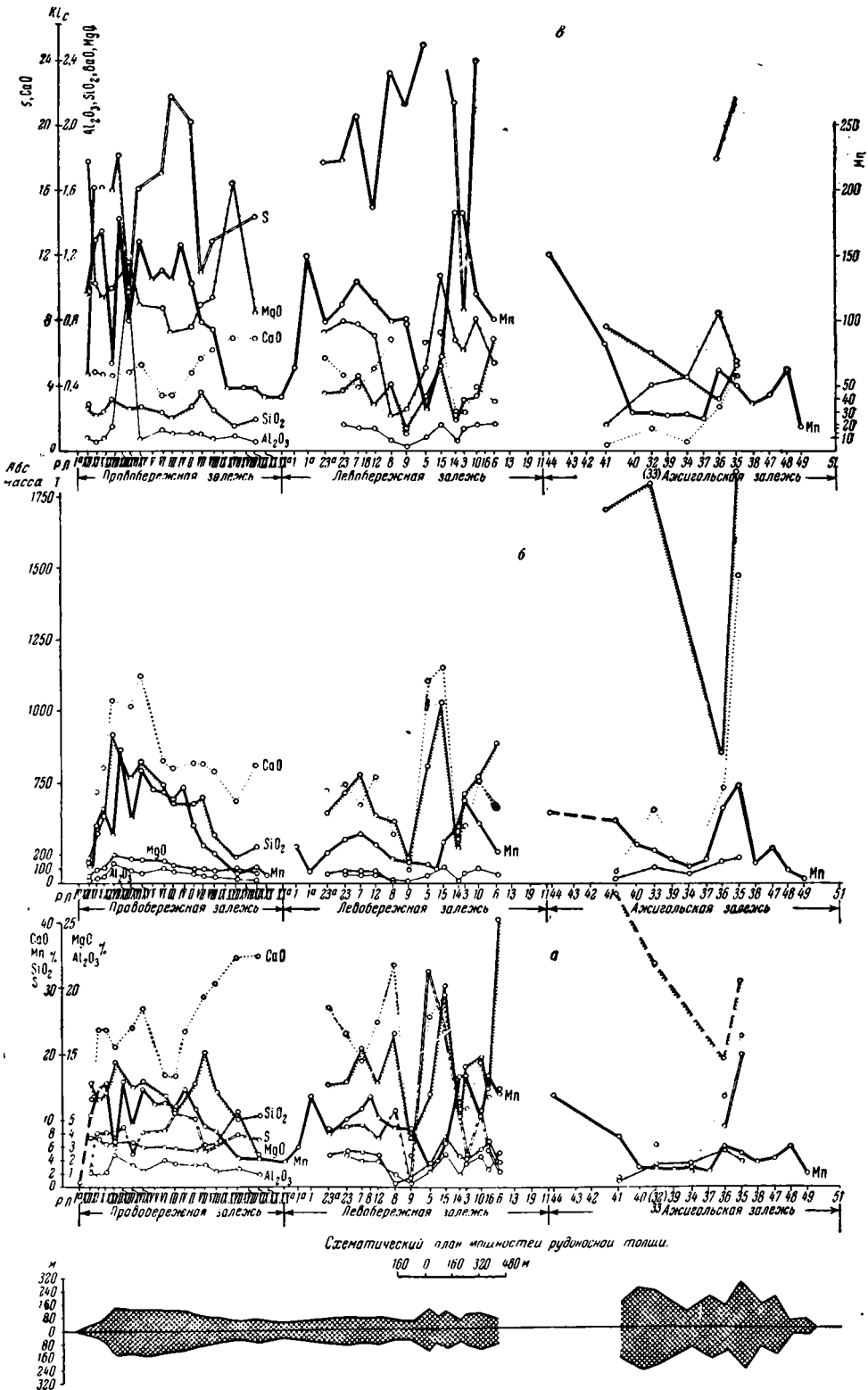
Попытаемся интерпретировать изложенные в этом разделе факты и сделать выводы.

1. Распространение средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации Mn, Fe и P в пределах рудоносной толщи Усинского месторождения носит крайне неравномерный характер. Графически это выражается в резком чередовании максимумов и минимумов кривых рассматриваемых показателей. Такой характер их распределения, по всей вероятности, обусловлен крайне слабой латеральной выдержанностью линзовидных пластов руд и пород, слагающих рудоносную толщу.

2. Наибольшие значения средневзвешенных содержаний, кларков концентрации и в особенности абсолютных масс Mn, Fe и P отмечаются, как правило, в центральных частях залежей месторождения, а минимальные их значения характерны для зон выклинивания. В участках северного (севернее разведочной линии XII) и южного (южнее разведочной линии 49) выклинивания месторождения имеет место резкий скачкообразный характер перехода от кларковых или меньших содержаний Mn, P и Fe во вмещающих породах, в которые рудоносная толща переходит по простираению, до сравнительно высоких рудных их значений, указанных выше.

3. Северная (Правобережная) и Южная (Ажигольская) залежи существенно различаются как по концентрациям Mn, Fe и P, так и по характеру ассоциаций этих элементов. Так, средневзвешенное содержание Mn для Правобережной залежи составляет 11,12%, а для Ажигольской залежи — 3,91%, величины абсолютных масс Mn соответственно составляют 4566,33 *m* и 2575,57 *m*. Для железа наблюдается противоположная картина — для Правобережной залежи средневзвешенное содержание Fe равно 3,13%, а для Ажигольской залежи 4,04; абсолютные массы Fe соответственно равны 1210,61 *m* и 3601,55 *m*. Таким образом, в разных конечных участках рудоносной полосы, представленной линзовидной толщей марганцесодержащих руд и пород преимущественно карбонатного состава, отмечаются существенно различные концентрации и количества марганца и железа (фиг. 8).

Для фосфора наблюдается постепенное увеличение средневзвешенных значений при движении с севера на юг от Правобережной (0,122%) через Левобережную (0,157%) к Ажигольской (0,173%) залежам, соответственно абсолютные массы P возрастают от 48,41 до 55,82 *m* и, наконец, до 141,21 *m* на юге. Примечательно, что в пределах Правобережной залежи средневзвешенные содержания фосфора находятся в общем в прямой зависимости от средневзвешенных содержаний марганца (фиг. 8). Зависимость эта довольно четко проявляется при относительно высоких содержаниях Mn. В пределах рассматриваемой залежи отмечается слабая корреляция средневзвешенных содержаний Fe с Mn и P, носящая скорее характер обратной зависимости между концентрациями Fe и Mn. Однако в участках выклинивания Северной рудной залежи концентрации этих элементов довольно согласованно (прямая зависимость) изменяются.



Фиг. 10. Диаграмма распределения средневзвешенных содержаний (а), абсолютных масс (б) и кларков концентрации (в) CaO, MgO, Mn, SiO₂, Al₂O₃ и S в рудноносной толще Уссурийского марганцеворудного месторождения

Для Ажигольского рудного тела характер ассоциации этих элементов существенно изменяется: наблюдается отчетливо выраженная прямая зависимость содержаний Р от Fe. Особенно наглядно этот характер корреляции Р и Fe проявляется на кривых абсолютных масс и кларков концентратии. Марганец же, напротив, в большинстве случаев находится в обратных соотношениях с железом и фосфором, что хорошо выражено для участков с относительно высокими средневзвешенными содержаниями Fe (например, для участка между разведочными линиями 40—48). При этом уместно отметить, что ни предшествовавшими исследователями, ни нами не установлена минеральная форма, в которой присутствует фосфор в марганцевых рудах. Можно полагать, в свете изложенного, что фосфор сорбировался в седиментогенезе и диагенезе соединениями железа и марганца, количественно ассоциируясь с преобладающим элементом.

В пределах Левобережной залежи, занимающей в месторождении промежуточное положение, поведение рассматриваемых показателей для Mn, Fe и Р отличается некоторой двойственностью и имеет переходный характер относительно двух крайних залежей.

4. Приведенные выше данные по распределению марганца и железа в рудоносных отложениях Усинского месторождения хорошо дополняются диаграммой распределения отношения Mn : Fe и коэффициента рудоносности. Значение отношения состоит прежде всего в том, что оно отражает степень чистоты отделения марганца от железа в разных частях месторождения. Характер изменения значений этого отношения, по всей вероятности, показывает направленность течения рудного процесса в пространстве и, по-видимому, во времени: от относительно низких его величин к сравнительно высоким. Это положение подтверждается экспериментами К. Краускопфа (Krauskopf, 1957) и наблюдениями ряда авторов, на которых он ссылается.

Так, наиболее высокие значения Mn : Fe отмечены в рудоносных отложениях Правобережной (Северной) залежи — от 1,58 до 5,75 при средних значениях — 3,52. При этом уместно указать на крайне неравномерный характер распределения значения Mn : Fe, как это хорошо видно на диаграмме (фиг. 9), в этой залежи имеет место резкая смена максимумов минимумами.

Ажигольская (Южная) залежь месторождения характеризуется сравнительно низкими величинами отношения Mn : Fe (от 0,26 до 1,78 при среднем значении — 0,85).

Левобережная (Центральная) залежь характеризуется промежуточным, сравнительно с Правобережной и Ажигольской залежами, типом распределения отношения Mn : Fe; северная часть этого участка месторождения (между разведочными линиями 23^a — 9) отличается довольно высокими значениями: от 2,33 до 5,00 при средней величине 3,18; южная его часть характеризуется относительно низкими значениями: от 0,61 до 2,22 при средней величине 1,41. Таким образом, северная часть этого участка близка по характеру распределения к значениям отношений Mn : Fe Правобережной залежи, а южная часть имеет общие черты с Ажигольской залежью.

Коэффициент рудоносности (R), представляющий собой отношение рудных компонентов к нерудным, имеет примерно тот же характер изменения в пределах месторождения, что и отношение Mn : Fe. Кривые обоих этих показателей имеют в большинстве случаев подобные очертания. Исключение составляют лишь разрезы Ажигольской залежи, где R и Mn : Fe имеют сравнительно низкие значения. Такой согласованный характер поведения коэффициента рудоносности и отношения Mn : Fe позволяет считать, что в пределах Правобережной и большей части Левобережной залежи месторождения процесс накопления рудных компонентов Mn + Fe заключался в формировании родохрозитовых, кальциево-

родохрозитовых и манганокальцитовых руд при подчиненной роли железа. Для Ажигольской залежи соотношения этих показателей имеют неопределенный характер; по-видимому, R и Mn : Fe находятся здесь в обратной зависимости. Последнее можно объяснить общим увеличением содержаний железа и относительно подчиненной ролью марганца в этой залежи. Следовательно, вывод, сделанный из рассмотрения диаграмм распределения средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации Mn и Fe, подтверждается анализом диаграммы распределения отношения Mn : Fe и R; т. е. отмечается постепенное увеличение содержаний марганца, возрастание степени чистоты отделения марганца от железа в направлении с юга на север по простиранию рудоносной толщи Усинского месторождения.

3. О распределении CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ и S в рудоносных отложениях Усинского месторождения

Как отмечалось выше, в карбонатных рудах Усинского месторождения глинозем и кремнезем присутствуют главным образом в форме хлоритоподобного минерала — постоянного и характерного компонента родохрозитовых разностей, а также в форме глинистых и слюдястых минералов, слагающих основную часть минерального нерастворимого остатка. Иногда кремнезем находится в карбонатных рудах в форме свободного кварца и халцедона в виде альпийских прожилков и выхолнений мелких гнезд. В нерудных породах — известняках, доломитовых известняках, карбонатно-глинистых сланцах, черных пиритноносных углистых глинистых сланцах, слюдясто-кремнистых сланцах и различных их разновидностей Al₂O₃ и SiO₂ присутствуют в форме алюмосиликатов, а свободная SiO₂ — в виде кварца и халцедона.

Известь и магнезия находятся преимущественно в карбонатной форме, лишь весьма незначительная часть этих компонентов может, по-видимому, входить в состав силикатов, слагающих различные сланцы. Сера встречается в рудах и породах рудоносной толщи в форме сульфидов: пирита и пирротина.

При рассмотрении распределения средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ и S следует учесть ряд специфических особенностей, влияющих на характер их распространения. В отличие от Mn, Fe и P, образующих заметные концентрации главным образом в рудах, рассматриваемые компоненты встречаются почти во всех рудных и нерудных породах Усинского месторождения. В количественном отношении нерудные породы и бедные руды обычно заметно преобладают в составе рудоносной толщи над богатыми марганцевыми рудами и оказывают разбавляющее влияние на величины средневзвешенных концентраций Mn, Fe и P. Но несмотря на это разбавляющее влияние, общий характер поведения рудных элементов сохраняется. Распределение CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ и S контролируется преимущественно сложными литолого-фациальными изменениями пород рудоносной толщи. Последняя, как отмечалось, представлена неравномерной перемежаемостью линзовидных пластов руд и нерудных пород, быстро выклинивающихся по простиранию.

Наиболее показательным является распределение кремнезема и глинозема в рудоносных отложениях месторождения. Эти компоненты, обычно образующие тесную ассоциацию, связаны главным образом с различного рода глинистыми, кремнисто-слюдястыми сланцами и глинистыми известняками. Концентрации SiO₂ и Al₂O₃ в карбонатных марганцевых рудах в целом, по всей вероятности, мало влияют на величины средневзвешенных содержаний этих компонентов в рудоносной толще (фиг. 10).

Таблица 13

Величины средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации SiO₂ и Al₂O₃ для Усинского месторождения

Компоненты	Пределы содержания	Правобережный участок			Левобережный участок			Ажигольский участок			Среднее по месторождению		
		средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации
SiO ₂	Минимум . . .	10,24	1830,40	0,17	7,62	2631,55	0,13	18,47	9790,95	0,31	—	—	—
	Максимум . . .	20,54	11263,34	0,35	40,84	13797,70	0,67	44,52	31442,75	0,75	—	—	—
	Среднее . . .	13,97	5627,10	0,23	21,68	6843,17	0,36	30,44	24825,67	0,52	19,95	12431,96	0,33
Al ₂ O ₃	Минимум . . .	0,99	140,84	0,06	0,40	80,36	0,02	—	—	—	По двум север- ным участкам		0,10
	Максимум . . .	2,47	1486,94	0,15	2,64	1173,12	0,16	—	—	—			
	Среднее . . .	1,61	597,73	0,09	1,93	621,37	0,12	—	—	—	1,84	609,55	

Примечание. Данные содержания Al₂O₃ в породах рудоносной толщи Ажигольского участка отсутствуют, так как при разведке месторождения для пород и руд этого участка проводился неполный химический анализ (Ладыгин П. П., Мухин А. С. и др.).

Таблица 14

Величины средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации CaO и MgO для Усинского месторождения

Компоненты	Пределы содержания	Правобережный участок			Левобережный участок			Ажигольский участок			Среднее по месторождению		
		средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации
CaO	Минимум . . .	13,24	6186,54	2,63	5,08	1080,57	1,00	1,33	828,06	0,26	—	—	—
	Максимум . . .	36,14	15756,91	6,77	36,23	16346,98	7,19	28,86	23344,60	4,54	—	—	—
	Среднее . . .	24,24	9132,71	4,81	22,74	7205,44	4,31	21,22	7601,15	4,21	23,07	7979,76	4,57
MgO	Минимум . . .	2,57	715,27	0,73	0,72	144,14	0,21	0,52	323,75	0,15	—	—	—
	Максимум . . .	5,71	2094,96	1,63	3,76	867,87	1,07	2,95	1909,64	0,84	—	—	—
	Среднее . . .	3,58	1219,35	1,01	2,34	651,23	0,67	1,90	1128,70	0,53	2,77	999,78	0,80

Таблица 15

Величины средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации S для Усинского месторождения

Элемент	Пределы содержания	Правобережный участок			Левобережный участок			Ажигольский участок			Среднее по месторождению		
		средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации	средне- взвешен- ные	абсолют- ные массы, т	кларк кон- центрации
S	Минимум . . .	0,23	26,77	4,6	0,26	26,12	5,72	0,90	477,09	18,10	—	—	—
	Максимум . . .	1,10	572,71	22,4	3,30	1525,92	66,00	1,97	2011,76	39,40	—	—	—
	Среднее . . .	0,85	316,21	17,00	1,15	404,92	23,10	1,87	1244,42	37,40	1,14	655,18	22,80

В направлении с севера на юг по простирацию рудоносной толщи отмечается общее увеличение значений средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации SiO_2 и Al_2O_3 (см. табл. 13).

Из табл. 13 видно, что средневзвешенные содержания и абсолютные массы кремнезема резко возрастают в южном направлении; особенно разительный контраст представляют Правобережный и Ажигольский участки. В последнем средневзвешенные содержания и абсолютные массы SiO_2 превышают эти показатели для Правобережного участка соответственно в 2,2 и 4,4 раза.

Несмотря на то, что данные о содержании Al_2O_3 в рудоносной толще Ажигольского участка отсутствуют, можно с большой вероятностью считать, что тенденция увеличения средневзвешенных содержаний и абсолютных масс в южном направлении действительна и для этого компонента. Во всяком случае, при возрастании в пределах Левобережного участка сравнительно с Правобережным средневзвешенных содержаний SiO_2 в 1,56 раза, а абсолютных масс в 1,21 раза для Al_2O_3 соответствующие показатели увеличиваются в 1,2 раза и в 1,04 раза (фиг. 10).

Известь и магnezия являются характерными компонентами карбонатных марганцевых руд, марганценосных и нерудных карбонатных пород. В общем, в пределах рудоносной толщи сохраняется примерно тот же обратный характер зависимости содержаний CaO , MgO и Mn , который имеет место непосредственно в карбонатных рудах. В центральных частях залежей, где обычно развиты богатые марганцевые руды, отмечаются относительно низкие величины средневзвешенных содержаний CaO и MgO , которые увеличиваются к зонам выклинивания. Как это видно на диаграмме (фиг. 10), распределение средневзвешенных содержаний CaO и MgO в пределах рудоносной толщи носит весьма неравномерный, а в пределах отдельных залежей — даже контрастный характер. Эта особенность, отмечавшаяся для многих из уже рассмотренных компонентов, обусловлена главным образом крайне слабой латеральной выдержанностью рудоносных отложений.

В табл. 14 даются средние величины средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации как для отдельных участков, так и для всего Усинского месторождения в целом; как видно из этой таблицы, наибольшие значения средневзвешенных содержаний извести и магnezии присущи рудоносным отложениям Правобережного участка, минимальные — Ажигольскому участку. Намечается отчетливо выраженная тенденция увеличения средневзвешенных концентраций CaO и, в особенности, MgO в направлении с юга на север по простирацию рудоносной толщи. Абсолютные массы этих компонентов отклоняются от этой закономерности — максимальные значения отмечаются для Правобережного участка, минимальные же для Левобережного (Центрального), а не Ажигольского, как это казалось бы можно было ожидать. Такое отклонение в распределении абсолютных масс извести и магnezии находит объяснение, во-первых, в том, что абсолютные количества этих компонентов в зонах выклинивания месторождения возрастают, во-вторых, в том, что Ажигольский участок рудоносной толщи сложен преимущественно бедными марганцевыми рудами, марганцовистыми и безрудными известняками, карбонатными марганцовистыми сланцами, черными пиритонесными глинистыми, кремнисто-слюдистыми сланцами (см. фиг. 7). Причем эти довольно бедные рудоносные отложения отличаются сравнительно большой мощностью (как это видно на плане мощностей рудоносной толщи, фиг. 10), которая и отразилась на величинах абсолютных масс для Ажигольского участка.

Таким образом, концентрации обеих пар нерудных компонентов $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{CaO} - \text{MgO}$, отличающиеся в общем обратной пропорциональностью по отношению к рудным компонентам, характеризуются

противоположными тенденциями распределения: средневзвешенные содержания SiO_2 — Al_2O_3 возрастают в направлении с севера на юг по простиранию рудоносной толщи, соответствующие показатели для CaO и MgO , напротив, увеличиваются в северном направлении. Уместно при этом отметить, что средневзвешенные содержания Mn увеличиваются в том же направлении, что и CaO — MgO , а средневзвешенные концентрации Fe возрастают наряду с SiO_2 — Al_2O_3 . Подобный характер распределения становится понятным, если вспомнить, что в наших рудах подавляющая часть марганца находится в карбонатной форме, а большая часть железа — в форме силикатной.

Сера в рудоносных отложениях Усинского месторождения встречается в форме пирротина, пирита и сравнительно редко — халькопирита. Поэтому распределение средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации серы имеет примерно тот же характер, что и соответствующие показатели для железа (табл. 15).

Однако необходимо указать, что в карбонатных марганцевых рудах в сульфидной форме присутствует лишь от 2,5 до 11,6% валового количества железа. А в нерудных породах — черных известняках, различных углистых, битуминозных, глинистых и кремнисто-сланцевых сланцах большая часть железа находится в сульфидной форме.

Таким образом, среди рассмотренных нерудных компонентов рудоносной толщи Усинского месторождения отчетливо выделяются две группы, средневзвешенные содержания которых увеличиваются в противоположных направлениях. Первая (к ней относятся CaO и MgO) связана преимущественно с Mn и имеет общую с ним тенденцию распределения — средневзвешенные содержания Mn и CaO — MgO закономерно возрастают в направлении с юга на север по простиранию рудной толщи. Вторая группа, к которой принадлежат SiO_2 — Al_2O_3 и S , характеризуется общей с Fe тенденцией распределения — средневзвешенные содержания этих компонентов увеличиваются с севера на юг месторождения параллельно простиранию рудной толщи.

Выше указывалось, что наибольшая, подавляющая часть Mn , CaO и MgO присутствует в рудной толще в форме карбонатов, нередко изоморфно замещая друг друга, а Fe , SiO_2 и Al_2O_3 встречаются в рудах в форме силикатов главным образом хлоритоподобного минерала; S почти нацело связана с Fe в сульфидные минералы. Поэтому первую группу нерудных компонентов для Усинского месторождения можно именовать манганофильной, вторую — сидерофильной.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Усинское месторождение карбонатных марганцевых руд представлено толщей марганценосных отложений, преимущественно карбонатных, относящихся к нижнекембрийской усинской свите, которая развита в виде субмеридионально вытянутой полосы в центральной части Кузнецкого Алатау. Рудоносная толща согласно залегает на толще карбонатных пород, весьма изменчивых по простиранию. Породы подрудной толщи, как правило, характеризуются весьма низкими концентрациями Mn , Fe и P , многократно меньшими их кларков: Mn — от 0,01 до 0,03%; Fe — от 0,01 до 0,33; P — от 0,01 до 0,05%. Рудоносная толща представлена родохрозитовыми, кальциево-родохрозитовыми, ферро-родохрозитовыми, манганокальцитовыми рудами, марганцевыми известняками, марганцовистыми карбонатно-глинистыми и кремнисто-сланцевыми сланцами, неравномерно перемежающимися с нерудными породами преимущественно карбонатного состава.

Месторождение подразделяется на линзовидные залежи (участки), вытянутые на 4,6 км с ССЗ на ЮЮВ: Северную (Правобережную), Централь-

ную (Левобережную) и Южную (Ажигольскую). На рудоносной толще согласно залегает надрудная толща, сложенная главным образом белыми и светло-серыми известняками с остатками археоцеат и водорослей. Им подчинены черные известняки и черные пиритоносные кремнистые, слюдястые сланцы.

Надрудные породы характеризуются концентрациями железа, марганца и фосфора, не превышающими обычно их кларка: Mn — от 0,01 до 0,05, крайне редко до 0,17%; Fe — от 0,05 до 0,39, редко до 1,32%; P — от 0,01 до 0,20% (максимальные пределы указанных содержаний отмечены лишь на контакте с рудоносной толщей). Следует указать, что надрудная и подрудная толщи за пределами месторождения объединяются в довольно однообразную, но латерально крайне невыдержанную толщу карбонатных пород, которая и составляет большую часть усинской свиты. Таким образом, рудоносная толща совершенно согласно переходит по простиранию в стерильные (относительно рудных элементов) карбонатные породы с переменными количествами черных глинистых, кремнистых, слюдястых сланцев.

В 5—12 км к северо-северо-западу от месторождения по простиранию усинской свиты (Соколова, 1960, 1961) в ее составе появляются продукты вулканизма — порфириды, туффиты порфирито-альбитофирового состава, перемежающиеся с кремнистыми, слюдястыми, хлоритовыми сланцами и черными известняками. Далее на север на несколько десятков километров количество вулканогенного материала увеличивается. В районе месторождения и к югу от него в отложениях усинской свиты не обнаружено никаких признаков пирокластического материала. Граница распространения вулканогенных отложений к северу от месторождения резкая, и южнее этой границы в усинской свите неизвестны следы пирокластических осадков. Краткое упоминание К. В. Радугина (1942) о пепловых пластах и лапиллях в рудоносных отложениях не подтверждено никем из исследователей, работавших в последующие годы.

Наиболее богатыми карбонатными рудами Усинского месторождения являются родохрозитовые, кальциево-родохрозитовые, ферро-родохрозитовые и манганокальцитовые разновидности, обычно обладающие темно-серым цветом и тонкой линейчатой микрослоистостью микроолитового, нередко микросферолитового строения. В богатых разновидностях этих руд обычно встречается хлоритоподобный минерал, слагающий диагенетические микропрослойки, либо реже играющий роль основной массы, в которую заключены микростяжения родохрозита.

Изучение минералогических форм марганца и железа в усинских рудах позволяет считать, что в карбонатной форме присутствует от 70 до 100% валового марганца, в силикатной — до 30%. Для железа соотношения форм существенно отличны: в большинстве случаев основная масса железа присутствует в силикатной форме (хлоритоподобный минерал), но встречаются также руды, в которых большая часть железа находится в виде карбоната (см. табл. 11). Однако такие руды содержат резко подчиненное количество нормативного FeCO_3 (от 8,50 до 12,6% FeCO_3) при доминирующем содержании нормативных MnCO_3 и CaCO_3 (см. табл. 10).

Итак, Усинское месторождение, представляющее собой линзообразную марганценосную толщу, преимущественно карбонатного состава, залегающую среди карбонатных отложений усинской свиты, в которых содержания Mn, Fe и P в подавляющем большинстве случаев меньше или не превышают их кларков. Характер перехода от вмещающих нерудных пород к рудоносной толще весьма резкий, скачкообразный, выражающийся в изменении кларков концентрации Mn от нескольких десятков до нескольких сотен раз на расстоянии до 1—5 м по вертикали и до 2—10 м по горизонтали; изменения кларков концентрации Fe и P также весьма существенны, но сравнительно меньше, чем Mn (см. фиг. 3—11).

Таким образом, Усинское месторождение является участком высоких рудных концентраций марганца, сопровождающихся повышенными концентрациями железа и фосфора на фоне весьма низких, как правило, меньше кларковых, концентраций этих элементов в отложениях усинской свиты.

Характерно отсутствие, либо ничтожно малые размеры ореола рассеяния марганца, что, по-видимому, если не исключает возможность геохимических поисков, то вынуждает относиться к ним крайне осторожно.

Этот вывод является фактическим подтверждением положения Н. М. Страхова (1957) о том, что «рудные накопления в группе железа, марганца и фосфора развиваются на прибрежном конце фациального профиля их кларков, на фоне пониженных кларковых величин» (Страхов, 1957, стр. 207). В свете изложенных данных утверждение А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной (1959, стр. 223) о том, что «возникновение месторождений марганца не представляло собой исключительного явления, оторванного от общего перераспределения марганца в осадочном процессе, и происходило на фоне повышенных кларковых концентраций марганца в осадках, а не наоборот, как это полагает Н. М. Страхов». Это пространное и категоричное заключение о единой направленности кларкового и рудного накопления марганца основывается на количественно обильном, но сравнительно однотипном и потому недостаточном материале. Анализируя распределение содержаний Mn в отложениях Русской платформы, лишенных значительных его концентраций, авторы этой статьи в сущности не рассматривают никаких данных с соотношениях рассеянных и рудных концентраций Mn, ни характера самих рудных накоплений.

Более того, фактический материал, приведенный в этой статье, противоречит выводам ее авторов. Известно, например, что в палеогеновых, преимущественно песчано-алевритовых отложениях залегают крупнейшие марганцевые месторождения (содержащие более 70% мировых запасов Mn), а в мезозойских или неогеновых отложениях не отмечается сколько-либо значительных накоплений марганца. Если обратиться к средним содержаниям MnO, помещенным в статье А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной (1959, стр. 208), то для песчано-алевритовых пород палеогена они составляют 0,024%, неогена — 0,087%, мезозоя — 0,061%; для глинистых пород палеогена — 0,070%, неогена — 0,087%, мезозоя — 0,067%; для карбонатных пород палеогена — 0,093%, неогена — 0,248%, мезозоя — 0,090%. Следовательно, в песчано-алевритовых отложениях палеогена среднее содержание MnO в 2,9 раза меньше, чем для неогена, и в 2,54 раза меньше, чем для соответствующих мезозойских осадков. Для глинистых и карбонатных пород палеогена и мезозоя содержания MnO весьма близки и заметно меньше, чем для таких же пород неогена.

Заслуживают внимания и заключительные строки статьи А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной, в которых подводится итог и оценивается значимость проделанной ими работы: «Выявленные закономерности имеют практическое значение и должны учитываться при проведении геохимических поисков марганцевых руд в платформенных бассейнах осадконакопления» (стр. 223).

В пределах рудоносной толщи месторождения отчетливо выделяются две группы компонентов (манганофильная и сидерофильная), характеризующиеся тесной ассоциацией составляющих компонентов и определенной направленностью изменений их средневзвешенных содержаний, абсолютных масс и кларков концентрации.

К первой группе, манганофильной, принадлежат Mn, CaO, MgO — средневзвешенные содержания этих компонентов закономерно увеличиваются с юга на север по простиранию месторождения. Ко второй группе, сидерофильной, принадлежат Fe, SiO₂, Al₂O₃, S — средневзвешенные содержания этих компонентов закономерно возрастают с севера на юг па-

параллельно простиранию рудной толщи. В пределах рудоносной толщи распределение $Mn - CaO - MgO$ и $Fe - SiO_2 - Al_2O_3$ и S весьма неравномерно, что на кривых распределения этих компонентов (см. фиг. 8, 9, 10.) заметно по контрастной смене максимумов — минимумами. Такое контрастное распределение компонентов, прежде всего, связано с резкой литологической изменчивостью рудоносных отложений по простиранию. Средневзвешенные содержания и абсолютные массы фосфора, так же как и компонентов второй группы, увеличиваются в южном направлении, но несмотря на такую связь этот элемент не следует, по-видимому, относить к сидерофильной группе, так как он обычно ассоциируется то с Mn, то с Fe в зависимости от количественного преобладания того или иного рудного компонента.

Характер ассоциаций компонентов манганофильной и сидерофильной групп становится более отчетливым, если обратиться к минералогическим формам рудных элементов: наибольшая часть марганца присутствует в карбонатной форме, а железа — в силикатной форме.

Столь ясно выраженная пространственная локализация сравнительно высоких средневзвешенных содержаний и абсолютных масс железа и марганца и ассоциирующихся с ними компонентов в пределах месторождения имеет определенный генетический смысл. Экспериментальными геохимическими работами (Krumbein, Garrels, 1952; Krauskopf, 1957) установлено, что:

1. Железо обладает меньшей химической подвижностью и значительно легче окисляется, нежели соответствующие ионы марганца.

2. Карбонаты железа формируются при более низких значениях Eh, а силикаты и сульфиды, напротив, при более высоких значениях Eh, чем соответствующие соединения марганца, а также отличаются меньшей растворимостью при прочих равных условиях. Причем силикаты железа и карбонаты марганца формируются при более высоких значениях Eh, нежели карбонаты железа и силикаты марганца, а последние при больших значениях Eh, чем их сульфиды.

3. Образование силиката, карбоната или сульфида железа (либо марганца) определяется не только величинами pH и Eh, но и тем, какой из анионов SiO_3 , CO_3 или S будет доминировать в растворе.

В работе Н. М. Страхова и Э. С. Залманзон (1955), посвященной анализу распределения аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах, наглядно показана последовательность преобразования железа в ходе диагенеза осадков от лептохлоритов к сидериту и затем к пириту, в зависимости от количеств восстановителя — $C_{орг}$ и соответствующих анионов. Относительно первоочередности формирования силикатов железа в осадке авторы пишут: «...лептохлоритовая реакция не только начинается раньше, но и требует минимальных затрат редуцента (органического вещества); она должна происходить, следовательно, легко и быстро» (стр. 46).

Таким образом, можно с большой вероятностью полагать, что по мере поступления рудного материала, разбавленного кремнеземом и глиноземом, в Усинский эвгеосинклинальный мелководный бассейн седиментации вначале имело место выпадение и формирование в диагенезе основных масс железа в силикатной форме при подчиненных количествах силикатов и карбонатов марганца (Ажигольский (Южный) участок).

Широкое развитие на юге Усинского месторождения не только повышенных концентраций и абсолютных масс железа, связанных в основном в силикатной форме, но и черных кремнистых, кремнисто-сланцевых и глинистых сланцев свидетельствует о том, что на этом участке сгущались в ходе седиментации относительно наибольшие массы Fe, SiO_2 , Al_2O_3 . Затем в северном направлении происходило последовательное увеличение роли карбонатных соединений марганца, кульминационное накопление

которых отмечается в пределах Правобережного (северного) участка. Кривая распределения величин отношения $Mn : Fe$ (см. фиг. 9) в рудоносной толще является фактической демонстрацией отделения марганца от железа в направлении с юга на север в процессе седиментации. К. Краускопф (1957) воспроизвел процесс примерно того же типа — отделение Mn от Fe в лаборатории.

К сожалению, отложения усинской свиты, почти вертикально падающие на восток, представляют собой сравнительно узкий след на поверхности современного геологического среза. Нам неизвестно поведение марганценосных отложений ни к востоку, ни к западу от месторождения (к востоку они уничтожены широко развитыми гранито-диоритовыми интрузиями, а к западу отложения, синхроничные усинской свите, вообще неизвестны). Но несмотря на такую скудность регионально-геологических данных для реконструкции палеогеографии того времени, изложенный материал позволяет с большой вероятностью считать, что рудные осадки поступали с территории, расположенной в южных румбах от месторождения. Рамки настоящей статьи не позволяют с достаточной полнотой рассмотреть структуры и текстуры марганцевых руд и вмещающих их пород, а также строение рудоносной толщи, с очевидностью свидетельствующие об осадочном генезисе месторождения. Вопрос о характере источника сноса еще не решен с должной достоверностью. Но с известной определенностью можно считать, что широкое развитие вулканических накоплений, примерно в 5—12 км к северу от месторождения, по существу не повлияло ни на характер самих руд, ни на состав вмещающих их отложений. Зона вулканизма отделена от месторождения толщей преимущественно карбонатных пород, содержащих Fe , Mn , P на кларковом уровне или ниже. К югу от месторождения в составе усинской свиты широкое развитие получают карбонатные породы, также стерильные в отношении рудных компонентов, причем следов вулканизма в этих отложениях неизвестно. Анализ распределения Cu , Ni , Co , V , Cr в карбонатных марганцевых рудах и нерудных породах, проведенный З. В. Пушкиной (1960), показывает, что ассоциации и концентрации этих элементов в рудоносных отложениях Усинского месторождения весьма близки к тому, что известно для соответствующих нормально осадочных образований. Следовательно, рудный материал, по-видимому, приносился за счет глубокого химического разложения суши (возможно, неактивных вулканических архипелагов, сложенных породами зеленокаменной свиты), расположенной в южных румбах от месторождения. Таким образом, Усинское месторождение карбонатных марганцевых руд является типично экзогенным образованием, формирование которого не контролировалось вулканическими процессами.

Подобный характер генетических соотношений известен на примере марганцевых месторождений Забайкальской эвгеосинклинали (Павловский и Беличенко, 1958). Икат-Гаргинское месторождение, сложенное толщей рифейских марганценосных карбонатно-сланцевых пород, заключено в мощной (до 2200 м) карбонатной свите, представленной мраморами с прослоями черных разностей и углисто-карбонатных сланцев.

К западу и юго-западу мощности этих карбонатных отложений сокращается до 1200—1500 м, появляются прослой карбонатных гравелитов. Далее к западному борту эвгеосинклинали карбонатные отложения латерально переходят в терригенные, которые выклиниваются в направлении к Байкальскому антиклинорию — древнему поднятию, существовавшему еще в архее. На северо-восток, к области максимального прогибания эвгеосинклинали марганценосные отложения также сменяются карбонатными толщами резко увеличенной мощности. Далее на восток, по направлению к Талой-Усойскому водоразделу карбонатные толщи латерально переходят в карбонатно-терригенные отложения (мощности 150—200 м), которые в свою очередь в районе Талой-Усойского водораздела включают срав-

нительно маломощные тела карбонатной толщи, мощностью 200 м и покрывающей ее «железомарганцевой формации» (мощность 200 м). Последняя сложена мраморами с многочисленными линзами лав, туфобрекчий, туфов риолитового состава с пластами и линзовидными телами железо-марганцевых руд, перемежающихся с кремнисто-гематитовыми яшмовидными и кремнисто-карбонатными породами. Главными рудообразующими минералами являются браунит, гаусманит, манганит, марганокальцит, родохрозит, гематит и магнетит. Над «железо-марганцевой формацией» согласно лежат мраморы, мощностью 150—200 м. Таким образом, два генетических разнородных марганцевых месторождения формировались в Забайкальской эвгеосинклинали, примерно синхронично и, по существу, независимо друг от друга.

Для Талой-Усойского месторождения рудный материал поступал вследствие вулканических процессов. Поставщиком марганца для Икат-Гаргинского месторождения служил, по всей вероятности, глубоко денудированный Забайкальский антиклинорий.

В эвгеосинклинали Кузнецкого Алатау зеленокаменный формационный ряд, описанный Н. С. Шатским (1954), получает развитие далее на север от верховьев Белой Усы. Вероятно, к этому ряду формаций принадлежат марганценозные кремнисто-сланцевые отложения, с которыми связано Мазульское месторождение.

Итак, в свете изложенного Усинское месторождение представляет собой экзогенное, нормально-осадочное образование, принадлежащее к эвгеосинклинальным карбонатным отложениям усинской свиты. Это заключение, основанное на литолого-геохимических исследованиях марганценозных отложений и вмещающих их пород, в общем подтверждает и уточняет вывод ряда предыдущих исследователей — К. В. Радугина (1941, 1942), А. Г. Бегехтина (1946), А. Л. Додина (1948) об осадочном происхождении этого месторождения.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- Афанасьев Г. Д. Марганцевые руды Ойротии и Горной Шории. В кн.: «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Бегехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Вернадский В. И. Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых. В кн.: «Труды конференции по генезису руд железа, марганца и алюминия». М.—Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Гецева Р. В. Контроль химического обогащения карбонатных марганцевых руд Усинского месторождения минералогическими методами.— Сов. геология, сб. 27, 1947.
- Додин А. Л. Усинское месторождение марганцевых руд.— Сов. геология, сб. 27, 1947.
- Додин А. Л. Геология и полезные ископаемые Кузнецкого Ала-Тау. М.—Л., Углетехиздат, 1948.
- Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. 2-е. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
- Заманзон Э. С., Захарова Н. В., Шишова Е. С. Методы анализа железисто-карбонатных пород.— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 30, вып. 2, 1955.
- Куршс В. М. Существует ли Усинская антиклинальная структура? — Вестник Зап.-Сиб. геол. упр-ния, № 2, 1957.
- Мушин А. С., Ладьгин П. П. Новые данные по геолого-промышленной характеристике Усинского месторождения марганцевых руд.— Вестник. Зап.-Сиб. геол. упр-ния, № 2, 1957.
- Павловский Е. В., Беличенко В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ними полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.

- Пушкина З. В. К геохимии Усинского месторождения.— Докл. АН СССР, 135, № 1, 1960.
- Радугин К. В. Ивановское месторождение марганцевых руд. (Западная Сибирь).— Сов. геология, № 3, 1941.
- Радугин К. В. Новое о структурах и генетическом типе Усовского месторождения марганцевых руд. В кн.: «Научно-техническая конференция, посвященная 25-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Тезисы докладов». Томск, 1942.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах.— Геохимия, № 3, 1959.
- Сokolova E. A. Распределение марганца и фосфора в различных типах пород усинской свиты (нижний кембрий Кузнецкого Ала-Тау).— Докл. АН СССР, 135, № 3, 1960.
- Сokolova E. A. Положение Усинского марганцевого месторождения в отложениях нижнего кембрия хребта Кузнецкий Ала-Тау.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1961.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М. О фациальных соотношениях между рассеянными содержаниями элементов и их рудными накоплениями в отложениях гумидных зон.— Записки Всес. мин. об-ва, 86, вып. 2, 1957.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. (К теории диагенеза).—Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Избр. труды. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. О марганценосных формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1954.
- Krauskopf K. B. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. Geochim. et Cosmochim. Acta, 12, N 1/2, 1957.
- Krumbein W. C., Garrels R. M. Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation — reduction potentials. Econ. Geol., 60, N 1, 1952.

Л. Н. Формозова

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ И ДОКЕМБРИИ

ВВЕДЕНИЕ

В работе, посвященной сравнительной характеристике оолитовых руд, образовавшихся в различные геологические эпохи, доказывалось, что условия их образования в истории Земли не оставались неизменными (Формозова, 1960). Наоборот, изучение оолитовых руд разных систем и разных стран мира показывает, что обстановка их образования менялась. Менялся и характер геологических формаций, с которыми они связаны. Каждый из формационных типов месторождений оолитовых руд имеет определенный стратиграфический интервал распространения и характеризуется определенными условиями образования. Особенный интерес представляют условия образования наиболее древних оолитовых руд, приуроченных к отложениям нижнего палеозоя и докембрия.

Н. М. Страхов, разбирая в своих работах (1947, 1960) эволюцию гипергенного образования железных руд в истории Земли, писал о преимущественной приуроченности древнего осадочного рудообразования к геосинклинальным областям и о постепенной миграции его на платформы. Этот процесс иллюстрировался, помимо статистических данных, сменой в истории Земли типов осадочных железорудных месторождений, исчезновением уже в начале палеозоя широко развитых в докембрии джеспилитов и появлением в более поздние эпохи латеритных руд.

Оказывается, что общая закономерность перемещения осадочного рудообразования из геосинклиналей на платформы может быть прослежена и при изучении одних только оолитовых железных руд. Изменения условий образования этих руд Н. М. Страхов специально не разбирал.

Представления об условиях образования оолитовых железных руд складывались на основании изучения таких широко известных и давно разрабатываемых месторождений, как юрские руды Лотарингии, Англии и Швейцарии, меловые руды Зальцгиттера и неогеновые руды Керченского полуострова.

Руды этих месторождений, конечно, различны и принадлежат к песчолыким формациям. Однако все они могут рассматриваться как мелководные, прибрежные морские отложения. Они образовались в бухтах, заливах и проливах между прибрежными островами. Формации, к которым принадлежат эти руды, всегда имеют небольшую мощность, измеряемую десятками или очень редко первыми сотнями метров. Выше и ниже по разрезу они сменяются другими формациями, непохожими по парагенезу пород на рудоносные. Обычно для рудоносных формаций характерна небольшая мощность стратиграфических подразделений, что говорит о незначительной амплитуде тектонических движений в эпоху их образования.

В структурном отношении они всегда приурочены к платформам или окраинным частям геосинклинальных систем, где, как особенно подчеркивает Н. М. Страхов (1960), временами устанавливается вялый тектонический режим, близкий платформенному и потому благоприятный для

Сравнительная характеристика разрезов ордовика

	Чехия	Тюрингия	Северный Уэльс
Нижний силур	Переслаивание известковых и кремнистых сланцев, включающих линзы известняка	«Квасцовые» сланцы с граптолитами. Прослой охристых известняков и филлитов	Сланцы, песчаники. Ставроцефаловые известняки
Апгиль	В кровле — редкие линзы известняка. Ниже сланцы, кварциты, диабазы, туфы. В основании оолитовые руды	Темные сланцы, в верхней части более грубозернистые и несколько известковистые. Кварциты	Темные сланцы близ кровли с тонкими прослоями известняков
Карадок	Темные сланцы, песчаники, граувакки с конкрециями кремня и фосфата, диабазы, туфы. Близ кровли и в основании оолитовые руды	Темные пиферные сланцы с прослоями кварцитов и конкрециями кремня и фосфатов. Туфы и диабазы	Темные сланцы с конкрециями кремня и фосфата; песчаники, конгломераты. Кислые вулканические породы
Лландейло	Темные пиферные сланцы, граувакки, песчаники, прослой основных вулканических пород. Руды, замещающиеся диабазами	Темные хлоритовые и слюдястые сланцы с прослоями песчаников. Шамозитовый и тюрингитовый рудные горизонты	Темные кремнистые сланцы, песчаники, переслаивающиеся с основными вулканическими породами и оолитовой рудой
Аренг	Темные грифельные сланцы, граувакки с оолитовыми рудами и с основными вулканическими породами. Прослой кремнистых пород	Темные грифельные и граувакковые сланцы, кварциты. Два горизонта гематитовых руд. В Фохтлянде вулканические породы	Темные кремнистые сланцы, с конкрециями фосфата и прослоями яшм, песчаники, основные вулканические породы и оолитовые руды
Тремадок	Песчаники, граувакки и кремнистые сланцы с прослоями яшм. Основные вулканические породы и оолитовые руды	Темные пиферные сланцы, граувакки, песчаники. Магнетитовый кварцит. Туфы в Фохтлянде и Фихтельгебирге	Темные аспидные сланцы, аркозы, песчаники, основные вулканические породы. В верхней части — оолитовые руды
Верхний кембрий	Мощные толщи средних и кислых вулканических пород	Мощные толщи основных вулканических пород	Темные сланцы, переслаивающиеся с оолитовой рудой. Вулканические породы

в районах развития оолитовых железных руд

Нормандия	Бретань и Анжу	Португалия	Ньюфаундленд
Вверху известняки, ниже темные ампелитовые сланцы	Черные углистые сланцы с граптолитами и оолитовой рудой. Песчаники. Фтаниты	Углистые сланцы и известняки	Отсутствует
Песчаники с тонкими прослоями известняков вверху	Темные аспидные сланцы, граувакки, песчаники	Сланцы, песчаники	Отсутствует
Аспидные черные сланцы и песчаники («майские»)	Песчаники с прослоями черных кровельных сланцев	Кремнистые сланцы, кварциты и граувакки	Отсутствует
Темно-синие кремнистые шиферные сланцы («анжерские»). В основании — оолитовая руда	Песчаники, граувакки и серо-голубые шиферные сланцы («анжерские»). На границе с аренгом оолитовые руды. В основании вулканические породы	Темные хлоритовые и серицитовые сланцы, граувакки, кварциты. Оолитовые руды. Прослой роговиков и яшм	Отсутствует
Темные сланцы и полевошпатовые песчаники («армориканские»). Иногда встречаются туфы основных вулканических пород	Песчаники полевошпатовые («армориканские»). Многочисленные горизонты оолитовой руды. Основные и средние вулканические породы	Графитизированные и кремнистые сланцы, граувакки, кварциты. Многочисленные прослой оолитовых руд	Песчаники и темные сланцы с прослоями роговиков и яшм. Оолитовые руды
Перерыв	Основные вулканические породы	Аспидные сланцы, кварциты, граувакки	Сланцы и песчаники с линзами оолитовой руды. Конкреции пирита и фосфата
Основные вулканические породы. Песчаники, аркозы, красные пудинги, зеленые сланцы	Пурпурные сланцы (монфор) с оолитовой рудой. Кварцитовые филлиты с гематитом. Основные вулканические породы	Зеленые аргиллиты и метаморфизованные сланцы	Песчаники, сланцы, известняки

образования железных руд. По источнику железа эти хорошо известные оолитовые руды всегда связаны с континентальным выветриванием. Некоторые авторы (например, В. П. Казаринов и А. В. Хабаков) считают, что присутствие в прибрежных осадках оолитовых руд позволяет на палеогеографической карте соответствующей эпохи рисовать развитие на суше коры выветривания. Юрские и более молодые по возрасту руды никогда не бывают связаны с полимиктовым, аркозовым или граувакковым обломочным материалом. Их сопровождают главным образом кварцевые пески и алевриты. Во многих случаях оолитовые руды фациально связаны с карбонатными породами, содержат карбонатный цемент и являются самоплавками.

Оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия резко отличаются от этих хорошо известных оолитовых руд как в формационном отношении, так и по условиям образования. Эти руды в СССР неизвестны, а из зарубежных месторождений лишь немногие изучены достаточно полно.

Тем не менее изучение литературы, посвященной ордовичским рудам Тюрингии, Чехии, Северного Уэльса, Франции, Ньюфаундленда, Новой Шотландии, Португалии и Марокко, а также докембрийским оолитовым рудам района Верхнего Озера, Унгава на полуострове Лабрадор, Южной Африки и Австралии, позволяет выделить месторождения этих руд в особый формационный тип. По генезису с месторождениями нижнего палеозоя и докембрия сходны девонские железные руды в мульдах Лан и Диль на востоке Рейнских сланцевых гор. Однако они образовались в иной обстановке и связаны с другим комплексом осадочно-вулканогенных пород, чем руды нижнего палеозоя. Формация, с которой связаны эти девонские руды, будет описана в другой статье.

В докембрии оолитовые руды обычно встречаются совместно с осадочными железными рудами других типов (железистые кварциты, такониты) или же замещают их по простиранию. Таково их положение в разрезах месторождений района Верхнего Озера, на полуострове Унгава (северо-западный Лабрадор) и в Трансваале. Лишь в синийских отложениях Китая и соответствующих им по возрасту отложениях позднего докембрия северной Австралии появляются самостоятельные залежи оолитовых руд, но они еще очень мало освещены в литературе.

Что касается более молодых руд ордовика, то районы их развития в Португалии, Марокко и Новой Шотландии также изучены геологически довольно слабо. Месторождение Вабана на Ньюфаундленде давно разрабатывается и хорошо изучено, но его рудоносные слои выходят лишь на маленьком острове в заливе Консепшен-бай, сохранились в грабене среди пород докембрия и потому общая геологическая позиция их недостаточно ясна. Многочисленные ордовичские месторождения оолитовых руд Северо-Западной Франции также давно разрабатываются и описаны во многих статьях. Они приурочены к узким синклиориям, выполненным палеозойскими породами, среди площадей развития докембрия на территории прежних провинций: Нормандия, Бретань и Анжу. Разрезы этих районов довольно различны и для них трудно дать краткое сводное описание. Сравнительно хорошо изучена геология районов распространения оолитовых руд в ордовике Чехии, Тюрингии и Северного Уэльса. В этих трех районах особенно ясен характер формаций, покрывающих и подстилающих рудоносную. Чехия и Тюрингия интересны еще тем, что на территории первой руды тесно связаны с основными лавами и туфами, а в разрезах месторождений второй вулканические породы не встречены.

В настоящей статье кратко описаны последние три района, достаточно характерные для выявления условий образования оолитовых руд в нижнем палеозое. Сведения об остальных месторождениях нижнепалеозойского возраста приведены выше в табл. 1.

ОПИСАНИЕ НЕКОТОРЫХ ТИПИЧНЫХ РАЙОНОВ РАЗВИТИЯ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД В НИЖНЕМ ПАЛЕОЗОЕ

1. ЧЕХИЯ (Чехословакия)

а) Геологическое положение рудоносного района и характер рудовмещающих пород

Ордовичские железные руды Чехии приурочены к так называемой Баррандовой мульде или Баррандиену¹ чешских геологов. Это большой сложно построенный синклинирий палеозойских пород, который вытянут от Праги более чем на 100 км к юго-западу и входит в состав Богемского массива внутренней или Молданубской (по Г. Штилле) зоны европейских герцинид. В пределах Богемского массива довольно интенсивно проявилась аайкальская складчатость конца рифейской эры и, как всегда в таких случаях, последующая герцинская складчатость здесь была выражена менее интенсивно, чем в некоторых соседних районах. Вследствие этого палеозойские породы Баррандиена мало метаморфизованы, и образуемые ими структуры сравнительно просты. Последнее дало повод некоторым геологам говорить об эпейрогенетическом характере движений земной коры во время их отложения и о германотипном характере их тектоники. Однако в формационном отношении палеозой Баррандиена представляет собою типичные отложения внутренних частей геосинклинали области, а степень дислоцированности его пород не меньше, чем пород палеозоя на восточном склоне Урала или в Центральном Казахстане. Об этом можно судить по разрезам, приведенным в последней сводке по тектонике Чехословакии («Tectonic development of Czechoslovakia». Budaý a oth., 1960). К тому же герцинская складчатость завершилась внедрением огромных масс гранитоидов, особенно широко развитых к юго-востоку от «Баррандовой мульды». Это подчеркивает геосинклиналиный характер ее отложений.

Палеозой Баррандиена скрывается на северо-востоке под верхнемеловыми отложениями Северо-Богемского мезокайнозойского бассейна. С остальных сторон он окружен площадями развития сложно дислоцированных докембрийских пород (Kettner et Kodým, 1919, 1922).

Разрез палеозоя Баррандиена обычно начинается отложениями среднего кембрия, трансгрессивно и несогласно лежащими на различных докембрийских породах. Лишь на востоке синклинория ниже среднего кембрия имеются согласно залегающие с ними мощные толщи немых обломочных пород, которые одни чешские геологи относят к нижнему кембрию (Navlicek, Snajdr, 1951), а другие — к самому верхнему докембрию (Svoboda, Fiala, 1957).

Морские отложения среднего кембрия и покрывающие их континентальные, условно относимые к низам верхнего кембрия, достигают местами большой мощности (до 2000 м). Они представлены исключительно терригенными породами: конгломератами, граувакками, песчаниками и глинистыми сланцами с редкими прослоями известняков и единичными прослоями кислых эффузивов.

В верхах кембрия начинается более сильная вулканическая деятельность, особенно интенсивная на северо-западном крыле синклинория. Важно подчеркнуть, что в это время изливались не основные, а средние и кислые лавы. Выше терригенных пород кембрия в это время накопились

¹ Это название дано по имени французского геолога Ж. Барранда, который родился в 1799 г., эмигрировал в Чехию и в период 1846—1884 гг. опубликовал многолетний труд: «Силурийская система центральной Богемии». В нем описана богатая и разнообразная ископаемая фауна чешского силура и ордовика.

мощные толщи сначала порфиристов, а потом кератофиристов, кварцевых порфиристов и туфов соответствующего состава. По мнению чешских геологов, накопление этих эффузивных толщ происходило в континентальных условиях.

Между кембрием и ордовиком во многих местах наблюдается небольшое угловое несогласие, которое позволяет И. Свободе и другим геологам говорить о «чешской тектонической фазе».

С начала ордовика площадь современного Баррандиена была залита морем. Тремадок, лежащий на кембрии трансгрессивно, содержит в базальных конгломератах множество обломков кембрийских порфиристов и порфиристов.

В течение ордовика море занимало все большую территорию. Анализ ископаемых фаун позволяет предполагать, что в арениге произошла трансгрессия на северо-запад и соединение морских бассейнов Баррандиена и Саксо-Тюрингенской геосинклинали. Судя по характеру осадков, максимум трансгрессии приходится на лландейло. В караоке и ашгиллии появляются грубообломочные породы, указывающие на обмеление моря, сокращение его разрезов и появление поблизости размывающихся участков суши. В кровле ашгиллии повсеместно наблюдается перерыв, указывающий на поднятие и регрессию моря. Таким образом, ордовик в Чехии представляет собою один полный и четко ограниченный внизу и вверху цикл морского осадконакопления. Общая мощность его от 1400 до 2000 м, а в северо-восточной части Баррандиена между городами Беруном и Прагой достигает 2500 м.

Как подробнее будет сказано ниже, ордовик Чехии сложен в основном различными терригенными породами. Однако в течение почти всего ордовика начиная с тремадока не прекращалась интенсивная вулканическая деятельность, носившая в противоположность верхнему кембрию основной характер. Диабазовые лавы, туфы и туффиты встречаются в большем или меньшем количестве почти во всех горизонтах чешского ордовика. Пространственно наиболее сильный вулканизм приурочен к осевой части «Баррандовой мульды», где суммарная мощность диабазовых покровов и пачек диабазовых туфов местами достигает 1000 м, т. е. почти половины общей мощности разреза. Во времени наиболее сильный вулканизм приурочен к тем слоям верхнего аренига и нижнего лландейло, которые английские геологи выделяют под названием лланвирна. Чешские геологи называют их шарецкими слоями. В это время основные вулканические породы и их туфы накапливались на огромной площади всего морского бассейна (Kettner, 1937; Svoboda, Prantl, 1946; Svoboda и Prantl, 1958).

Силур Баррандиена, как указывалось выше, лежит на ордовике с ясными следами перерыва в осадконакоплении и почти везде начинается базальными конгломератами. Выше следуют граптолитовые сланцы с прослоями известняков, а еще выше очень богатые фауной мелководные серые известняки, на которых стоит Прага. В верхах силура появляются пачки континентальных красноцветных песчаников с крупными ракообразными, которые в более северных областях характерны для девона, но выше них еще наблюдаются морские слои с *Monogartus*, связанные постепенными переходами с морскими же девонскими отложениями.

Во всем разрезе силура Чехии вулканических пород нет. Силурийские отложения Чехии представляют собою геосинклинальную формацию, но особую по сравнению с ордовиком.

Все месторождения оолитовых руд Чехии приурочены к различным горизонтам ордовика «Баррандовой мульды». Они разбросаны по обоим крыльям синклинория и в области его переклиналильных окончатостей. Месторождения Здице, Нучице, Хрустенице и Крушна-Гора расположены на северо-западном крыле синклинория, месторождение Мнишек — на его юго-восточном крыле, месторождение Яйповец — в области его юго-за-

падной периклинали. Всего в ордовике Чехии насчитывается 13 стратиграфических горизонтов оолитовых руд, или вернее 13 стратиграфических уровней, на которых они появляются, потому что ни в одном разрезе они не присутствуют вместе.

В большинстве работ по геологии Чехии употребляются не названия международной ярусной шкалы, а названия местных свит или «слоев», причем иногда «слоями» же называются и более крупные стратиграфические подразделения, объединяющие по несколько «слоев» низшей категории. Чтобы не допустить путаницы с местными названиями, в табл. 2 дано сопоставление «слоев» разного ранга и свит Чешского ордовика с международными ярусами по одной из последних работ И. Свободы и Ф. Прантля (1958).

Чтобы показать литологический состав и формационный характер рудовмещающих отложений, ниже кратко описаны стратиграфические подразделения Чешского ордовика.

Таблица 2

Местные стратиграфические подразделения чешского ордовика и их отношение к международным

Местные свиты и слои		Мощность, м	Ярусы ордовика	
Здицкая свита	Косовские		Апгиль	
	Кралодворские	200—300		
Загоржанская свита	Нучицкие слои	Богдалецкие	100—250	Карадок
		Хлустинские	100	
		Чернинские	40—400	
	Хрустеницкие слои	Летенские	600—700	Лландейло
		Либенские	30—100	
Драбовские слои		50—100		
Осецко-Кваньская свита	Добротьевские	20—180	Лланвирн	
	Скалецкие	60—150		
	Шарецкие	20—200		
Комаровская свита	Клабовские	150—300	Аренг	
Крушногорская свита	Олетские	10—20	Тремадок	
	Мишинские	30		
	Тршеницкие	25—70		

Тремадока. Крушногогорская свита основания ордовика (*d α* по индексации Ж. Барранда), очень неравномерно развитая и часто отсутствующая, в полном разрезе делится на три части:

1) Самые нижние слои «тршеницы» сложены базальными конгломератами, а выше главным образом граувакками с *Obolus siluricus* и песчаниками с кремнистым или железистым цементом. Эти породы переслаиваются с диабазовыми туфами и кварцевыми порфирами. В восточной и северо-восточной части Баррандиена эти слои представлены лиловыми и зеленоватыми темными сланцами с *Dictyonema*.

Небольшие линзы оолитовой железной руды приурочены к тршеничким слоям юго-западной части Баррандиена (Яйповец) и лежат среди граувакк, характерных плотных и массивных гематитовых кварцитов, роговиков, яшм и вулканических пород. Мощность слоев 35—70 м.

2) Вышележащие слои «милены» сложены в основании песчаниками с прослоями оолитовых руд (с. Узки), а затем граувакками и сланцами красно-бурой окраски с прослоями массивных пестрых яшм и роговиков. В западной части Баррандиена в слоях милены, включая их нижний рудоносный горизонт, встречены диабазы и диабазовые туфы (Slavik, 1937). Из остатков фауны найдены трилобиты и брахиоподы. Мощность слоев 30 м.

3) Слои «олешны» — самые верхние в тремадоке — свидетельствуют о более широкой трансгрессии моря. Они сложены темными сланцами с *Obolus complexus* сланцеватыми граувакками и, реже, песчаниками. В западной части Баррандиена в этих слоях часто встречаются горизонты диабазовых туфов, вулканического стекла и агломератов из крупных обломков.

В основании слоев «олешны» лежит голубковский рудный горизонт из гематитовых оолитов с таким же или сидеритовым цементом. В. Гавличек и другие (1958) отмечают сильную цементацию гематитом кварцитов, песчаников и туфов. Мощность слоев 10—20 м.

А р е н и г. Кумаровская свита (*d β*) или клавовские слои отличаются большим разнообразием петрографического состава. Местами преобладают темные зеленоватые и серые хлоритизированные сланцы с граптолитами и пирокластические породы. Однако в других местах излившиеся диабазы, туфы и агломераты слагают почти всю толщу клавовских слоев, особенно в центральной и северной части Баррандиена. В основании свиты, подстилаясь базальным рудным конгломератом с примесью гальки вулканических пород, лежит гудлицкий рудный горизонт мощностью до 25 м. Песчаники и вулканические туфы, переслаивающие руду, содержат рудные оолиты. В руде встречаются диабазы. В этом горизонте найдена богатая фауна трилобитов.

Мощность клавовских слоев сильно колеблется (от 0 до 300 м). Наибольшая мощность наблюдается в районе сильного прогибания — между г. Рокицаны и с. Мыто.

Л л а н в и р н. Шарецкие слои сложены темно-серыми хлорито-серпичитовыми, слюдястыми и кремнистыми сланцами с различным количеством песчаной примеси, которые переслаиваются с вулканическими породами, распространенными в этих слоях очень широко. Диабазы и диабазовые туфы встречаются в шарецких слоях не только в центре Баррандиена, но также и по его окраинам, практически на всей площади распространения ордовика. Так же широко развиты горизонты оолитовых руд; они разделяются и замещаются по простиранию сланцами с конкрециями из фосфата до 10 см длиной или из фосфата и пирита, или из кремня, иногда содержащими фауну. Руды сланцеваты, благодаря включению тонких прослоев сланцев или мелких конкреций фосфата.

Нижний рудный горизонт клавовско-осецкий, мощностью до 10—15 м, содержит обломки вулканических пород, подстилается лавами и туфами

диабазового состава и переходит в них по простиранию. У г. Бороуна диабазы служат висячим боком рудного тела. Выше лежит кишецкий рудный горизонт мощностью до 3 м. В шарецких слоях найдена богатая ископаемая фауна.

Мощность их от 20 до 200 м (в центральной зоне синклинория).

Л л а н д е й л о. В этом ярусе, в связи с его большой мощностью, чешские геологи выделили пять различных горизонтов, названных «слоями». Мощности лландейло Баррандиена колеблются от 230 до 1500 м, и состав пород его очень разнообразен. Для отложений этого яруса характерна четко выраженная смена песчаных фаций (близ геоантиклиналей) на глинистые (лишь с прослоями песчаников) в осевой полосе «Баррандовой мульды». Самые нижние слои лландейло — скалецкие, относятся еще к осецко-кваньской свите, как и описанные выше шарецкие слои лландейло. В восточной части Баррандиена скалецкие слои сложены кварцитами, а в западной части — сланцами и мощными пачками вулканических пород. Постепенный переход кварцитов в сланцы хорошо заметен в районах селений Рокицаны и Эйповице. Горизонт песчанистой оолитовой руды лежит в основании разреза скалецких слоев (месторождение Мнишек). Руда в нем переслаивается с песчаниками. В этих слоях найдена богатая фауна трилобитов. Мощность скалецких слоев от 60 до 150 м.

Вышележащие добротиевские слои (также принадлежащие еще осецко-кваньской свите) сложены черно-серыми слюдистыми сланцами с многочисленными мелкими конкрециями из кремня, фосфата и пирита, а также с богатой фауной трилобитов. Приуроченный к этим слоям карижский горизонт оолитовых руд переслоен сланцами и постепенно в них переходит. К центру Баррандиена сланцы и руды фациально замещаются вулканическими породами. Мощность слоев от 20 до 150—180 м.

К среднему лландейло относится толща драбовских кварцитов, довольно однообразная по составу. Это белые или светло-серые твердые слоистые кварциты или кремнистые песчаники, образующие в рельефе острые гребни (Kettner, 1937; Slavik, 1937; Bouček, 1937). Только в западной части Баррандиена среди них начинают появляться прослои сланцев. В основании кварцитов, в районе сел Збируг и Увалы, Б. Бучек (Bouček, 1937) отмечает увеличение мощности сланцев. Он считает их фацией более глубокого моря, чем вышележащие кварциты, в которых были найдены ходы червей, «скалиты» и волноприбойные знаки. В центральной части синклинория кварциты полностью выклиниваются и уступают место вулканическим породам. Б. Бучек (Bouček, 1937) относит эти вулканические породы к нижележащей осецко-кваньской свите, подчеркивая, что в горизонте драбовских кварцитов эффузивы не встречены. Оолитовых руд в драбовских кварцитах также нет. Их мощность колеблется от 5 до 150 м.

К верхнему лландейло относятся хрустеницкие слои загоржанской свиты, которые в свою очередь делятся на либенские и летенские. Нижние либенские слои присутствуют не везде и некоторыми геологами считаются фацией драбовских кварцитов (в восточной части Баррандиена). Они сложены черно-серыми сланцами с очень редкой фауной, содержащими в окрестностях г. Бороуна оолитовые, сильно сидеритизированные руды. К центру Баррандиена сланцы замещаются вулканическими породами.

Мощность либенских слоев от 30 до 100 м.

Верхние слои — летенские — представлены чередованием плитчатых песчаников, грубозернистых песчаных сланцев, граувакк, светло-серых кварцитов и оолитовых руд. Б. Бучек (Bouček, 1937) пишет, что летенские слои имеют флишевый характер. В районе сел Гржедле и Жебрак среди осадочных пород летенских слоев залегают основные вулканические породы.

Мощность летенских слоев меняется от 70 до 600—700 м в районе Праги и Бороуна.

Б. Бучек, И. Свобода и Ф. Прантль, а также В. Гавличек и М. Шнейдер (1958) считают, что хрустеницкие слои верхнего лландейло (либенские и летенские) отлагались в глубоком и не спокойном море.

Указанные авторы отмечают отсутствие или очень редкие находки ископаемых (например в районе г. Бероуна).

К а р а д о к соответствует нучичским слоям загоржанской свиты чешского разреза. Эти слои делятся на чернинские, хлустинские и богдалецкие (табл. 2).

Чернинские слои сложены черно-серыми слюдястыми сланцами с конкрециями пирита, а также граувакками и основными вулканическими породами. На северо-западном крыле синклиория эти слои включают мощный горизонт оолитовых руд (окрестности сел Здице, Хрустенице, Крагулов и др.). В основании чернинских слоев встречаются прослой кварцитов. Мощность этих слоев от 40 до 400 м.

Хлустинские слои сложены тонкослоистыми песчаниками, переслаивающимися с алевритовыми сланцами, с большим количеством конкреций фосфата и пирита. В окрестностях сел Хлустино и Здице в этих слоях многочисленны горизонты диабазовых туфов и агломератов. Оолитовые руды пока не обнаружены. Среди фауны преобладают бентосные формы. Мощность слоев около 100 м.

Верхние богдалецкие слои представлены тонкими слюдястыми расщепляющимися на чешуйки сланцами, граувакками, а в районе Праги — песчаниками. Во многих местах сланцы с конкрециями включают оолитовые руды (карлицкий рудный горизонт), среди которых есть прослой кремнистых песчаников с оолитами. В окрестностях г. Бероуна и села Здице среди сланцев, песчаников и оолитовых руд залегают покровы диабазов и прослой диабазовых туфов до 10 м мощности. Мощность богдалецких слоев от 100 до 250 м. Общая мощность загоржанской свиты карадока и верхнего лландейло доходит до 1000 м.

А ш г и л ь или здицкая свита делится на кралодворские и косовские слои. Нижние кралодворские слои сложены мягкими зелеными и серыми сланцами с тонкорассеянным пиритом.

В основании сланцев близ Праги залегает подольский рудный горизонт. Согласно Б. Бучеку (Bouček, 1937), В. Гавличку и М. Шнейдеру (1958), в это время было максимальное углубление моря. В центральной части Баррандиена и окрестностях Бероуна среди сланцев кралодворских слоев встречаются многочисленные продукты вулканических извержений (покровы диабазов и прослой диабазовых туфов). Мощность кралодворских слоев обычно колеблется от 200 до 300 м, но у г. Бероуна доходит до 600 м.

Вышележащие косовские слои представлены чередованием сланцев, песчаников и граувакк. Встречаются очень редкие линзы нечистых известняков. В основании и в кровле слоев отмечены конгломераты до 5 м мощностью. Оолитовых руд в этих слоях нет. В это время море начало отступать и глубина его была небольшая (Kodym, 1921), что подтверждается находками волноприбойных знаков и ходов червей в песчаниках. Наблюдающиеся местами несогласие между косовскими и кралодворскими слоями позволяет Б. Бучеку (1937) относить первые из них уже к силуру. Однако другие геологи считают косовские слои самыми верхними ордовика (Свобода и Прантль, 1958; Kettner, 1937, Kodym, 1921).

б) Рудные горизонты некоторых месторождений ордовика Чехии

В разрезе ордовика Чехии среди глинистых сланцев и песчаников, переслаиваясь с ними и с основными вулканическими породами, залегает 13 горизонтов оолитовых руд (табл. 3). Они встречаются во всех ярусах ордовика, выходя на поверхность по периферии центральной части синклиория Баррандиена, выполненного отложениями силура и девона.

Рудные горизонты чешского ордовика и их стратиграфическое положение

Рудный горизонт	Слой	Ярус	Месторождение
Подольский	Кралодворские	Апгиль	Окрестности Праги
Карлицкий Нучичский	Богдалецкие Чернинские	Карадок	Здице, Нучица, Хрустеница
Хрустеницкий Либенский Карижский Скалецкий	Летенские Либенские Добротиевские Скалецкие	Лландейло	Окрестности Бероуна Каржщек, Мнишек, Мнишек
Китецкий Клабовско-осецкий	Шарецкие	Лланвирн	Яйповец, Крупна- Гора, Мнишек, Кристина
Гудлицкий	Клабовские	Арениг	Мнишек, Крупна-Гора, Комарово
Голубковский Узский Трпеницкий	Олепские Миленские Трпеницкие	Тремадок	Узки, Узки, В восточной части Баррандиена

Если сопоставить распределение рудных горизонтов Чехии и Тюрингии, то оказывается, что верхний наиболее мощный горизонт последней области по положению в разрезе довольно точно соответствует хрустеницкому горизонту летенских слоев Чехии. Второй сверху горизонт Тюрингии соответствует кишецкому в шарецких слоях Чехии. Два прослоя руды, находящиеся в Тюрингии в основании аренига, соответствуют гудлицкому горизонту клабовских слоев Чехии. Таким образом, некоторые рудные слои Чехии находят своих аналогов и в разрезе ордовика восточной Тюрингии.

Месторождение Здице, Нучица и Хрустеница расположены на северо-западном крыле синклиория Баррандиена в полосе развития пород загоржанской свиты. Рудные тела имеют северо-восточное простирание, т. е. вытянуты так же, как и ось синклиория. Их падение направлено на юго-восток. Рудный горизонт нарушен сбросами.

Верхний пласт руды относится к карлицкому горизонту. Руда залегает согласно с вмещающими породами, образуя в них то очень тонкие, то более мощные прослои. Оолиты сложены хлоритом или хлоритом и гематитом, а цемент — хлоритом или сидеритом. Переслаиваясь со сланцами, руда кверху и книзу постепенно обедняется путем уменьшения количества рудных оолитов (Воушек, 1926, 1928).

Нучичский рудный горизонт представлен в основном хлоритовой рудой из шамозитовых оолитов, но на участке Здице — плотной и массивной хлорито-сидеритовой рудой общей мощностью до 15—22 м. Он залегает в основании чернинских слоев и слагает три длинные линзы, следующие одна за другой. Начинается этот горизонт в 10 км от Праги в дер. Ина-

чаны и тянется к юго-востоку на 8 км севернее Нучица до дер. Хрустенице. Здесь руда постепенно замещается по простирацию темными сланцами, содержащими как и руды, фосфоритовые, пиритовые и кремнистые конкреции. Юго-восточнее дер. Хрустенице руда замещается граувакками и сланцами.

Безрудная полоса сланцев тянется на 10—12 км до дер. Здице, где вновь переходит по простирацию в новую рудную линзу, протяженность которой 4 км, а максимальная мощность — 10 м. На глубине руда также постепенно переходит в пиритизированные сланцы и граувакки с фосфоритовыми конкрециями. После перерыва установлено появление новой рудной линзы мощностью в 6—8 м.

Месторождение Мнишек расположено на юго-восточном крыле синклиниория в 12 км на северо-восток от села Добржишь. Простираение слоев здесь юго-западное; общее падение слоев под углом 30—40° на северо-запад.

Самым верхним горизонтом разреза месторождения Мнишек являются драбовские кварциты. Верхний рудный горизонт — карижский — залегает в добротиевских сланцах, переслаиваясь с ними. Это окисленная руда из гематит-лимонитовых оолитов в таком же цементе. Ниже в кварцевых песчаниках основания скалецких слоев залегает также окисленный маломощный прослой песчанитовой оолитовой руды из гидрогетитовых оолитов с лимонитовым цементом.

В нижележащих шарецких слоях (ланвирн) среди кремнистых сланцев и вулканогенных пород имеется два рудных горизонта — кишецкий до 3 м мощности и клавовско-осецкий до 10—15 м мощности. Руда этих горизонтов относится к нескольким типам: а) гематитовая; б) смешанная из гематитовых и хлоритовых оолитов в сидеритовом очень плотном цементе; в) более рыхлая хлоритовая руда с шамозитовым цементом; г) прослой массивного неоолитового сидерита.

В руде встречаются прослой конкреций в виде «сигаровидных коликов» до 10 см длиной и 2—4 см шириной. Конкрекции состоят из фосфорита или из фосфата и пирита и располагаются на плоскостях слоистости.

Выклинивание руды в северо-западном направлении (т. е. к оси синклиниория) происходит путем расклинивания ее темными сланцами и уменьшения содержания оолитов в рудных прослоях.

Месторождение Яйповец находится на юго-западной периклинали синклиниория Баррандиена в 70 км от Праги. Рудное тело вытянуто в широтном направлении на 3,5 км между поселками Кишеде и Клаботы. Ширина разведанной зоны доходит в некоторых местах до 800 м. Крушногорская свита, соответствующая тремадоку, отсутствует и прямо на эффузивы верхнего кембрия ложится комаровская свита аренига. В основании ее лежит гудлицкий рудный горизонт, представленный богатой рудой из гематитовых оолитов в таком же цементе. Он имеет мощность от 0,5 до 5 м и начинается рудным конгломератом, который содержит много галек эффузивных пород. Общая мощность комаровской свиты на месторождении от 20 до 60 м. Выше ее лежат шарецкие слои осецко-кванской свиты, содержащие два рудных горизонта: клавовско-осецкий и кишецкий, каждый мощностью около 10 м. Как и на месторождении Мнишек, рудные слои этого возраста состоят из хлоритовых или хлоритово-гематитовых оолитов в сидеритовом цементе. Внутри руды встречаются прослой не оолитовых массивных сидеритов. В западной и северо-западной частях месторождения руда имеет максимальное развитие, и оба рудных горизонта шарецких слоев сливаются, причем руда достигает 25 м, а изредка и 30 м мощности.

В восточном и юго-восточном направлении в руде все чаще появляются прослой глинистых хлоритовых сланцев. Руда переходит по простирацию в тонкослоистые темные сланцы с граптолитами, постепенно уменьшая свою мощность.

На руднике «Кристина», где руда имеет всего 2—3 м мощности, отмечаются частые взаимопереходы руды и сланцев. Руда здесь не образует определенных горизонтов, а залегает в виде неправильно выклинивающихся линз на несколько различных стратиграфических уровнях.

На месторождениях Яйповец и Мнишек встречаются слои пиритовых оолитов, иногда содержащих значительную примесь фосфатов.

Месторождение Крушна-Гора расположено в 12 км от г. Бороун, к юго-западу от Праги, в небольшой брахисинклинали, протягивающейся с северо-востока на юго-запад на северо-западном крыле Баррандиена.

Рудная зона вытянута на 4 км, а ширина ее равна 500 м. Весь ордовик имеет здесь всего 400 м мощности и лежит прямо на докембрии.

На месторождении разрабатываются два рудных горизонта в шарцеких слоях лланвирна. Мощность нижнего (клавовско-осецкого) 8—15 м. Он подстилается туфовыми отложениями комаровской свиты, с которыми руды связаны постепенными переходами. Руда включает линзы туфов и прослой диабазов.

Всячий бок рудного тела сложен диабазами с характерной шаровой отдельностью, свойственной лавам подводных излияний.

Местами разрабатывается и верхний кишецкий рудный горизонт шарцеких слоев, имеющий в среднем 2 м мощности.

Руда обоих горизонтов сланцевата и сложена хлоритовыми и хлоритово-гематитовыми оолитами с сидеритовым цементом и прослоями сидерита.

Гулицкий рудный горизонт в клавовских слоях аренига также встречается на некоторых участках месторождения Крушна-Гора. Он состоит вверху из красных гематитовых оолитовых железняков от 3 до 5 м мощности и только в самом низу — из хлоритовых оолитов в сидеритовом цементе. Наблюдающаяся в некоторых местах сланцеватость зависит от тонких прослоев сланцев или фосфоритовых конкреций. Прослой туфов в рудном горизонте доходят до 1 м мощностью.

В основании ордовика имеется еще базальный рудный конгломерат из обломков гематитовой оолитовой руды, диабазов и туфов.

Голубковский рудный горизонт верхнего тремадока состоит из гематитовых оолитов в гематитовом же цементе (Увалы, Узки).

2. ТЮРИНГИЯ (ГДР)

а) Геологическое положение рудоносного района и характер вмещающих пород

Район распространения оолитовых железных руд в Тюрингии относится к внутренней южной зоне герцинской геосинклинальной области Европы, выделенной еще Огом (Науг, 1900). Геосинклинальный характер установился в этой области по крайней мере с начала кембрия и продолжался до нижнего карбона включительно. Начало складчатых движений в Восточной Тюрингии отмечается в девоне. Полоса осадочных пород ордовика и силура протягивается через Тюрингенский лес в северо-восточном направлении шириной в 2—3 км. В районе Грэфентале и Локовицы эта полоса расширяется до 10 км.

Рудоносный горизонт в Тюрингии, приуроченный к лландейльскому ярусу, распространен на площади многих десятков квадратных километров. Он настолько постояен, что используется при картировании как маркирующий горизонт, протягивающийся сплошной полосой через весь Тюрингенский лес в северо-восточном направлении. Он распространен в Грэфентале, Геберсрейте близ Геффеля, Обербёмсдорфе около Шлейца, в Штаренберге близ Гёрлица и в других местах. Основной рудный пласт, относящийся к лландейло, имеет наибольшую мощность, достигающую

15—20 м близ Шмидефельда. В других местах его мощность сокращается до 2—5 м.

Кратко разрез рудоносных отложений в районе месторождения Шмидефельд охарактеризован в табл. 4¹.

Таблица 4

Краткая характеристика разреза ордовика Тюрингии

	Ярус	Порода	Мощность, м
Силур	Уэнлок	Темные квасцовые сланцы, фациально переходящие в охристые известняки с прослоями филлитов	
Ордовик	Карадок	Темные валунчатые («кожистые») сланцы с горизонтом кварцитов («главный кварцит»)	500
	Лландейло	Темные пиферные сланцы, хлоритовые и слюдястые, с фосфатными конкрециями, переслаивающиеся с песчаниками. Среди них два рудных горизонта, разделенные кварцитом	50—100
	Арениг	Черные и темно-синие грифельные сланцы с прослоями песчаников или кварцитов. Третий и четвертый рудные горизонты, разделенные песчаными сланцами. Граувакки	75
	Тремадок	Фиковые пиферные сланцы, граувакки, песчаники. Вулканические породы. Магнетитовый кварцит	75
	Верхний кембрий	Фиковые сланцы. Песчаники Дебра. Основные вулканические породы. Ниже — известняки большой мощности	

Согласно А. Вурму (Wurm, 1925), С. Бубнову (1935) и М. Жинью (1952), к верхнему кембрию относятся основные эруптивы и красные сланцы с многочисленными прослоями диабазов. Здесь, как и в Чехии, отличительной чертой верхнего кембрия является интенсивный вулканизм. Фиковые сланцы верхнего кембрия без перерыва переходят в тремадок, хотя некоторые авторы (Dahlgren, 1927; Hundt, 1940) отмечают наличие перерыва между кембрием и ордовиком.

Т р е м а д о к сложен сильно слюдястыми зеленовато-серыми или синими пиферными сланцами с многочисленными прослоями граувакк, песчаников и черных кровельных сланцев («фиковые сланцы»). В верхах сланцев встречены покровы диабаза и палеопикрита. Кварцитовые граувакки включают прослой «магнетитового кварцита», который отнесен Р. Хундтом (Hundt, 1940) к горизонту $d\alpha_2$, т. е. крушногогорской свите Чехии. Фиковые сланцы богаты остатками фауны, в которой наряду с типичными видами тремадока встречаются еще и кембрийские виды (Schmidt, 1939). Мощность тремадока 75 м.

А р е н и г представлен темными кровельными сланцами и кварцитами, среди которых развиты два рудных горизонта. В западной части Тюрингии развит нижний рудный горизонт, лежащий на границе с тремадоком,

¹ Немецкие геологи не выделяют лланвирн, слой которого в их описаниях отвечают верхам аренига и низам лландейло. Ашгиль они включают в состав карадока.

а в местах отсутствия тремадока на границе аренига с кембрием. Он представлен гематитовыми или хлоритовыми оолитами в сидеритовом цементе. Руда фациально замещается кварцитом. Мощность руды и кварцита до 25 м. К востоку этот горизонт выклинивается.

В районе Шмидефельда два рудных горизонта, представленные красной песчанистой гематитовой рудой мощностью от 0,3 до 2,8 м, переслоены граувакками и песчанистыми сланцами и переходят по простираанию в кварциты. В. Фрейберг (Freuberg, 1923) отмечает в этой руде повышенное содержание TiO_2 (до 1,8%). Мощность аренига 75 м.

Л л а н д е й л о сложен темно-синими и черными грифельными сланцами, хорошо расщепляющимися на пластинки, с тонкими чешуйками мусковита и хлорита на плоскостях слоистости и с удлиненными конкрециями из фосфата или пирита. В сланцах встречаются прослои песчаников и граувакк. В этом ярусе имеется два рудных горизонта. Нижний горизонт или «шамозитовый пласт» состоит из крупных шамозитовых оолитов (до 2 мм в диаметре) и пизолитов (до 1,5 см в диаметре), залегающих в шамозитовом же, частично сидеритизированном, цементе. Мощность нижнего шамозитового пласта в районе Шмидефельда от 0,5 до 2 м. В районе Риттергут-Шпарнберга (западнее Хиршберга на Заале) нижний шамозитовый пласт местами представляет собой магнетитоносный кварцит с тюрингитовыми прослоями. В областях контактового метаморфизма октаэдры магнетита в этом горизонте доходят до 2 мм, встречаются гранаты и иглы роговых обманок.

Выше лежит кварцитовый сланец или так называемый клинковый кварцит, с большим количеством чешуек слюды и хлоритовых минералов, переходящий постепенно в вышележащий «главный шамозитовый пласт». Мощность кварцитового сланца 20—25 м.

Главный или верхний рудный горизонт, по В. Фрейбергу (Freuberg, 1923), лежит на границе лландейло и карадока, но Ф. Дальгрюн (Dahlgrün, 1927) считает его эквивалентом горизонта dγ чешского лландейло. Он состоит из двух частей. Верхний слой сложен мягкой тюрингитовой породой с линзами тюрингитовых оолитов и переслаивается с темными оливково-зелеными чешуйчатыми сланцами. Иногда тюрингитовый цемент оолитов верхнего слоя бывает замещен сидеритом. В районе Геберсрейта тюрингитовые концентры оолитов часто перемежаются с концентратами магнетита или биотита. Встречаются пиритовые оолиты с кварцевым ядром и магнетитовой наружной оболочкой. Присутствуют оригинальные сростки магнетита и тюрингита, а также распыленный магнетит.

Мощность верхней тюрингитовой части главного рудного горизонта изменяется от 1 м в Шмидефельде до 14 м у Геберсрейта.

Нижняя часть представляет собой «главный шамозитовый пласт» от темно-серого до почти черного цвета. Оолиты сложены одним шамозитом или состоят из чередующихся концентров этого минерала с гематитом. Шамозитовый цемент частично или полностью замещен сидеритом. В зонах метаморфизма (например, близ Уллерсрейтера) этот пласт изобилует остроугольными октаэдрами магнетита и содержит несколько прослоев хлоритовых сланцев, которые разделяют его на несколько частей. Иногда хлоритовые сланцы замещаются сидеритом и включают отдельные оолиты на плоскостях слоистости. В некоторых местах внутри этого рудного горизонта имеется слой пиритовых или пиритово-фосфатных оолитов, аналогичных описанным А. Хейсом (Hayes, 1931) для руд Ньюфаундленда. Мощность шамозитового пласта 18—20 м.

В сланцах, прослоях песчаников и в рудах постоянно встречаются фосфатные, кремнистые или пиритовые конкреции величиной с грецкий орех.

Мощность отложений лландейло от 50 до 100 м.

К а р а д о к сложен темными глинистыми сланцами, часто называемыми «кожистыми». Рудничные геологи считают, что это выветрелая часть

сланцев, аналогичных лландейльским. В основании сланцев залегает слой кварцита до 1,5 м мощностью, в котором в виде галек встречаются диабазы и другие вулканические породы. Мощность карадока до 500 м.

Нижний силур сложен породами совершенно иного характера. Это бурые, так называемые «квасцовые» сланцы, фациально переходящие в охристый известняк до 20 м мощностью.

б) Типы руд Восточной Тюрингии и их минералогический состав

Районы развития оолитовых руд ордовика в Тюрингии были перечислены в предыдущей главе.

Их месторождения не так многочисленны, как в Чехии или Арморике, а рудоносные горизонты развиты лишь в арениге и лландейло.

Многие исследователи отмечают большое сходство ордовичских оолитовых руд Тюрингии, Чехии и Арморики. Однако при изучении мировой литературы по минералогии руд нижнего палеозоя и докембрия разных стран выясняется, что все они имеют много общих черт.

Руды Тюрингии изучаются давно и многие старые посвященные им работы до настоящего времени остаются образцами детального изучения некоторых минералов. К таким работам можно отнести исследования Е. Залинским (Zalinski, 1904) хлоритовых минералов Тюрингии или В. Фрейбергом (Freyberg, 1923_{1,2}) различных типов руд этого района.

Наибольший интерес как по разнообразию типов руд, так и по их минералогическому составу представляет главный рудный горизонт (до 20 м мощностью) близ Шмидефельда. Руды залегают здесь среди темных кремнистых сланцев, граувакк и кварцитов, иногда повторяя текстуру вмещающих пород. Они представлены то плотными разностями, в которых оолиты крепко сцементированы сидеритом или гематитом, то мягкими легко распадающимися и рассыпающимися разностями с тюрингитовым цементом.

Размер оолитов колеблется в большом интервале от 0,2 до 2,6 мм в диаметре, но бывают прослои руды с хорошо отсортированными оолитами от 0,8 до 1 мм. Как и во всех других ордовичских рудах, здесь встречаются пизолиты до 1,5 см в диаметре. Однако более, чем в Шмидефельде, они распространены в месторождении Риттергут-Шпарнберге, западнее Хиршберга.

Ядром оолитов служат зерна кварца, хорошо образованные кристаллы шамозита, обломки окисленной руды более древней генерации, но иногда ядро не распознается. Распределение и количество оолитов в руде очень неравномерно. В некоторых случаях при постепенных переходах руд в сланцы и песчаники, путем уменьшения количества оолитов, состав цемента идентичен составу вмещающих пород. Это особенно характерно для тюрингитовых разностей руд.

В Восточной Тюрингии можно выделить следующие типы руд:

1. Хлоритовые руды оливково-зеленого, серебристо-серого или черного цвета. Среди них немецкие геологи различают:

а. Тюрингитовые руды, в которых оолиты и цемент, а также прослойки сланцев с небольшим количеством оолитов, сложены тонкочешуйчатым тюрингитом с ясной спайностью, идущей в одном направлении, и со слабым двулучепреломлением. Кроме концентров оливково-зеленого тюрингита, в оолитах встречаются концентры безцветного тюрингита и биотита. Оба минерала настолько свежи и четко отграничены один от другого, что не может быть и речи о превращении биотита в тюрингит, или наоборот. Тюрингит, видимо, менее шамозита способен к оолитообразованию. Оолиты в тюрингитовых сланцах рассеяны редко и крайне неравномерно, образуя карманы, облакоподобные скопления и реже линзы до 2—3 м мощностью. Это не шарообразные оолиты, а сплюснутые трехосные эллипсо-

иды до 1,5 мм длиною и не более 1 мм шириной. В цементе встречаются оригинальные сростки кварца и тюрингита, а также прослойки различных слюд. Большое количество жидких включений в зернах кварца и чешуйках тюрингита позволяет предполагать быстрое выделение минералов.

В зоне метаморфизма руды состоят из оолитов, в которых концентры тюрингита чередуются с магнетитом (например в Геберсрейте). Однако концентры сидерита совместно с тюрингитом в оолитах никогда не встречаются. В цементе метаморфизованных руд магнетит находится в виде тонкого порошка или зерен, которые часто наращиваются тюрингитом или биотитом. Иногда эти минералы отделены от магнетита светлой зоной бесцветного тюрингита.

Выветривание и окисление тюрингита с превращением его в лимонит идет всегда сначала по плоскостям слоистости рудного тела и уже потом охватывает его целиком.

б. Шамозитовые руды представляют собою темно-зеленую или черную плотную массивную породу большей частью с преобладанием оолитов над вмещающей массой.

Оолиты состоят из зеленого с синим оттенком шамозита или из шамозита, чередующегося с концентрами гематита. Оолиты часто неравномерно замещены сидеритом, реже сложены этим минералом целиком.

Цемент руды состоит из шамозита, более или менее замещенного сидеритом, или из одного раскристаллизованного сидерита. Так называемая шамозитовая руда в основном состоит из двух минералов — шамозита и сидерита, — которые присутствуют как в оолитах, так и в цементе в самых разных пропорциях. Встречаются участки, в которых оолиты располагаются в шамозитовой вмещающей массе неоолитового строения, лишенной сидерита, тонкими (по 1—2 см) прослойками. Однако главной отличительной чертой шамозита от тюрингита в рудах ордовика Тюрингии является склонность первого к оолитообразованию и постоянная его ассоциация с сидеритом. В связи с широким распространением среди шамозитовых руд сидерита и большей его твердостью (около 6), этот тип руд всегда плотный и массивный, а тюрингитовые руды, наоборот, бывают мягкими и рассыпчатыми. Наблюдается также резкое различие в содержании кварца. Тюрингит всегда богат рассеянными в нем хорошо образованными зернами кварца, а шамозит содержит лишь редкие кристаллы кварца неправильной формы. Шамозит не образует никогда сростания с кварцем, как это постоянно встречается в тюрингитовой руде.

В зонах метаморфизма шамозитовые оолитовые руды изобилуют магнетитом, гранатами и роговой обманкой. Кроме постоянного присутствия в оолитах и цементе руд порошкового магнетита, вмещающая масса бывает насыщена остроугольными октаэдрами магнетита до 2 мм в диаметре. Особенно богаты магнетитом хлоритовые руды и сланцы близ Уллерсрейта, а также маломощный (от 0,5 до 2 м), но ясно выделяющийся пласт g, в Шмидефельде (Greyberg, 1923) с очень крупными оолитами в шамозитовом цементе, лишенном сидерита.

Часто магнетит принимает участие в строении оолитов, слагая концентры их, перемежающиеся с хлоритовыми или гематитовыми концентрами. Встречаются оолиты, у которых отдельные концентры сложены фосфатом или пиритом. Иногда оолиты состоят из одного магнетита, окружающего кварцевое зерно.

В самых низах ордовика, на границе с верхним кембрием, лежит магнетитовый кварцит с прослойками тюрингитовых сланцев. Магнетит образует цемент кварцевых зерен и частично их замещает. В хлоритовых рудах встречаются участки пиритовых оолитов в таком же цементе или только пиритовый цемент. При замещении хлоритов карбонатом наблюдается выделение кремнезема в виде халцедона или опала, который образует наружные концентры оолитов или участки в цементе.

Иногда оолиты окружены лимонитом, но этот минерал, образующийся при местном окислении, никогда не слагает в хлоритовых рудах внутренних частей оолитов. Он образуется лишь по трещинам в цементе или по наружному концентру хлоритовых оолитов.

2. Гематитовые руды, состоящие из:

а) гематитовых оолитов в сидеритовом цементе;
б) гематитовых оолитов в таком же цементе. Вторая разновидность гематитовых руд развита довольно широко и встречается не только в верхних частях рудной залежи, в зоне окисления, но постоянно отмечается и в нижних горизонтах как для Тюрингии, так и для ордовичских руд других стран. В Тюрингии в районе Шмидефельда красные железняки залегают в арениге ниже хлоритовых горизонтов. Скорее всего это объясняется тем, что гематитовые руды лежат здесь среди кварцитов и переслаиваются песчаниками или сильно песчанистыми сланцами (породами более водопроницаемыми и доступными для окисления), в то время как хлоритовые руды лландейло ассоциируют с тонкими темными глинистыми водонепроницаемыми сланцами. Такая же картина наблюдается в Северном Уэльсе, Чехословакии и Арморике.

Гематитовые руды Тюрингии часто ассоциируют с магнетитом или мартитом и содержат прослой окисленного сидерита, который образовывался в процессе диагенеза по хлоритовым глинистым сланцам. То же самое наблюдается в Северном Уэльсе и в рудах Анжу.

3. СЕВЕРНЫЙ УЭЛЬС (Англия)

а) Геологическое положение рудоносного района и характер рудовмещающих пород

Палеозойские оолитовые руды Англии связаны с геосинклинальными отложениями кембрия и ордовика, выходящими на территории Северного Уэльса. Большая часть рудных залежей приурочена к слоям нижнего лландейло и аренига (скиддав). Однако более мелкие рудные залежи встречаются в тремадоке и верхнем кембрии. Таким образом, руды развиты в пределах довольно большого стратиграфического интервала.

Стратиграфии и фациям кембрия и ордовика Уэльса посвящено много работ. Геология района наиболее полно изложена Б. Смитом и Т. Невилем Джоржем (Smith and Neville George, 1935), а палеогеография разных эпох ордовика описана О. Т. Джонсом (Jones, 1936, 1938).

Согласно этим работам, Северный Уэльс в нижнем палеозое являлся частью обширной каледонской геосинклинальной системы, которая протягивалась с северо-востока на юго-запад от Норвегии до Ирландии. Кроме Уэльса, складчатые нижнепалеозойские и докембрийские породы выходят на поверхность в Озерной области на восточном берегу Ирландского моря, в Южных и Северных нагорьях Шотландии. На остальной территории Великобритании нижний палеозой перекрыт платформенными отложениями девона и более молодых систем.

В разрезе ордовика английские геологи выделяют девять фациальных зон, вытянутых параллельно общему простираению геосинклинальной системы с северо-востока на юго-запад.

Наиболее глубоководной считается третья зона, проходящая севернее Уэльса через Озерную область. В ней большая часть разреза ордовика и силура сложена глинистыми граптолитовыми сланцами, хотя в некоторых горизонтах появляются эффузивные породы, туфы, известняки и конгломераты. Несмотря на большую полноту разреза третьей зоны, железные руды здесь отсутствуют. Они приурочены к следующей на юго-восток, четвертой фациальной зоне и к прилегающей части пятой зоны (фиг. 1).

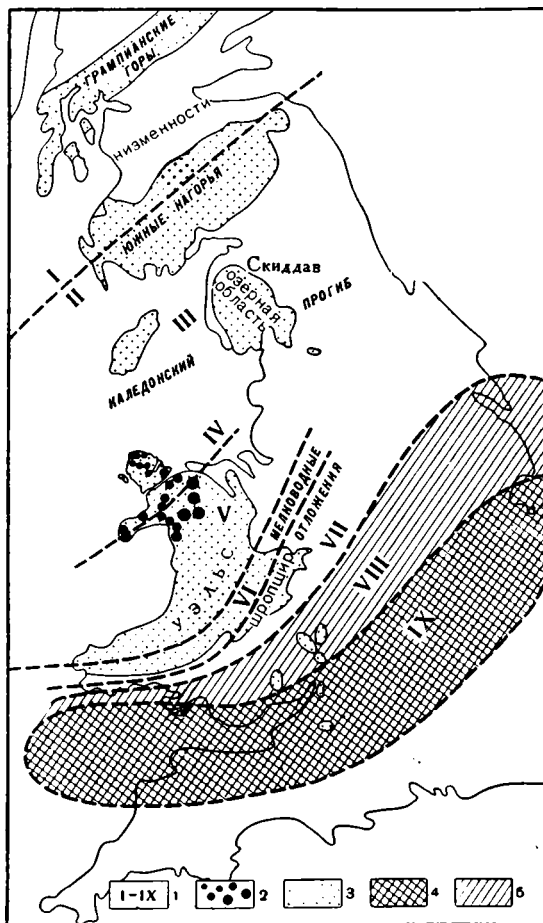
В следующих на юго-восток шестой и седьмой фациальных зонах во многих горизонтах ордовика и силура появляются мелководные известняки с богатой ископаемой фауной брахиопод, кораллов, иглокожих и трилобитов, причем в седьмой зоне, в основании силура, наблюдается перерыв. В восьмой зоне он расширяется почти на весь ордовик, кроме тремадока. Наконец, в девятой зоне ордовик выпадает полностью и верхний ландоверил ложится прямо на кембрий.

Такой характер изменения разрезов ясно говорит о том, что в ордовике к юго-востоку от Уэльса располагалась суша. Однако оолитовые руды приурочены не к прибрежной зоне ордовика, а к зоне, удаленной от береговой линии бассейна, судя по палеогеографическим картам Джонса на 150—240 км. Эта зона соответствует переходу от области развития мелководных неритовых осадков ордовика в Юго-Восточном и Южном Уэльсе к Озерной области, где развиты глубоководные пелагические фации.

Приведенный ниже разрез ордовика и верхнего кембрия Северного Уэльса относится к четвертой фациальной зоне, где расположены основные месторождения оолитовых руд.

В двух местах на побережьях Северного Уэльса и на полуострове Энглеси, отделенном от него узким проливом, выходят сложено дислоцированные породы докембрия. В основании — это гнейсы, а выше — мощная толща вулканогенно-осадочных пород: риолитовых и андезитовых лав, их туфов и агломератов, переслоенных то более, то менее мощными пачками пестрых песчаников и сланцев.

Кембрий и тремадокский ярус ордовика развиты не повсеместно. Их полный разрез имеется в массиве Сноудона у северного берега Уэльса и в большом куполообразном поднятии Харлеха, где подошва кембрия не обнажена. На о-ве Энглеси и на юго-западном конце п-ва Ллейн кембрий и тремадок выпадают из разреза и на докембрий ложится прямо арениг¹.



Фиг. 1. -Схематическая карта палеогеографии Северного Уэльса в ордовике, по М. Жинью (1952) и О. Джонсу (1938), с указанием месторождений оолитовых железных руд.

1 — фациальные зоны ордовика; 2 — месторождения оолитовых руд; 3 — досилурийские и силурийские отложения; 4 — суша в течение всего ордовика; 5 — суша после тремадока

¹ За пределами описываемой зоны мелкие выходы кембрия известны в Юго-Восточном и Юго-Западном Уэльсе.

В разрезах Сноудона кембрий начинается мощными конгломератами, несогласно залегающими на докембрии. Выше их в нижнем кембрии развиты пестрые сланцы, тонкослоистые мелкозернистые песчаники и граувакки. В разрезах купола Харлех встречены основные лавы и туфы (свита кэрфа), в среднем кембрии — пестрые сланцы, а в верхнем кембрии — сначала песчаные сланцы с лингулами и трилобитами, а выше более глубоководные темные сланцы. Общая мощность кембрия достигает 3200 м, из которых нижний кембрий занимает от 460 до 1200 м, средний 830—950 м, а верхний 1380—1700 м.

В целом отложения кембрия представляют собою преимущественно терригенные геосинклинальные образования. Известняки среди них в Северном Уэльсе совершенно отсутствуют.

В верхнем кембрии можно выделить несколько свит, различающихся по составу пород (сверху вниз):

1) свита Долгели — черные и голубые аргиллиты и сланцы с трилобитами и брахиоподами мощностью около 70 м;

2) свита Фестиниог — серые и голубоватые глинистые сланцы с лингулами, переслоенные плитчатыми песчаниками и граувакками, мощностью около 540 м;

3) свита Ментврог — серые и голубые глинистые сланцы с тонкими прослоями полевошпатовых песчаников и граувакк и с покровами основных вулканических пород мощностью 90—100 м;

4) нижние лингулевые сланцы — песчаные сланцы с прослоями песчаников мощностью местами до 1500 м.

В свите Ментврог этого разреза наблюдается появление основных лав среди сланцев. Именно в этой свите на контактах сланцев и лав или по соседству с выходами лав появляются самые древние в Уэльсе прослой оолитовых железных руд. В соседних по разрезу свитах, сложенных такими же глинистыми сланцами, но без основных подводных излияний, оолитовые руды отсутствуют.

Т р е м а д о к в разрезах Уэльса везде связан с верхним кембрием постепенными переходами, а между тремадоком и аренигом наблюдаются следы перерыва. Местами, как указывалось выше, арениг трансгрессивно ложится прямо на докембрий. Многие авторы отмечают, что с аренига началось углубление и расширение геосинклинального прогиба, в котором отлагались нижнепалеозойские породы Уэльса. Поэтому английские геологи относят тремадок к верхнему кембрию, а ордовик начинают с аренига.

Тремадок в районе города, давшего этому ярусу название, представлен серо-синими аспидными плитчатыми сланцами с конкрециями пирита, трилобитами и первыми граптолитами из рода *Dictyonema*, мощностью около 300 м. Эти сланцы местами переслаиваются с очень твердыми кремнистыми аргиллитами и аркозовыми песчаниками. На южном крыле купола Харлех в разрезах тремадока появляются прослой основных лав и туфов. Еще более интенсивная вулканическая деятельность для этого времени отмечена в более южных районах Уэльса. На о-ве Скомер, у юго-западного выступа Уэльса, тремадок сложен мощной серией вулканических пород (до 900 м), представленных чередованием порфиров, мелафиров и оливиновых долеритов.

Во второй снизу зоне тремадока (зоне *Dictyonema sociale*), в районе г. Тудвальса (Tudwals) в Северном Карнарвоншире на склонах массива Сноудон Т. Николас (Nicholas, 1915) описал горизонт оолитовой железной руды. Из его описаний неясно, есть ли поблизости выходы вулканических пород, но во всяком случае руда появляется в том горизонте разреза, который на соседних участках целиком или частично сложен эффузивами и туфами.

А р е н и г многие английские геологи называют скиддавом (по имени населенного пункта в Озерной области, где этот ярус представлен

мощными граптолитовыми сланцами). Он залегает в Северном Уэльсе то на тремадоке, то на более древних породах, вплоть до докембрия. В местах трансгрессивного залегания арениг начинается обычно конгломератами, мощность которых иногда бывает довольно значительна (в северном Карнарвоншире близ г. Тудвальса до 115 м). Они сложены плохо окатанными гальками кварца и обломками кембрийских сланцев, а иногда и обломками палево-красных кремнистых пород. Конгломераты переслаиваются с вулканогенными породами основного состава и содержат прослой яшм. Мощность конгломератов основания аренига очень изменчива, и в местах его залегания на тремадоке они слабо развиты или совсем исчезают, замещаясь глинистыми сланцами с прослоями кварцитовых песчаников. Такие же породы лежат в верхах аренига в местах развития мощных конгломератов. Аренигские глинистые сланцы имеют темный цвет и богаты полевошпатовым материалом. Они содержат бедную ископаемую фауну граптолитов и трилобитов, по которым выделено несколько палеонтологических зон.

Покровы диабазов и прослой диабазовых туфов встречаются на различных стратиграфических уровнях, хотя обычно не многочисленны. Мощная вулканическая толща Аренигских гор, отнесенная выделившим ее А. Седжвиком к этому ярусу, оказалась принадлежащей лландейло, судя по находкам в туфах граптолитов.

Оолитовые руды отмечены в арениге близ Бетюза и Жермона в районе Сноудона (Williams, 1927) и в Лландегане близ Аберданона (Nicholas, 1915). В последнем пункте они залегают в самой верхней части яруса, в низах же его развиты железистые песчаники с оолитами.

В районе г. Лайн-Гардер небольшая линза руды надвинута на аренигские сланцы (Nicholas, 1915). Во всех этих случаях руды имеют хлоритово-гематитовый состав и залегают среди сланцев и песчаников по соседству с выходами основных вулканических пород. Общая мощность аренига колеблется от 100 м в некоторых пунктах о-ва Энглеси до 500 м в районе Сноудона.

Л л а н д е й л о. Этот ярус наиболее богат основными вулканическими породами, а также оолитовыми рудами. В нем широко развиты темные или черные кремнистые сланцы, слюдястые (обычно серицитовые) аргиллиты, кварциты и песчаники с большим количеством кремнистых и фосфатных конкреций. Характер залегания руд среди этих пород виден на фиг. 2.

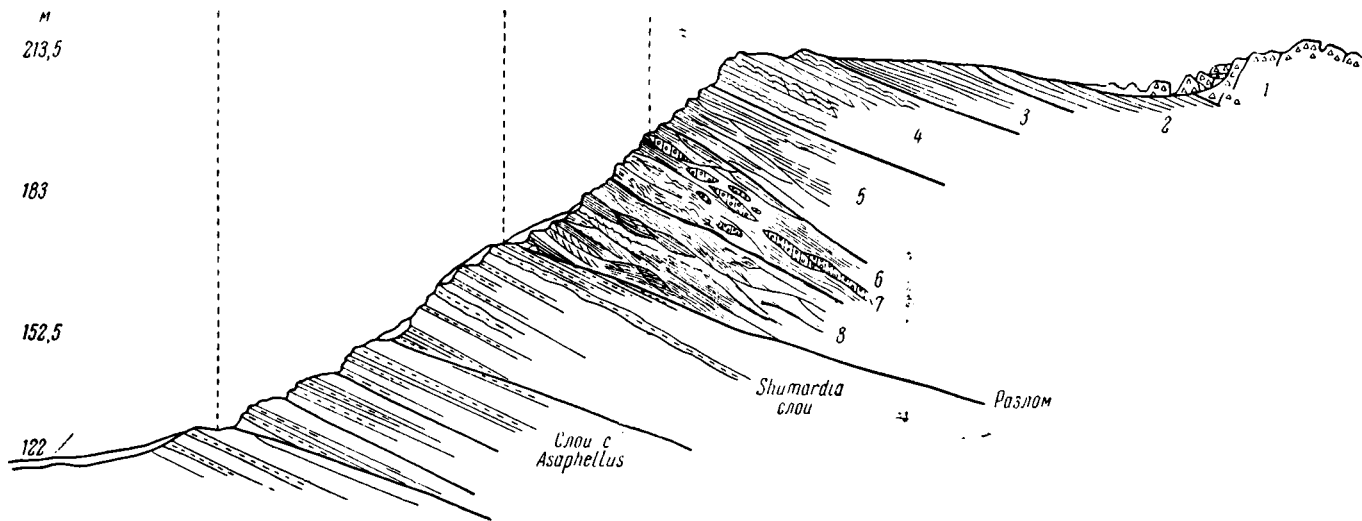
Многие английские геологи отмечают, что именно в лландейло на территории Северного Уэльса была интенсивная вулканическая деятельность, в большинстве случаев подводная, но иногда, может быть, вулканы поднимались над уровнем моря в виде островов. Особенно мощная толща диабазовых лав и туфов (свыше 1000 м) слагает хребет Аренигских гор и окружающие его возвышенности. По периферии этого хребта располагаются многочисленные выходы оолитовых руд, приуроченные к разным горизонтам, но преимущественно к нижней половине лландейло (месторождения Бетюз, Жермон, Мэрионет, Карнарвон и др.).

В связи с таким расположением выходов руд многие авторы (Fearnsides, 1910; Greenly, 1919, 1923; Cox, 1920, 1925; Williams, 1927) подчеркивали их парагенетическую связь с основными эффузивами и рассматривали последние как источник железа для образования руд.

Для руд и рудовмещающих пород характерно присутствие конкреций из кремня, фосфатов, пирита и сидерита.

В верхах лландейло характер вулканической деятельности изменяется. На смену диабазам появляются андезиты, долериты, риолиты. Может быть, в связи с этим в верхах лландейло исчезают прослой и линзы оолитовых руд.

Общая мощность лландейло в Северном Уэльсе колеблется от 600 до 1000 м.



Фиг. 2. Разрез в районе Гиддин-Дикум на юго-востоке Карнарвоншира, показывающий соотношение пород тремадока и лландейло вкrest разлома по (Fearnside, 1910).

1 — долерит; 2 — кремнистый сланец; 3 — плитчатый слюдястый песчаник; 4 — андезитовые туфы, частично раскристаллизованные адиолоподобные породы; 5 — полосчатые сланцы, выветрелые и разбитые трещинами кливажа; 6 — темные дислоцированные сланцы, часто сильно нарушенные с линзами оолитовой руды; 7 — оолитовые железные руды; 8 — смятые сланцы с граптолитами синего и свинцово-серого цвета

В Южном Уэльсе лландейло сложен маломощными прибрежными известняками, которые переслаиваются с различными терригенными породами, но не содержат ни руд, ни продуктов вулканических извержений.

К а р а д о к. В этом ярусе Северного Уэльса отмечается вулканическая деятельность кислого характера. В это время на сравнительно ограниченной площади накапливаются мощные риолиты и пирокласты «группы Сноудона». Они переслаиваются и сопровождаются граптолитовыми сланцами. В некоторых районах Северного Уэльса карадок сложен породами, отличными от более древних ярусов ордовика. Это известковистые сланцы, известняки с брахиоподами, песчаники и конгломераты с известковым цементом. Многие исследователи отмечают, что в карадоке известковые породы со всех сторон «наступают» на Северный Уэльс, сужая район накопления вулканогенной кремнисто-сланцевой формации. Они объясняют это обмелением геосинклинального прогиба.

Т а б л и ц а 5

Разрез ордовика некоторых месторождений Северного Уэльса-

	Криксит и Аинис-Таупин	Тремадок	Бекюз, Жермон
Карадок	Темно-серые и черные дислоцированные сланцы. Риолитовые лавы и агломераты	Серые полосчатые и тонкослойные сланцы. Вулканические породы группы Сноудона	Темные сланцы и мощная серия риолитовых вулканических пород до 500 м
Лландейло	Черные сланцы без ископаемых и основные вулканические породы. Ниже — сланцы с граптолитами, песчаники и оолитовые руды. Мощность 305 м	Черно-синие немые сланцы и андезитовые лавы. Ниже — темные сланцы с граптолитами и горизонтами оолитовых руд. Вулканические породы	Верхняя часть яруса — риолиты и туфо-песчаники. Ниже — серо-синие сланцы. Андезитовые лавы. В основании эти породы переслаиваются с оолитовыми рудами. Мощность 500—700 м
Арениг	Пиритизированные сланцы с оолитовой рудой. Базальный конгломерат с кварцевым цементом. Основные вулканические породы. Мощность 30 м	Сланцы и конгломераты с неправильной слоистостью. Прослой туфа до 7 м. Мощность 20—30 м	Серые и зеленые кремнистые сланцы с прослоями песчаников и горизонтами оолитовых руд. Основные вулканические породы. Мощность 300—500 м
Тремадок	Серо-голубые сланцы, плитчатые аргиллиты с пиритом. Ржавые сланцы с кремнистыми прослоями (яшмы) и конкрециями пирита. Мощность 260 м		Отсутствует
Верхний кембрий			Черные и голубые аргиллиты, плитчатые сланцы с прослоями полевых шпатов (Долгели). Серо-голубые сланцы, плитняки и граувакки (Фестивог). Серые и голубые сланцы, граувакки с полевошпатовым материалом. Основные вулканические породы и оолитовые руды (Ментврот). Мощность до 500 м

В связи с изменением формационного характера осадочных пород и иным характером вулканизма оолитовые руды в карадоке отсутствуют. Мощность отложений карадока изменяется в очень больших пределах. В зоне развития риолитовых лав и туфов Сноудона она местами превышает 1000 м, но на площадях развития известковистых сланцев сокращается до 100 м.

Ашгилий сложен сланцами с граптолитами и трилобитами. Среди них встречаются прослои известняков, а в Уэллшпуле этот ярус целиком сложен раковинными известняками. Мощность ашгилия от 15 до 130 м.

Вышележащие породы низов силура также представлены граптолитовыми сланцами с прослоями известняков, но без примеси вулканического материала. Это показывает, что смена формаций, начавшаяся в карадоке, с верхов ашгилия распространилась на всю территорию Северного Уэльса.

Степень фациальной изменчивости ордовичских отложений Северного Уэльса видна из сравнения разрезов в районах некоторых месторождений (табл. 5). Для характеристики строения рудного пласта приводим разрез рудоносных отложений месторождения Пландегай близ Бангора, по А. Халлимонду (Hallimond, 1925).

Мощность

1. Породы всячего бока.	
2. Темный глинистый тонкослопый сланец с массой агрегатов, зерен и пластинок шамозита, а также зерен кварца и хлоритизированных полевых шпатов. В этом слое наблюдается постоянная примесь вулканического (пеплового) материала	0,20
3. Шамозитовый аргиллит, песчанистый с разбросанными хлоритовыми оолитами. Встречаются фосфоритовые конкреции и фосфатные оолиты.	0,25
4. Руда из шамозитовых оолитов и пизолитов в сидеритовом цементе, частично окисленном	0,31
5. Гематитовая руда с обломками аргиллитов в основании. Плотно расположенные мало отсортированные оолиты из гематита в хлоритово-сидеритовом цементе, местами окисленном	3,05
6. Черная оолитовая руда с сидеритовым цементом	0,6
7. Аргиллит песчанистый с изолированными кристаллами, гнездами, конкрециями и неправильными зёрнами пирита. Кварцевые зёрна грубо-угловаты. Полевые шпаты представлены микроклином. Местами развит пиритовый цемент.	0,04

б) Типы руд Северного Уэльса и их минералогический состав

Месторождения ордовичских оолитовых железных руд в Северном Уэльсе многочисленны и встречаются на площади в 1500 кв. миль (2415 км²). Они расположены на о-ве Англеси, в Карнарвоншире и Мэрионетшире. Это месторождения: Бетюз, Жермон, Ген-дай-Кепел, Ланеган, Эбер, Кьюм-Байчен, Сент-Тадвольс, Кадер-Идрис, Пентарфай, Брайн-Поэти, Лайн-Эрак, Пен-айр-Олт и другие.

Литература по уэльским рудам обширна. Ее свели и синтезировали Р. Шерлок и Т. Кентролл (Sherlock and Cantrill, 1920). Еще в 1910 г. В. Фрейнсайд (Fearnside, 1910) считал их метасоматическими, но с 1925 г., когда появилась работа А. Халлимонда (Hallimond, 1925 и др.), было доказано осадочное происхождение уэльских руд. Однако в те же годы А. Кокс (Cox, 1920, 1925) и Г. Вильямс (Williams, 1927) отметили, что источником железа оолитовых руд надо считать мощную серию основных лав ордовика и верхнего кембрия. Г. Вильямс пришел к этому заключению, описав оолитовые руды в ментврогских слоях верхнего кембрия.

Руды Северного Уэльса обычно представлены плотной, массивной породой, часто повторяющей текстуру вмещающих аргиллитов и сланцев. Иногда руды залегают в полевошпатовых песчаниках, как например, в Брайн-Поэти. В этом случае оолиты включают зерна полевых шпатов. Английские геологи рассматривают это как доказательство недетритного происхождения оолитов и их роста во взвешенном состоянии. Переход руды

во вмещающие сланцы всегда постепенный — путем уменьшения количества оолитов. В связи с этим и распределение оолитов во вмещающей массе различно. В некоторых случаях цемента мало, оолиты тесно сгружены и часто сдавлены и разрушены. В других случаях они рассеяны во вмещающей массе, чаще всего хлоритовой, как в Тюрингии. Размер оолитов от 0,25 до 2 мм¹. Более 2 мм оолиты редки. Пизолиты достигают 2, реже 4—5 см в диаметре. Ядром оолита обычно служит зерно кварца, полевого шпата или хлорита, иногда обломок окисленного оолита более древней генерации, реже спиккулы губок. Оолиты обычно концентрически зональны, среди них никогда не встречаются радиально-лучистые разности. Кроме чисто хлоритовых оолитов и оолитов из хлорита, чередующегося с гематитом, часто встречаются оолиты, замещенные частично или полностью сидеритом (Тремадок, Мес-эй-Гер, Эбер), гематитом (Ландегай), магнетитом (Бетюз, Жермон, Пен-айр-Олт), пиритом (Бетюз, Жермон и другие) или вторичным кварцем. В некоторых случаях, подобно тому, что встречается в докембрийских рудах Северной Австралии или Верхнего Озера, оолиты замещены полностью и превращены в опалово-сидеритовые образования.

Цемент оолитов очень разнообразен. Чаще всего — это чисто хлоритовый скрытокристаллический или полностью перекристаллизованный, пронизанный жилками стилпномелана, вторичный хлорит (месторождения Пен-айр-Олт, Бетюз, Жермон). В других случаях хлорит частично замещен сидеритом или цемент только сидеритовый, причем острые грани крупных его зерен изрезают наружные концентры оолитов (Ландегай, Мес-эй-Гер). Опалово-сидеритовый цемент отмечен для руд Брайн-Поэт и Энглеси.

Красные железняки из гематитовых оолитов и такого же цемента, то есть полностью окисленные руды, широко развиты на месторождении Ландегай и менее на других.

Для руд и вмещающих слоев характерно богатство и разнообразие конкреций. Черные, темно-серые и кремовые конкреции состоят из кремня (например, в Лландегане, по Nicholas'у (1915), коллофана (Slavik, Slavikova, 1920), пирита или сидерита. При выветривании пиритовых конкреций в сланцах наблюдаются характерные белые пятна, связанные с образованием квасцов. Многие исследователи руд Уэльса отмечают большое сходство заключенных в них конкреций с конкрециями руд Тюрингии и Арморики и считают, что присутствие их указывает на сравнительно медленное отложение осадков и продолжительное пребывание их непосредственно на морском дне. Однако, учитывая большие мощности всех подразделений ордовика Уэльса, это представляется неверным. Типы руд Северного Уэльса выделены В. Пульфреем (Pulfrey, 1933) по минералогическому и текстурному признаку:

1. Хлоритовые руды. Это наиболее широко распространенный тип руд. Он встречается во всех месторождениях. Пульфрей делит такие руды на подгруппы: а) преимущественно шамозитовые и б) преимущественно тюрингитовые. Они сложены хлоритовыми оолитами в хлоритовом цементе, иногда частично замещенном другими минералами. А. Халлимонд (Hallimond, 1925) считал, что в рудах Уэльса встречаются только две разновидности хлорита: шамозит и гидрослюдистый хлорит стилпномелан. Однако В. Пульфрей (Pulfrey, 1933) нашел среди этих руд и другие виды хлоритов.

2. Магнетит-хлоритовые руды. Этот тип руд образовался в результате метаморфизма. Оолиты состоят из хлорита и магнетита, но последний образует всегда неправильные участки и зоны.

¹ Присутствие в руде вместе с мелкими сравнительно крупных оолитов (до 2 мм в диаметре) характерно для большинства месторождений нижнего палеозоя и докембрия. Среди более молодых отложений крупные оолиты встречаются лишь в немногих месторождениях, например, в керченских.

В цементе, преимущественно хлоритовом, магнетит распространен в виде зерен и неправильных участков (Кадер-Идрис, Кросс-Фоксис, Бегюз, Жермон).

3. Гематит-хлоритовые руды. Такие руды могут быть: а) первичными, если состоят из оолитов с чередующимися концентрами гематита и хлорита в хлоритовом цементе, и б) частично окисленными, когда хлоритово-гематитовые оолиты лежат в гематитовом или смешанном (хлорит-гематитовом) цементе.

4. Гематитовые или окисленные красные железняки состоят из гематитовых оолитов в таком же цементе. В. Пульфрей (Pulfrey, 1933) считает, что, кроме гематита, в оолитах и цементе присутствует и турьит. Эти руды часто включают мартит и магнетит. Они очень похожи на описанные Б. Фрейбергом (Freiberg, 1923) для Тюрингии и часто встречаются ниже по разрезу, чем хлоритовые руды. Окисленные руды развиты в Ландегае, близ Бангора.

5. Пиритовые руды, в которых В. Пульфреем выделяются: а) пиритовые оолитовые руды и б) пиритизированные неоолитовые аргиллиты. Пиритом сложены оолиты и их цемент в тонком (15 см) базальном слое месторождений Кросс-Фоксис и Кадер-Идрис. Встречены такие слои и в Ландегае. Пиритизированные аргиллиты широко развиты в Треффриве. Вообще пирит встречается в небольшом количестве во всех рудах Северного Уэльса и в этом случае явно вторичен. Однако прослой сплошных пиритовых оолитов, залегающие среди черных пиритовых сланцев и аргиллитов, могут быть сравнены с аналогичными прослоями в рудоносной толще месторождения Вабана, которые А. Хейс считал первично-пиритовыми (Hayes, 1931). Пирротин в виде зерен в цементе и в оолитах встречается в Лайн-Эран и Кадер-Идрис. Здесь же небольшие участки пиритовых оолитов залегают в оригинальном каолиновом цементе. В рудах месторождения Кадер-Идрис встречены также кристаллы халькопирита.

6. Псевдооолитовые руды, по В. Пульфрею, имеют вид галечек или сфероидально-шаровых образований из гематита или сидерита в гематитовом или гематито-сидеритовом цементе. В этих рудах часто встречаются прослой туфов и обломки дайковых пород (Мес-ай-Гер, Эбер, Треффрив).

7. Сидериты массивные неоолитовые состоят из кристаллического сидерита и иногда включают редкие оолиты. Сферосидериты встречены только в виде небольшой залежи в Ланджиен и Сент-Тедвальс. Это тонкокристаллическая сине-серая плотная порода с включением зерен полевых шпатов. Под микроскопом сферические агрегаты сидерита имеют размеры от 0,2 до 0,55 мм.

8. Хлоритово-сидеритовые неоолитовые породы являются скорее всего метаморфизованными сланцами.

Английские геологи отмечают две особенности руд Северного Уэльса, важные для правильного понимания условий их образования. Первая заключается в том, что не наблюдается соответствия между величиной оолитов размерностью сопровождающего их обломочного материала. В одном слое руды оолиты могут быть весьма различными по величине, но сопровождаются они обычно прекрасной отсортированным терригенным материалом алевритовой или даже пелитовой размерности. Максимальный размер зерен кварца достигает 0,2 мм, что в 10 раз меньше максимального диаметра оолитов. Это показывает, что в рудах Уэльса оолиты после своего образования в процессе раннего диагенеза не подвергались перемыванию, как это было при формировании почти всех залежей оолитовых руд в более поздние эпохи геологической истории.

О том же говорит другая литологическая особенность руд Северного Уэльса. В них ни разу не была встречена косяя слоистость оолитового материала, которая характерна для многих более молодых месторождений руд этого типа и описана А. Хейсом (Hayes, 1915) для ордовичских руд

Вабана в Ньюфаундленде. Невыветрелые разности руд Уэльса часто обнаруживают тонкую горизонтальную слоистость, обусловленную «густотой» оолитов и отчасти их размерностью. В рудах, подвергшихся сильным диагнетическим изменениям, метаморфизму или окислению при выветривании, эта первичная горизонтальная слоистость становится менее отчетливой или вообще стирается.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУД

! Первой общей особенностью всех оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия является их приуроченность не к платформенным, а к геосинклинальным отложениям, которые позднее подвергались складчатости, а часто и метаморфизму. В противоположность более поздним эпохам оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия на платформах неизвестны ни в виде месторождений, ни в виде маломощных прослоев. В это время на платформах отлагались прибрежные мелководные морские отложения, фациально сходные с теми, которые в более поздние эпохи содержат оолитовые руды, но ниже девона в них никто таких руд не находил. Они отсутствуют в кембрийских и ордовичских отложениях Прибалтики и Волыно-Подольской плиты, Сахары и Северо-Западной Австралии, Сибирской платформы и Северо-Американской платформы, хотя в этих областях в нижнем палеозое широко развиты те формации и те фациальные обстановки, которые в более поздние периоды истории Земли становятся благоприятными для образования оолитовых руд.

Так, например, отложения ордовика в разрезах по р. Днестру и в южных районах Волыно-Подольской плиты в формационном отношении похожи на средне- и верхнедевонские отложения Воронежской антеклизы. Это такие же маломощные мелководные известняки, мергели и глинистые сланцы с прослоями алевролитов и песчаников. В обоих случаях эти породы залегают на склонах выступов докембрия, содержащего мощные толщи железистых кварцитов и месторождения богатых мармитовых руд. Несмотря на это сходство условий, породы ордовика Волыно-Подольской плиты не содержат прослоев оолитовых руд, а в девоне Воронежской антеклизы они многочисленны. Еще больше формационное сходство с рудоносным девонем Воронежской антеклизы, Татарии и Тимана обнаруживают ордовичские слои северо-запада Европейской части СССР, некоторые комплексы кембрийских и ордовичских отложений Сибирской платформы, кембрий и ордовик склонов купола Озарк, купола Нешвилл и других районов Северо-Американской платформы в пределах США, однако ни в одной из этих областей развития нижнего палеозоя оолитовые железные руды неизвестны.

Совершенно неизвестны они и в платформенных отложениях верхнего докембрия, которые пересечены многочисленными скважинами в центральных и восточных районах Русской платформы и развиты на западном склоне Украинского кристаллического массива, вокруг кристаллического ядра Анабарской антеклизы на севере Сибирской платформы, на западном склоне Лаврентьевского щита (формация Белт в США, формация Кьюиноу в Канаде), в Индостане (виндийская система) и в других областях земного шара.

Интересно отметить, что, по данным А. С. Новиковой (1959), в рифейское и в девонское время на Русской платформе развивались сравнительно узкие, линейные прогибы, очень сходные по морфологии и характеру выполяющих их формаций. В обоих случаях образование этих прогибов сопровождалось возникновением разломов вдоль их бортов и проявлениями вулканической деятельности. Однако девонские отложения в таких про-

гибах содержат прослои оолитовых железных руд (Казанско-Сергиевский прогиб), а рифейские не содержат.

Единственным кажущимся исключением из правила о приуроченности древнейших оолитовых руд только к геосинклинальным образованиям является присутствие их в синийских и ордовичских отложениях тех областей Китая, которые на некоторых тектонических картах относятся к платформам. Однако для Китая вопрос о том, какие области считать платформенными, а какие геосинклинальными, еще далеко не решен. Весь юго-восток Китая, который на тектонической карте Чжан Вень-ю, опубликованной в 1959 г., отнесен к досинийской платформе, теперь китайскими геологами считается зоной каледонид. Те же участки, которые они продолжают считать древними платформами, очень подвижны, их отложения дислоцированы, местами метаморфизованы и во многих отношениях сходны с геосинклинальными. Кроме того, важнейшие месторождения оолитовых руд Китая, связанные с синийскими отложениями района Калгана, образовались уже, несомненно, в геосинклинальных условиях.

Они приурочены к нижним свитам сложно построенной толщи синийских отложений, которая в этом районе имеет мощность более 7 км, содержит горизонты андезитовых лав и сильно дислоцирована. Глубокий синийский прогиб Си-Шаня, на северо-западном крыле которого расположены месторождения оолитовых руд Калгана, отнесен к геосинклинальным образованиям на последнем варианте тектонической карты Китая, составленном под редакцией Чжан Вэн-ю, Хуан Цзи-тина, Ма Синь-юаня и Чень Го-да. В том, что этот район в синийское время представлял собой геосинклиналь, убеждены также тектонисты Геологического института АН СССР: Е. В. Павловский, Н. П. Херасков, Н. А. Штрейс, А. Л. Яншин и др.

Как геосинклинальный прогиб синийского времени этот участок изображается на Тектонической карте Евразии, составляемой сейчас в Геологическом институте АН СССР.

Таким образом, материал по Китаю не противоречит выводу об исключительной приуроченности древнейших оолитовых руд к геосинклиналям. Скорее, наоборот, присутствие оолитовых руд является критерием для отнесения вмещающих их пород к геосинклинальным.

Причины отсутствия оолитовых руд в типичных платформенных отложениях нижнего палеозоя и докембрия сейчас еще недостаточно ясны.

Постепенное перемещение в истории Земли осадочного рудообразования из геосинклиналей на платформы Н. М. Страхов объясняет двумя обстоятельствами (Страхов, 1960, т. 2, стр. 218).

Во-первых, он отмечает, что в ходе геологической истории геосинклинальные зоны становились все меньше по площади, а платформенные все большими и это должно было понизить значение геосинклиналей в рудообразовании, а значение платформ повысить.

Во-вторых, кроме сужения геосинклинальных областей, должны были меняться черты их тектонического режима и геоморфологии. Дифференциальные движения в них становились все более резкими, а рельеф вследствие этого все менее благоприятным для развития процессов химического выветривания, в котором Н. М. Страхов видит единственный источник возникновения осадочных рудных концентраций железа, марганца и алюминия.

В общей схеме положения Н. М. Страхова совершенно справедливы. Однако они не объясняют полного отсутствия оолитовых руд в платформенных отложениях нижнего палеозоя и докембрия. Обширные платформы северного полушария — Северо-Американская, Русская и Сибирская, а также Африканская и Австралийская — сформировались в основном еще в дорифейское время и приобрели современные размеры и очертания после байкальской складчатости. Условия осадконакопления на них в нижнем

палеозое и в более поздние периоды палеозойской эры часто были очень сходными. И если, несмотря на это, в додевонское время среди их осадков не возникали не только месторождения, но даже отдельные прослои оолитовых руд, то можно сделать вывод, что в нижнем палеозое геохимическая жизнь платформ была иной, чем в более поздние эпохи.

Очевидно, на платформах в то время не возникали условия для мобилизации железа в растворы и осаждения его в форме оолитовых руд. Может быть, в то время из-за отсутствия наземной растительности повсеместно господствовали условия выветривания, подобные тем, которые сейчас наблюдаются только в аридных зонах.

Второй важной тектонической особенностью древнейших месторождений оолитовых руд является приуроченность их не к окраинным, а к центральным частям геосинклинальных областей. Анализируя тектонические закономерности размещения осадочных руд, Н. М. Страхов пишет, что геосинклинальные месторождения железа, марганца и алюминия расположены в окраинных их частях, на небольшом удалении от платформ, так как для их образования необходим «длительно существующий слабо выраженный рельеф», в условиях которого на водосборах формируется кора выветривания. Возникновение такого рельефа возможно «лишь на базе очень медленных, вялых эпейрогенических движений, которые являются, следовательно, необходимым тектоническим фоном рудообразования» (Страхов, 1960, т. II, стр. 215—218).

Вялые эпейрогенические движения, характерные для платформ, по Н. М. Страхову, могут иногда существовать и в краевых частях геосинклинальных зон. Иными словами, образование осадочных руд железа, марганца и алюминия характерно для тектонических и геоморфологических условий платформ, а в геосинклинальных областях они образуются преимущественно в окраинных частях, потому что здесь временами возникают условия, близкие платформенным.

Однако оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия ведут себя совершенно иначе. Для правильного понимания их генезиса очень важно, что приурочены эти месторождения не к окраинным, а к центральным, удаленным от платформ частям геосинклинальных областей. Для руд докембрийских это, может быть, и недостаточно ясно, потому что сейчас трудно восстановить границы платформ, существовавших во время их отложения, но это очень хорошо устанавливается при анализе размещения нижнепалеозойских руд.

Для ордовических месторождений Северного Уэльса ближайшей была гипотетическая платформа Эриа, остатки которой предполагают в люисских гнейсах Гебридских островов и северо-западного побережья Шотландии. Считается, что большая часть этой платформы в настоящее время переработана опусканиями и погружена под воды Атлантического океана. От Карнарвоншира в Северном Уэльсе до предполагаемого края платформы Эриа в море к северу от Ирландии 375 км. Другие платформы нижнепалеозойского времени удалены от Северного Уэльса на значительно большие расстояния.

Ордовические месторождения Бретани, Анжу и Нормандии удалены на многие сотни километров от всех действительно существовавших и предполагаемых платформ нижнепалеозойского времени. До предполагаемого края платформы Эриа в Атлантическом океане от них более 750 км, до края Русской платформы на юге Швеции более 1250 км, до края Африканской платформы более 1850 км.

Для месторождений Португалии ближайшей платформой с докембрийским складчатым основанием была Африканская, но расстояние до ее края не менее 1200 км.

Месторождения Чехословакии и Тюрингии также расположены далеко от края ближайшей к ним Русской платформы. Это расстояние трудно точно

определить, так как юго-западная граница Русской платформы погребена под мощными молодыми отложениями и проводится по-разному. Большинство геологов проводит ее вдоль так называемой линии Торнквиста, которая идет от северо-восточного подножья Келецко-Сандомирских гор в Польше (сложенных геосинклинальным палеозоем) к юго-западным берегам Норвегии. Эта линия совпадает с северо-восточным бортом глубокого линейного Польско-Датского прогиба, в котором мощность триаса более 2000 м, мощность юры более 3000 м и мощность мела почти 3500 м (Пожарыский, 1960). Если проводить юго-западную границу Русской платформы здесь, то расстояние от нее до ближайших месторождений Чехословакии (Крушна-Гора) составит 375 км, а до ближайших месторождений Тюрингии 490—500 (до Шмидефельда — 510 км). На Тектонической карте Европы в масштабе 1:2500000, подготовленной сейчас к изданию, Н. С. Шатский, вопреки мнению польских и германских геологов, рассматривает Польско-Датский прогиб как внутриплатформенное образование и протягивает территорию Русской платформы к западу от него через Северо-Германскую низменность до Голландии. При таком варианте проведения границы платформы расстояние от нее до ордовичских месторождений Тюрингии и Чехословакии сокращается, но все же остается значительным. Для первых оно будет 160—180 км, а для вторых — 220—240 км.

Нижнепалеозойские оолитовые руды Северной Америки также отлагались на значительном расстоянии от края платформы. От месторождения Вабана до середины пролива Белл-айл между Ньюфаундлендом и п-вом Лабрадор, где можно проводить юго-западную границу Канадского щита, расстояние равно 500 км. Приблизительно такое же расстояние отделяет месторождение Никтокс-Торбрук в Новой Шотландии от эстуария Святого Лаврентия, на южном берегу которого выходят уже складчатые геосинклинальные отложения нижнего палеозоя (Ирдли, 1954).

Для докембрийских месторождений трудно привести точные цифры расстояния их от платформ. Однако в книге А. Н. Мазаровича (1951) приведена карта, на которой показано вероятное расположение протерозойских геосинклиналей Северной Америки, по Денбару. Судя по этой карте, гуронские месторождения оолитовых руд на южном берегу оз. Верхнего и месторождения п-ва Унгава на Лабрадоре лежат в центральных частях единой геосинклинальной зоны.

Только одно из ордовичских месторождений в Марокко — Айт-Амар образовалось на небольшом расстоянии от края Сахарского щита Африканской платформы. В Южном Марокко северная граница Сахарского щита устанавливается не очень точно, потому что к его докембрийским породам непосредственно примыкают такие же метаморфизованные породы глубоко размытых ядер антиклинорий герцинской складчатой зоны (Choubert et Termier, 1947; Choubert et Marcais, 1952; Termier, 1952). Однако при любых вариантах проведения этой границы расстояние от нее до месторождения Айт-Амар не превышает первых десятков километров. М. Жинью (1952, стр. 103) прямо связывает появление оолитовых руд в ордовичских отложениях районов Тафиль и Угарта с близостью Сахарского щита.

Таким образом, за исключением месторождений Марокко, все нижнепалеозойские и докембрийские оолитовые руды образовались в центральных частях геосинклинальных областей, удаленных от края существовавших тогда платформ.

Этот вывод несколько отличается от вывода Н. М. Страхова, который неоднократно подчеркивал большую роль геосинклинального рудонакопления в древние геологические эпохи, но предполагал, что такого типа месторождения (в Брегани, Нормандии, Уэльсе и т. д.) «отвечали более или менее консолидированным массивам внутри геосинклинальных зон» (Страхов, 1960, т. II, стр. 216). По нашим данным, никаких консолидированных массивов в районах отложения этих руд не существовало.

Это определяет формационный характер отложений, с которыми связаны древнейшие месторождения оолитовых руд, а отчасти также минералогические и химические особенности самих руд.

Далее необходимо выяснить положение месторождений оолитовых руд в поперечном разрезе через частные геосинклинали. Последующие тектонические нарушения и эрозионные размывы во многих случаях затрудняют выяснение этого вопроса. Но для некоторых месторождений их первоначальное структурное положение может быть восстановлено, например, для месторождений Северного Уэльса. По разрезам и палеогеографическим картам английских авторов, главным образом О. Т. Джонса (Jones, 1938), хорошо видно, что ордовичские руды Уэльса отлагались на крыле очень крупного геосинклинального прогиба, осевая зона которого с особенно мощными осадками (более 6200 м ордовика, более 3675 м силура) располагалась северо-западнее и проходила через Озерную область.

По направлению к юго-востоку отложения, содержащие руды, замещаются сравнительно маломощными мелководными, преимущественно известняковыми безрудными породами, отлагавшимися в пределах геантиклинального поднятия Центрального и Южного Уэльса. По направлению к северо-западу они замещаются мощными толщами батиальных граптолитовых сланцев и вулканических пород, которые также руд не содержат.

В Бретани руды также отсутствуют в наиболее глубоком прогибе, который известен под названием «Армориканского рва». Их месторождения располагаются к северу и к югу от него, на крыльях большой нижнепалеозойской геосинклинали.

ФОРМАЦИОННЫЙ ХАРАКТЕР РУДОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Второй общей особенностью древнейших оолитовых руд является формационный характер отложений, с которыми они связаны. Во всех нижнепалеозойских месторождениях состав сопровождающих руду пород однообразен и позволяет говорить, что все они относятся к единой формации. Руды докембрия залегают в близких по составу породах и относятся, вероятно, к той же или близкой формации.

Во всех изученных месторождениях повторяется одинаковый парагенез пород. Это темные тонко- и горизонтально-слоистые глинистые сланцы, аргиллиты и кремнистые сланцы, переслоенные обычно такими же темными (но иногда и светлыми) алевролитами и песчаниками. В зонах метаморфизма сланцы становятся хлоритовыми, серицитовыми и графитизированными, а песчаники превращаются в кварциты. Во многих месторождениях развиты прослои яшм и роговиков (Португалия, Уэльс, Австралия, Верхнее Озеро, Унгава, Ньюфаундленд, Чехия, Южная Африка). В рудоносных породах постоянно присутствуют кремнистые, фосфатные, пиритовые или сидеритовые конкреции, а также прослои кремней. Все эти осадочные породы и руды либо переслоены с основными лавами, либо связаны с ними фациальными переходами. Если не в разрезах самих месторождений, то в соседней фациальной зоне той же формации основной вулканизм всегда бывает ясно выражен (на расстоянии не более первых десятков километров).

Характерно отсутствие известняков, доломитов, мергелей или каких-либо других карбонатных пород, а также пород с карбонатным цементом.

Таким образом, для формации, с которой связаны древнейшие месторождения оолитовых руд, характерен следующий парагенез пород: кремнистые и глинистые сланцы, песчаники, вулканы, прослои яшм и роговиков. Оолитовые руды являются патрическим членом парагенеза, как говорил Н. С. Шатский (1955, 1960), хотя их количество бывает и незначительно, а мощности их прослоев во много раз меньше, чем мощности других пород формации (сланцев и песчаников).

Характер взаимоотношений пород формации повторяется во всех месторождениях и показывает тесную связь их друг с другом.

Руды никогда не образуют одного четко ограниченного горизонта. Они, как правило, залегают многими прослоями, протягиваясь на большие расстояния и перемежаясь с указанными выше породами. Переход к безрудным породам обычно постепенный. Выше и ниже рудного пласта некоторое количество оолитов присутствует в сланцах или песчаниках в виде вкрапленности или карманов, затем оно уменьшается, а потом оолиты и совсем исчезают. Очень часто цемент оолитовой руды совершенно идентичен цементу песчаников, а хлорит глинистых сланцев принадлежит тому же минералогическому виду, что и хлорит цемента руд.

Многие геологи, изучавшие руды Бретани, Тюрингии и Уэльса, особенно подчеркивают, что чешуйки тюрингита или шамозита в пустотах кровельных сланцев или тюрингитовые прослои в кварцитах Шмидефельда того же происхождения, как и в концентраторах оолитов или в цементе руд.

Фациальные переходы по простиранию оолитовых руд в сланцы, песчаники или вулканические породы отмечены при описании всех месторождений этого типа. Часто на многие метры можно наблюдать близкую текстуру в прослоях руд и вмещающих пород. В одних случаях руды также тонко- и горизонтальнослоисты, как вмещающие их глинистые сланцы, а в других — песчаники обладают такой же косой слоистостью, как и прослой руд.

Фосфатные, кремнистые и другие конкреции встречаются как в руде, так и во вмещающих породах, часто располагаясь по плоскостям слоистости. Иногда встречаются конгломераты, которые состоят из рудных обломков или обломков вулканических пород близкой размерности, соединенных одинаковым сидеритовым цементом.

Характерен также состав обломочных минералов. В более поздние геологические эпохи, когда рудообразующие растворы поступали с континентальных площадей выветривания, руды сопровождалась мономиктовыми и олигомиктовыми, преимущественно кварцевыми песчаниками и алевролитами. Руды же нижнего палеозоя и докембрия сопровождаются разнообразным полимиктовым обломочным материалом. Часто наблюдается свежий невыветрелый пирокластический материал. Во многих местах руды переслаиваются с граувакками и граувакковыми сланцами. Это отмечается для ордовичских месторождений Чехии, Тюрингии, Северного Уэльса, северо-запада Франции, Португалии и для докембрийских месторождений — района Верхнего Озера и Унгары. При описании ряда других месторождений упоминаются обломки и свежие зерна вулканических пород.

Таким образом, присутствие переотложенного невыветрелого вулканического материала может считаться характерным признаком рудоносной формации нижнего палеозоя и докембрия. Среди обломочных минералов в этой формации часто присутствует значительное количество свежих полевых шпатов. «Аморианские» песчаники аренига в Нормандии, содержащие руды, описаны как полевошпатовые. Оолиты этих руд формируясь захватывали и зерна полевых шпатов. Аркозовые песчаники и «полевошпатовые сланцы» развиты в месторождениях Уэльса и Португалии (Halli-mond, 1925; Candido de Medeiros, 1950). По-видимому, они появляются в тех случаях, когда в соседних геоантиклиналях имели место проявления байкальской складчатости и связанные с ними гранитные интрузии. Для Франции это доказано работами Прюво (Pruvost, 1949) и других авторов.

Присутствие в рудоносных отложениях нижнего палеозоя и докембрия большого количества свежего грауваккового и полевошпатового материала позволяет сделать вывод о том, что в эпохи образования руд этого возраста в пределах соседней размывавшейся суши не происходили процессы интенсивного выветривания.

Для древнейших месторождений оолитовых руд характерна многочисленность рудных горизонтов и большие возрастные интервалы эпох рудообразования.

В ордовике Чехии насчитывается 13 рудных горизонтов, среди которых есть и выдержанные одиночные мощные пласты (Подольский, Карлицкий и др.) и сложно построенные из многих прослоев, разделенных сланцами (Нучичский, Шарецкий и др.). Наиболее древние рудные слои относятся к тремадоку, наиболее молодые — к ашгилю. Рудообразование продолжалось здесь в течение всего ордовика.

В Тюрингии два горизонта руды приурочены к лландейло, два — к аренигу. Однако в сложных по строению рудных горизонтах лландейло описываются четыре различных типа руд, переслоенных сланцами.

В Северном Уэльсе оолитовые руды встречаются в верхнем кембрии, тремадоке, арениге и лландейло, но количество рудных горизонтов непостоянно. В разных районах они присутствуют на разных стратиграфических уровнях в зависимости от местных особенностей разреза.

На севере палеозойского массива северо-западной Франции руды развиты в «анжерских» сланцах лландейло и в «армориканских» песчаниках аренига. Во многих работах можно встретить указание, что в Нормандии, в сланцах лландейло лежит один рудный горизонт. Тем не менее в подробно описанных разрезах между Баньолем и Алансоном присутствует пять рудных прослоев, отделенных друг от друга пачками сланцев.

В более южных районах северо-западной Франции — (Бретани и Анжу) стратиграфический интервал рудоносности расширяется. Многочисленность рудных пластов в «армориканских» песчаниках бассейна Анжу считается правилом.

В месторождении Пенслу этого бассейна имеется 11 рудных горизонтов, мощностью от 0,15 м до 7 м каждый, разделенных сланцами и туфогенными породами. По возрасту наиболее древний из них относится к верхнему кембрию, наиболее молодой к лландейлскому ярусу ордовика. Четыре главных и наиболее мощных рудных горизонта построены сложно. В каждом из них насчитывается до восьми отдельных прослоев руды. В силу такого строения рудной толщи некоторые авторы считают, что в разрезах Анжу имеется до 70 прослоев руды.

Месторождение Вабана в заливе Консепшен-бай на Ньюфаундленде имеет 12 рудных слоев различного состава (арениг-тремадок), от 0,5 до 4,5 м мощностью, но многие из них сложны, и, по А. Хейсу (Hayes, 1928, 1931), только одних гематитовых прослоев оолитовых руд среди сланцев и песчаников можно выделить до 60.

Также многочисленны горизонты руд и на других месторождениях описываемой формации, чем она существенно отличается от большинства рудоносных формаций более молодого возраста.

Многие авторы отмечают ритмичность строения пород формации, причем породами ритма являются: сланцы, руда, песчаники и вулканические породы. Чешские геологи даже называют такое строение флишевым, что, конечно, неправильно.

ГРАНИЦЫ И МОЩНОСТИ ВУЛКАНОГЕННОЙ КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВОЙ РУДОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ

Следующей особенностью оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия является большая мощность отложений, к которым они приурочены. Если в более молодых системах мощность рудоносных формаций измеряется десятками или, реже, сотнями метров, то в нижнем палеозое и докембрии она измеряется километрами.

В районах развития нижнепалеозойских месторождений эта формация обычно охватывает весь ордовик, иногда с верхами кембрия, а во Франции — с низами силура. Поэтому цифры мощностей ордовика, которые можно собрать в литературе, до какой то степени дают представление о мощности всей формации. Мощность ордовика в Тюрингии близка 1000 м, в Чехии колеблется от 1500 до 2000 м, возрастая в рудоносном районе между Берауном и Прагой до 2500 м, в Северном Уэльсе также от 1500 до 2000 м, достигая в районе Сноудона 2500 м, на северо-западе Франции — от 1000 до 1500 м, доходя у Бреста до 2000 м. На северо-востоке Ньюфаундленда, где сохранился от размыва только нижний ордовик, его мощность близка 1000 м.

Такого же порядка цифрами определяются мощности формаций, содержащих оолитовые руды в докембрии.

Такие большие мощности формации указывают на большой размах тектонических движений и на большое прогибание района седиментации во время ее образования.

Вулканогенная кремнисто-сланцевая рудоносная формация нижнего палеозоя на севере Бретани трансгрессивно лежит на различных по составу породах докембрия. В других районах Северо-Запада Франции, в Уэльсе, Тюрингии и Чехии, где верхний кембрий характерен интенсивным основным вулканизмом и еще входит в состав рудоносной формации, ниже вулканических пород лежит другая по характеру терригенная геосинклинальная формация. Она представлена мощными толщами песчаников и сланцев с прослоями известняков и мергелей, но без эффузивов. Граница между нею и рудоносной формацией проходит чаще в середине, но иногда и в кровле верхнего кембрия.

На Ньюфаундленде и в Новой Шотландии рудоносные толщи также подстилаются мощными глинистыми сланцами и песчаниками с прослоями известняков, но без эффузивов. А. Ирдли пишет, что «до сих пор в кембрийских отложениях Ньюфаундленда не было установлено вулканических пород» (Ирдли, 1954, стр. 222).

Если в разрезе палеозойских эвгеосинклиналей рудоносная формация обычно подстилается мощной песчано-сланцевой формацией, лишенной эффузивов, то покрывается она, как правило, карбонатной формацией, по возрасту относящейся к силуру.

Почти для всех изученных районов кровлей формации можно считать границу силура и ордовика. В районах развития изученных месторождений силур обычно налегает на ордовик несогласно и после перерыва в осадконакоплении начинается отложение пород, связанных с иными условиями образования. В Тюрингии, Чехословакии, Северном Уэльсе, Португалии и Марокко породы нижнего силура сложены известняками, доломитами или известковистыми сланцами, т. е. породами совершенно иной формации.

В районе залива Концепшенбай на Ньюфаундленде, где расположено месторождение Вабана, породы моложе нижнего ордовика вообще отсутствуют (размыты и стерты ледником).

Единственным районом, где несогласие между силуром и ордовиком отсутствует, где кровля формации поднимается до основания лудлоу и где в низах силура имеются такие же месторождения руд, как в ордовике, является район Арморики. Оолитовые руды встречаются здесь в темных ампелитовых сланцах уэнлока, на которых лежат битуминозные известняки лудлоу.

Такое более длительное отложение пород вулканогенной кремнисто-сланцевой формации во Франции объясняется, по-видимому, тем, что эвгеосинклинальный режим, начавшийся в кембрии, продолжался здесь не только весь ордовик, но также и силур. Начало складчатости здесь было уже в девоне, а замыкание геосинклинального прогиба — в карбоне.

Таким образом, формация, содержащая оолитовые руды, приурочена в основном к ордовику, иногда расширяясь и переходя в силур. Породы ее, представленные главным образом сланцами, песчаниками и вулканитами, содержат прослои оолитовых руд то по всему разрезу ордовика (Чехия), то приурочены к лландейло и аренигу (Тюрингия), то развиты лишь в арениге (Португалия, Вабана), то, наконец, они могут встречаться в каждом ярусе начиная от верхнего кембрия до низов лландейло включительно (Уэльс).

Протяженность формации определяется формой и размерами бассейна, которые часто трудно поддаются изучению.

Единственный район, где можно проследить латеральные переходы рудоносной формации нижнего палеозоя — это Северный Уэльс. Рудоносная формация протягивается здесь в соответствии с общим простиранием каледонских структур — с северо-востока на юго-запад. К северо-западу она сменяется глубоководными граптолитовыми сланцами, которые переслоены лавами и туфами, но уже не основного, а кислого состава. К юго-востоку рудоносная формация переходит в маломощную формацию мелководных прибрежных отложений, среди которых развиты главным образом органогенные известняки. Обе эти формации руд не содержат.

СВЯЗЬ РУД НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ С ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ

Необходимо остановиться на роли вулканизма в образовании кремнисто-сланцевой рудоносной формации.

Внутренние, удаленные от платформ части геосинклинальных систем, как правило, характеризуются на многих этапах развития напряженной магматической деятельностью, которая проявляется как в виде вулканических процессов, так и в виде образования интрузивных тел различного состава¹.

Оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия, как доказывалось выше, образовались преимущественно в центральных частях геосинклинальных систем и, следовательно, приурочены к эвгеосинклиналям, а не к миогеосинклиналям. Поэтому они часто ассоциируют с типичными для эвгеосинклиналей вулканогенными и кремнистыми толщами. Отложение этих толщ приурочено к этапу активного прогибания эвгеосинклиналей перед началом или одновременно с началом проявления складчатости. К мощным эффузивно-кремнистым толщам, выполняющим прогибы ранних стадий развития эвгеосинклиналей, приурочено подавляющее большинство залежей оолитовых руд, известных в нижнем палеозое и докембрии.

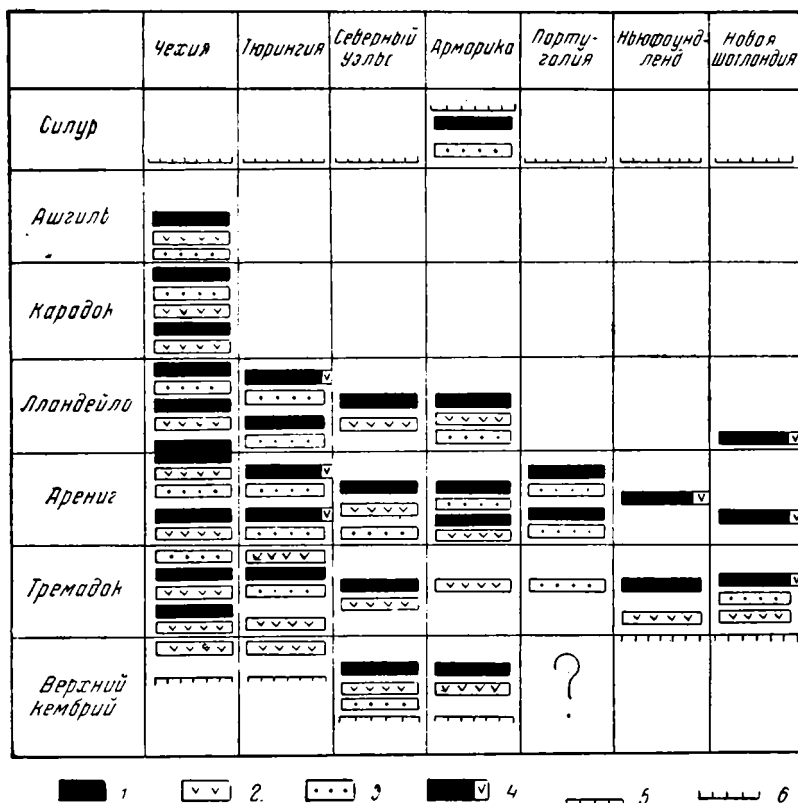
При описании ордовических оолитовых руд Чехословакии отмечалось, что основные вулканические породы встречаются здесь по всему разрезу ордовика. Эффузивные диабазы и диабазовые туфы являются самыми распространенными породами рудных районов, причем Ф. Славик (Slavik, 1937) отмечает, что они часто имеют красный цвет из-за многочисленных выделений гематита. Чем больше в разрезах ордовика изверженных пород, тем больше в них прослоев оолитовой руды и тем больше мощности этих прослоев (фиг. 3).

Интересно, что, по данным Ф. Славика (Slavik, 1937), палеозойская эффузивная деятельность на территории Баррандова массива в Чехии нача-

¹ Такие геосинклинальные прогибы с интенсивным вулканизмом Г. Штилле назвал эвгеосинклиналями. Геосинклинальные прогибы со слабыми проявлениями магматизма или совсем без них он назвал миогеосинклиналями. Последние, как правило, располагаются вдоль платформенного края геосинклинальных систем.

лась еще в среднем кембрии, но до конца верхнего кембрия изверженные породы имели кислый характер (порфиры и кератофиры). В крупногорских слоях тремадока впервые появляются основные вулканические породы диабазового и базальтового состава, а вместе с ними и первые в разрезе залежи оолитовых руд.

В вышележащих комаровских слоях аренига Ф. Славик отмечает исключительно мощные диабазовые эффузии. Он пишет; «... в этом горизонте с трудом можно найти обнажение без диабазов...», и «... эти диабазы ярко



Фиг. 3. Схема взаимоотношений оолитовых руд, граувакк и основных вулканических пород в разрезах ордовика различных районов.

1 — оолитовые руды; 2 — основные вулканические породы и их туфы; 3 — граувакки; 4 — оолитовые руды и синхронные основные вулканические породы в соседнем районе; 5 — нижняя граница формации; 6 — верхняя граница формации

выраженного эффузивного происхождения, переслаиваемые туфами, которые богаты окисью железа» (Slavik, 1937, стр. 536).

Выше комаровских слоев в разрезе Пражского синклиналия лежат шарецкие, относящиеся к лланвирнскому ярусу. В этих слоях основные вулканические породы развиты на очень больших площадях не только в синклиналиях, но и на антиклиналиях, причем во многих местах они переслаиваются оолитовой рудой и замещают руду по простиранию. Прослои оолитовой руды встречаются по всему разрезу шарецких слоев (Kettner, 1937, Свобода и Прантль, 1958).

Выше шарецких слоев основные вулканические породы и оолитовые руды имеются в скалецких и добротиевских слоях нижней части лландейлского яруса, но в драбовских слоях, которые представлены песчаниками без вулканических пород (средняя часть лландейлло), исчезают и руды.

Еще выше по разрезу они снова появляются вместе с основными эффузивами в хрустеницких слоях (верхняя часть лландейло), нучичских (карадок) и здицкой свите (ашгиль).

В. Бучек, изучавший руды нучичских слоев между с. Здице и с. Жиночаны, отмечает, что они залегают в черных сланцах с прослоями кремней и диабазовых туфов. По его мнению, «образование оолитов и значительный принос железа связаны с возникновением диабазов и вулканической деятельностью» (Bouček, 1937, стр. 447). По словам В. Бучека, к тому же мнению пришел изучавший эти руды ранее Р. Хелькмахер (Helkmacher, 1871).

В некоторых ранних работах (Kodum, 1921; Kettner et Kodum, 1918) отмечается, что на рудниках Хрустенице, Нучице и Здице в комаровских слоях встречаются диабазы и туфы, которые содержат обломки оолитовой руды, а в Нучице среди руды были встречены обломки диабазов. Все это, по мнению чешских геологов, доказывает, что излияния диабазов и рудообразование происходили одновременно на одном и том же участке морского дна геосинклинального бассейна (Slavik, Slavikova, 1920).

В эвгеосинклинали Северного Уэльса нижний и средний кембрий представлены терригенными породами без эффузивов и без оолитовых руд. Те и другие появляются совместно в верхнем кембрии и тремадоке. Особенно интенсивной вулканической деятельностью была здесь в арениге и лландейло. Мощности вулканогенных толщ, образовавшихся за это время, достигают 1 км, причем именно к этим толщам приурочены основные месторождения оолитовых руд Северного Уэльса, которые переслаиваются с лавами и туфами (Fearnside, 1910; Greenly, 1919 и 1923; Bailly, 1936; Smith, 1948). В верхах ордовика появляются кислые вулканические породы (риолитовая серия карадока) и исчезают прослои оолитовых руд. В силуре Северного Уэльса лавы и вулканические туфы встречаются только как исключение (Кэй, 1955) и руды в силуре отсутствуют.

В связи с такими особенностями распространения Кокс, Вильямс (Cox 1925; Williams, 1927) и другие английские геологи считают источником железа оолитовых руд Северного Уэльса подстилающие и переслаивающие их основные лавы.

В Бретани сильная вулканическая деятельность начинается с верхов кембрия или с пограничных слоев кембрия и ордовика и одновременно с этим в разрезе появляются самые нижние слои оолитовой руды. Выше по разрезу руда встречается в разных горизонтах ордовика Бретани, Нормандии и Анжу, преимущественно в арениге и лландейло. Руды не всегда непосредственно связаны с основными вулканическими породами, но последние встречаются во всех горизонтах, в которых имеются руды. Иногда же, как например на п-ве Крозон (западный конец Бретани), оолитовые руды переслоены туфами и лавами, что позволило изучавшему их Л. Пузенату (Puzenat, 1939) приписать им вулканогенно-осадочный генезис.

Руды Тюрингии залегают среди граувакковых сланцев. Вулканических пород в самой руде нет, но они описаны для одновозрастных отложений близлежащих (30—50 км) районов Фогтлянда и Фихтельгебирге.

Руды ордовика Португалии, по данным Котейло Нейва (Cotello Neiva, 1952), также залегают среди граувакк и граувакковых сланцев.

Североамериканские месторождения ордовичских руд — Вабана на Ньюфаундленде и Никтокс — Торбрук в Новой Шотландии лежат в пределах зоны мощных эвгеосинклинальных нижнепалеозойских отложений Северных Аппалачей или Большой Акадии. Американские авторы называют эту зону «поясом Магог» (Кэй, 1955). В ее разрезах вулканические породы преимущественно основного состава встречаются на разных стратиграфических уровнях в кембрии, ордовике и силуре. А. Ирдли (1954, стр. 235—236) писал об этой зоне, что «преобладающим материалом, поступавшим в геосинклиналь, являлись вулканические породы всех типов».

Они состоят большею частью из андезитов и базальтов, но встречаются и другие разновидности (риолиты). Мощные накопления ордовичских риолитов приурочены к центральной части геосинклинали в Ньюфаундленде. Вулканические породы встречаются в виде потоков, главным образом подводных, и как различные пирокластические образования. М. Кэй (1955) убедительно показал, что все несколько разновозрастные складчатые системы Большой Акадии (включающей Ньюфаундленд и Новую Шотландию) возникли в результате деформации осадков эвгеосинклиналей.

Месторождение Вабана в заливе Концепшен-бай на северо-востоке Ньюфаундленда приурочено к низам ордовика, а в структурном отношении — к грабену среди обширной площади распространения докембрия. В пределах самого месторождения вулканических пород в ордовике нет, но в ближайших выходах «в районе залива Нотр-Дам и Форчюн-Бай отложения ордовика насыщены вулканическими породами» (Ирдли, 1954, стр. 222). На северо-восточном берегу залива Нотр-Дам породы ордовика мощностью в несколько километров состоят из сланцев, граувакк и гравелигов с гранитными гальками, переслоенных андезитами и базальтами, агломератами и туфами, мощностью в сотни метров (Heul, 1936, 1937; Sampson, 1925). На южном берегу залива базальтовые потоки и обломочные вулканические породы содержатся в толще ордовика мощностью более 2 миль, т. е. более 3,2 км (Van Astine, 1948).

В Новой Шотландии месторождение Никтокс-Торбрук связано с нижнеордовичскими породами группы Браунс-Маунтин, которые слагают нагорье Пикту-Антигониш к югу от пролива Нортумберленд. Группа Браунс-Маунтин сложена аргиллитами, сланцами и граувакками, которые переслаиваются потоками основных лав и туфами. Многочисленные вулканические породы и во всех ближайших разрезах ордовика на территории Нового Брауншвейга (Hayes, 1916; Williams, 1914; Woodman, 1909).

Не менее очевидна связь с основной вулканической деятельностью докембрийских месторождений Северной Америки. Особенно ярко она проявляется в месторождениях п-ва Унгава на северо-востоке Лабрадора. Это подтверждается разрезом в районе Бернт-Кирк, приведенном в табл. 6.

Протерозойские отложения, смятые в складки и разбитые надвигами, выполняют здесь длинный узкий трог, расположенный среди гранито-гнейсов архея. Руды приурочены к формациям Сокоман и Рут, которые принадлежат верхней части группы «Озера Ноб», соответствующей нижнему протерозою (гурону). В обеих рудоносных формациях, вместе с роговиками, яшмами и кремнистыми сланцами встречаются прослои туфов диабазового состава, а в нижней части формации Рут и покровы диабазов. Более широко распространены вулканические породы в тех же формациях юго-восточнее района выходов руд.

Интересно отметить, что в разрезе протерозоя Унгавы, как и в ордовике Чехии, оолитовые руды исчезают, как только исчезают вулканические породы. Ниже рудоносной здесь лежит формация Вишарт, сложенная кварцитами и аркозами с небольшими слоями известняков и глинистых сланцев в нижней части и кремнистых сланцев в верхней части. В этой формации нет ни вулканических пород, ни руд.

Выше рудоносных формаций лежит формация Менихек, сложенная углистыми пиритизированными сланцами, граувакками и доломитами с незначительным количеством кремнистых прослоев в нижней части. В ней также нет ни руд, ни вулканических пород.

У руд района Верхнего Озера, связанных с формацией Анмики в верхах гуронской группы нижнего протерозоя, связь с вулканическими породами менее ясна, потому что такие породы широко развиты лишь в кровле этой формации. Однако обилие в ней роговиков, яшм и кремнистых

Разрез рудоносных отложений группы «Озера Ноб» (Knohe Lake) в районе Бернт-Крик, Лабрадорского трога на п-ве Унгава (Канада), по Харрисону (Harrisson, 1952)

Прогерозой	Группа «Озера Ноб»	«Менихек» (Menihék) мощность от 300 до 1500 м	Серые и черные углистые, пиритизированные сланцы, граувакки и доломиты	
		Тектоническое несогласие		
		Сокоман (Sokoman) Мощность от 170 до 200 м	Осадочные железорудные формации типа Верхнего Озера	Темные пиферные сланцы, граувакки, полосчатые кварциты, слоистые яшмы и роговики. Оолитовые руды и тонкослоистые джеспиллиты переслаиваются с кремнистыми сланцами, содержащими прослой аргиллитов, роговиков, вулканических пород и туфов. Постепенный переход в сланцы «Рут»
		Рут (Ruth) Мощность 30 м		Черные массивные кремнистые сланцы, содержащие тонкие обломки полевых шпатов с многочисленными прослоями роговиков, стекловатых яшм и граувакк, переслаиваются с вулканическими породами, слоистыми джеспиллитами и оолитовыми рудами
		Резкий контакт с кварцитами Вишарт		
Вишарт (Wishart)	Кварциты и аркозы с прослоями кремнистых сланцев. В основании — известняки			

сланцев заставляет считать ее отлагавшейся в районе синхронного вулканизма. Многие авторы считают, что железо оолитовых руд Верхнего Озера поставляют горячие источники вулканического происхождения, такой точки зрения держатся геологи США (Van Hise and Leith, 1911) и Канады (Collins, Quirke and Thompson, 1926).

О приуроченности докембрийских оолитовых руд Трансваальской системы (Южная Африка) к яшмовым слоям и связи их с основными и средними вулканическими породами писал Н. М. Страхов (1947, стр. 203), П. Вагнер (Wagner, 1928) и А. Дю-Тойт (1957).

Из приведенных данных можно сделать вывод, что оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия тесно связаны с образовавшимися в подводных условиях вулканогенными толщами эвгеосинклиналей. Лишь в редких случаях в самой рудной толще вулканические породы не встречены (Тюрингия, Ньюфаундленд, Марокко) или же встречаются в небольших количествах (Португалия); но во всех этих случаях они широко распространены на тех же стратиграфических уровнях в соседних разрезах или подстилают рудные горизонты, залегающие среди темных сланцев и граувакк. Так, например, в рудах Тюрингии вулканические породы не встречены, но они развиты в Фохтлянде и Фихтельберге.

Таким образом, руды располагаются непосредственно в зонах развития синхронного основного вулканизма или в соседней фациальной зоне той же формации, где близость очагов вулканизма проявляется в виде прослоев туфов и кремнистых пород.

Иными словами, оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия всегда находятся в парагенетических отношениях с основными вулканическими

породами. Однако эти парагенетические отношения могут выражаться, применяя терминологию Н. С. Шатского, или в виде «фациальных сочетаний», как в Чехии и в Уэльсе, или в виде «фациальных рядов», как в Тюрингии и на Ньюфаундленде (Шатский, 1960). Распространение основных вулканических пород и граувакк в нижнепалеозойских месторождениях разных стран схематически изображено на фиг. 3.

Кроме того, можно сделать вывод, что руды связаны не со всякими, а только с основными вулканическими породами, которые, по мнению многих авторов, особенно характерны для этапа наибольшего прогибания эвгеосинклиналей (Turell, 1926, 1937; Мазарович, 1938, 1951; Hess, 1939; Жинью, 1952; Кэй, 1955). Во всех описанных выше месторождениях руды связаны с лавами и туфами диабазового и базальтового состава, а в некоторых из них они исчезают при замещении таких пород породами кислого состава. Например, они развиты в Северном Уэльсе в нижнем лландейло, в арениге и верхнем кембрии, где вулканизм носит основной характер, но отсутствуют в карадоке и в верхах лландейло, где развита риолитовая серия. Руды отсутствуют также во всем ордовике Озерной области Англии, где он представлен мощной толщей кислых вулканических пород и граптолитовых сланцев.

Подводя итог сказанному, можно сделать заключение, что оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия занимают определенное место внутри вулканогенной кремнисто-сланцевой формации существовавших в то время эвгеосинклиналей.

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ООЛИТОВЫХ РУД НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

Выяснить палеогеографическую обстановку образования древнейших руд значительно труднее, чем установить их тектонические формационные особенности. Это связано с тем, что все древнейшие месторождения оолитовых руд приурочены к глубоко размытым складчатым сооружениям докембрийского, каледонского или герцинского возраста. Во многих случаях рудоносные отложения выходят на небольшой площади среди пород еще более древнего возраста (Унгава, Вабана) или, наоборот, среди значительно более молодых пород платформенного чехла (Тюрингия).

Все это затрудняет палеогеографические реконструкции и лишает их той достоверности, с которой могут быть построены палеогеографические карты платформенных рудоносных бассейнов юрского или мелового времени.

Все оолитовые руды нижнего палеозоя и докембрия образовались в морских условиях, во внутренних частях геосинклинальных систем. Для правильного суждения об их генезисе необходимо выяснить два палеогеографических вопроса: о расстоянии от места образования руд до ближайшей береговой линии и о глубине бассейна в месте образования руд. Решить эти вопросы лучше всего можно по материалам о месторождениях Северного Уэльса, Большой Акадии (Ньюфаундленда и Новой Шотландии) и северо-западной Франции. Сведения же о других месторождениях недостаточны для палеогеографических реконструкций и могут иметь лишь вспомогательное значение.

Палеогеография Северного Уэльса для нижнего палеозоя разбирается с приведением карт по разным эпохам в работе О. Т. Джонса (Jones, 1938). Дополнительные данные можно получить в более старых работах того же Джонса (Jones, 1922, 1925), а также Б. Смита и Т. Невиль-Джор-

жа (Smith and Neville George, 1935), А. Брайн-Девиса (Bryn-Davis, 1936) и других английских геологов. По их данным, береговая линия ордовичских морей проходила на юго-востоке вдоль южного побережья Уэльса, а затем в районе холмов Молверн поворачивала на северо-восток и пересекла территорию современной Англии, следуя, примерно, от Бристольского залива к заливу Уош. В течение ордовика положение этой береговой линии менялось мало. Максимум наступления моря в юго-восточном направлении был в тремадоке (см. фиг. 1).

Противоположный берег морского бассейна, связанный с затонувшим под водами Атлантики материком Эриа, находился далеко на северо-западе.

Ордовичские месторождения оолитовых руд Северного Уэльса, расположенные в Карнарвоншире и Мерионетшире, удалены от береговой линии, существовавшего во время их образования бассейна на расстоянии от 150 до 210 км. Такая удаленность от берега в условиях геосинклинального бассейна говорит о значительной глубине образования руд, что подтверждается данными фациального анализа. Вдоль береговой линии тянется полоса мелководных, очень разнообразных в фациальном отношении отложений ордовика, среди которых главную роль играют коралловые (с *Halysites*) и брахиоподовые известняки. Ширина этой полосы для разных веков ордовика меняется от 40 до 80 км. Руд в ее пределах нет. Далее на северо-запад известняки исчезают, и в строении ордовика главную роль приобретают темные глинистые и кремнистые сланцы, обычно граптолитовые, с большим или меньшим количеством основных вулканических пород и туфов. Именно в этой фациальной зоне, удаленной от берега и сравнительно глубоководной, появляются руды.

Относительная глубоководность зоны отложения оолитовых руд Северного Уэльса подтверждается тем, что фауна рудоносных толщ, состоящая в основном из граптолитов и трилобитов, в видовом отношении не имеет ничего общего с мелководной фауной того же возраста, развитой в Южном и Юго-Восточном Уэльсе. Различия этих фаун настолько велики, что разработка стратиграфии ордовика в обоих районах шла совершенно независимо, а точное сопоставление их разрезов было произведено только в тридцатых годах нашего века.

Однако зона отложения руды не была самой глубоководной в ордовичском море. Здесь еще встречаются прослойки песчаников, следы перемыва рудного материала, в некоторых прослоях наблюдается косая слоистость (возникшая, вероятно, под влиянием течений). Более глубоководная зона проходила еще дальше к северо-западу. Отложения этой зоны наблюдаются в Озерной области, где весь ордовик ниже карадока сложен сплошными граптолитовыми сланцами или вулканическими породами. Руды в Озерной области отсутствуют.

Можно предполагать, что в Северном Уэльсе на площадях, занятых сейчас породами древнее ордовика (о-в Энглеси, массив Сноудона, купол Харлех), в эпоху образования руд существовали мелкие вулканические острова. Их подводные склоны круто уходили на значительные глубины, но ближайший континент находился далеко и процессы выветривания на нем вряд ли могли играть какую-либо роль в образовании руд.

Близка Северному Уэльсу палеогеография месторождений Ньюфаундленда и Новой Шотландии. Ее можно разобрать по недавно опубликованному, в русском переводе, палеогеографическому атласу Ч. Шухерта (Шухерт, 1957). Он предполагал, что в нижнем ордовике от штата Мэн через Нью-Брансуик и центральную часть Ньюфаундленда проходила сплошная размытая геосинклинальная полоса, разделявшая каледонскую геосинклиналь на два совершенно изолированных прогиба. Ч. Шухерт и К. Денбар (Schuchert and Danbar, 1934, 1941) обосновывали это докембрийским возрастом метаморфизованных пород, развитых вдоль осн

выделенной ими геосинклинали, а также различием ордовичских фаун к востоку и к западу от нее.

Если принять реконструкцию Шухерта, то месторождения Вабана (Ньюфаундленд) и Никтокс-Торбрук (Новая Шотландия) окажутся лежащими недалеко от береговой линии, недалеко от подножья той внутрисинклинальной кордильеры, которая соответствовала выделенной им геосинклинали.

Однако большинство американских геологов не согласно с реконструкцией Шухерта. Об этом пишет А. Ирдли (1954). В его «Структурной геологии Северной Америки» есть специальный критический раздел «Нью-Брансуикская геосинклиналь Шухерта» (глава II). Ирдли приводит свои данные по Новой Англии, а также Ф. Ж. Алькока по Новому Брауншвейгу и А. К. Снелгрова по Ньюфаундленду и пишет, что метаморфизованные породы этой геосинклинали везде оказались не докембрийскими, а ордовичскими, силурийскими и девонскими. Различие же ордовичских фаун в восточной и западной полосе объясняется не изоляцией бассейнов, а различием фаций и, следовательно, условий обитания.

Аналогия с Уэльсом позволяет считать это предположение правильным. В Уэльсе разные фациальные зоны единого ордовичского бассейна имеют резко различную ископаемую фауну, как и в случае Большой Академии.

Если критики Шухерта правы, то оба американские месторождения оолитовых руд оказываются удаленными от береговой линии бассейна на расстояние около 600 км. А. Ирдли допускает, что ближе к районам месторождений могли существовать вулканические острова, но край континента был от них далеко, и зону их образования нельзя назвать прибрежной.

Для решения вопроса о глубине бассейна образования оолитовых руд американских месторождений данных очень мало. Фациальный анализ провести трудно ввиду слабой разработанности корреляции разрезов ордовика и широкого развития метаморфизма.

Иногда, чтобы доказать мелководность руд Вабана, приводят наличие в рудной толще косослоистых песчаников. Однако океанографические экспедиции выяснили, что под влиянием течений косая слоистость возникает на глубинах во многие сотни и даже тысячи метров и что эта слоистость не отличается от речной. Общий же характер пород месторождения Вабана говорит скорее в пользу их относительной глубоководности (преобладание темных глинистых сланцев, широкое развитие пирита, почти полное отсутствие остатков донной фауны).

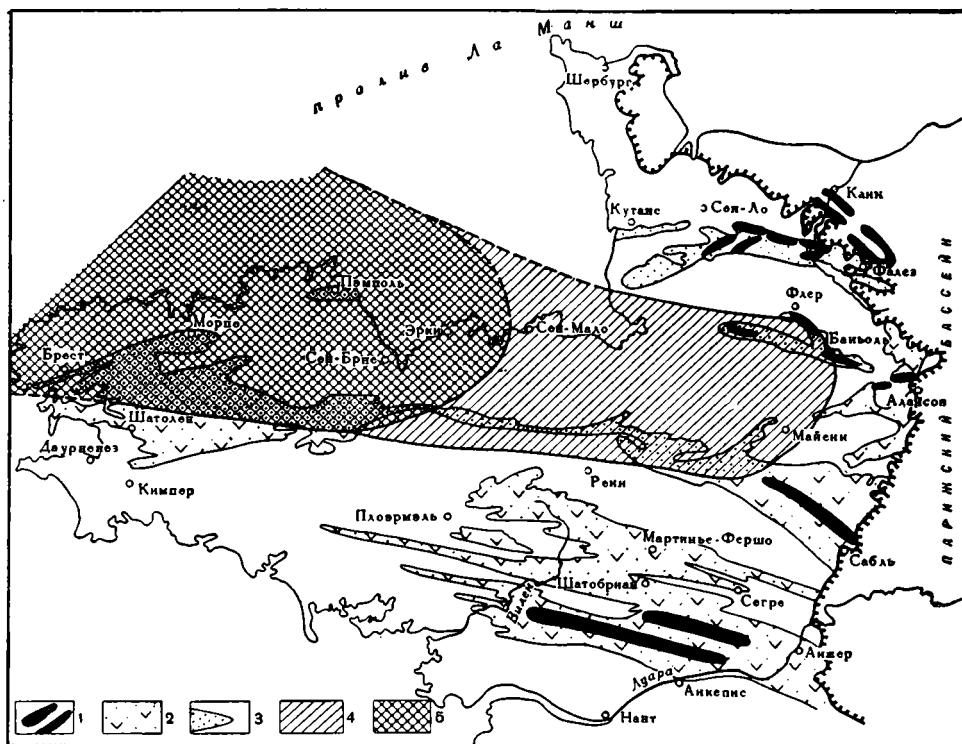
Для ордовичских месторождений Франции установить элементы палеогеографии значительно легче. На палеогеографической карте ордовика в книге А. Н. Мазаровича (1951) вся Бретань показана лежащей в центре морского бассейна и удаленной на многие сотни километров от ближайшей суши.

Так же показана она на палеогеографической карте нижнесилурийской (ордовичской) эпохи в «Основах исторической геологии» Н. М. Страхова (1948).

Однако, судя по присутствию в разрезах ордовика Бретани и Нормандии довольно мощных толщ песчаников, размывавшаяся суша располагалась в действительности сравнительно недалеко. В южном направлении песчаники замещаются сланцами, и это показывает, что снос шел с севера.

В палеогеографической работе П. Прюво (Pruvost, 1949) выясняется действительное положение суши, служившей областью сноса во время отложения «армориканских» и «майских» песчаников.

По данным Прюво и Е. В. Павловского (1960), почти на всем северо-западе Франции отчетливо проявилась складчатость конца рифея, которую французские геологи называют кадомской. В результате ее образовались



Фиг. 4. Схема палеогеографии Армориканского массива в кембрии и ордовике, по Л. Прюво (Pruvost, 1949), с указанием месторождений оолитовых руд.

1 — зона выходов на поверхность рудоносных отложений; 2 — площади подводных излияний в верхнем кембрии и ордовике; 3 — площади распространения палеозоя; 4 — район, залитый морем в аренинге; 5 — район, залитый морем в жединское время

значительные участки гористой суши и в нижнем кембрии морской бассейн сохранялся только в широтной депрессии «Армориканского рва». Вследствие трансгрессии моря в среднем и верхнем кембрии, оно снова покрыло почти весь северо-запад Франции. Однако на севере Бретани продолжал оставаться широтно вытянутый участок суши, по-видимому, расширявшийся к западу, в сторону современного Атлантического океана. Его восточный конец (район Сен-Мало и Майенна) был залит морем в аренинге, отложения которого здесь лежат прямо на докембрии. Крайний же северо-восток Бретани окончательно погрузился под уровень моря только в результате жединской трансгрессии (в начале девона).

Таким образом, во время отложения основной массы оолитовых руд Бретани и Нормандии, которое соответствует аренинговскому и лландейльскому ярусам ордовика, на северо-западе Бретани существовала размытая суша (фиг. 4). Она представляла собою не континент, а гористый остров, созданный внутри обширной геосинклинальной области в результате кадомской (байкальской) складчатости. Судя по карте П. Прюво, ширина этого острова достигала 80—90 км, т. е. была равна ширине о-ва Куба или о-ва Тимора. Протяжение острова для аренингского века в пределах современной суши достигает 180 км, но западный конец его скрыт под водами Атлантики.

Расстояние от месторождений оолитовых руд до ближайших берегов этого острова меняется в интервале от 75 км до 160 км. Во всяком случае, оно гораздо больше, чем расстояние до бывшего берега от рудных залежей Лотарингии, Аята, Колпашева и Керчи.

О глубине образования руд Бретани и Нормандии судить трудно. Судя по характеру сопровождающих пород, она была меньше, чем в Уэльсе, на Ньюфаундленде и в Новой Шотландии.

Палеогеографические условия образования руд Тюрингии, Чехии, Португалии и Марокко установить невозможно ввиду небольшой величины и разобщенности выходов ордовика, с которыми они связаны. То же можно сказать и о докембрийских месторождениях.

Таким образом, можно сделать вывод, что древнейшие месторождения оолитовых руд образовались на различных, иногда очень больших расстояниях от берега ближайшей суши и на различных, иногда значительных глубинах. Этим они резко отличаются от морских оолитовых руд более поздних эпох.

Такие палеогеографические условия исключают возможность рассматривать руды нижнего палеозоя и докембрия как результат отложения продуктов континентального выветривания.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ООЛИТОВЫХ РУД НИЖНЕГО ПАЛЕЗОЯ И ДОКЕМБРИЯ

Особенности состава нижнепалеозойских и докембрийских оолитовых руд выявить трудно, потому что в этом отношении большинство их изучено совершенно недостаточно. Даже для ордовичских руд Нормандии и Бретани наиболее подробной минералогической сводкой до сих пор остается работа Л. Кайэ (Caueux, 1909), написанная около 50 лет тому назад. Минералогия руд других месторождений описана с различной степенью подробности и часто очень поверхностно. Химические анализы, приведенные в разных работах, делались, вероятно, различными методами и большей частью даются в виде средних цифр, по которым трудно сделать правильные выводы. Это осложняется тем, что в СССР оолитовые руды, древнее девона, пока неизвестны.

Однако, несмотря на недостаточность материала, некоторые выводы об особенностях минералогического и химического состава древнейших оолитовых руд сделать можно.

Рудными минералами, как и во всех месторождениях оолитовых руд, являются окислы железа, хлориты, сидерит и пирит. Однако соотношения и формы выделения этих минералов в рудах нижнего палеозоя и докембрия обладают некоторыми особенностями.

Окислы железа обычно бывают маловодными или безводными. Чаще всего они представлены гематитом, реже мартитом, турьитом или гетитом. Эти минералы образуют концентры оолитов, сохранивших закисное железо, или же слагают целиком оолиты и цемент руд, подвергшихся древнему выветриванию или метаморфизму.

Гидрогетит и вообще богатые водой окислы железа встречаются как исключение в зонах современного выветривания руд.

Хлориты во время формирования месторождений были одним из основных рудных минералов. Они слагали концентры оолитов и основную часть цемента. В некоторых месторождениях Бретани (Ферьер-оз-Этанк) встречаются очень крупные оолиты (около 1 мм) почти чисто хлоритовые с сидеритовыми ядрами и в сидеритовом цементе.

Во многих месторождениях хлориты встречаются в большом количестве и вне пластов руды, в виде линз чешуйчатого хлорита в сланцах или прослоев глины, очень богатой хлоритами.

Минералогический состав хлоритов довольно разнообразен. Из ордовичских руд впервые был описан наиболее бедный кремнеземом железистый хлорит-тюрингит. Однако, судя по описаниям и химическим анализам,

в древних рудах преобладают богатые кремнеземом хлориты типа стриговита и делессита. Только в этих древнейших рудах известны зеленые железистые силикаты, близкие хлоритам, описанные под названием гриналита и бовалита.

Общей особенностью хлоритов руд нижнего палеозоя и докембрия является бедность их алюминием.

Отношение $RO : SiO_2$ в них всегда резко преобладает над отношением $R_2O_3 : SiO_2$, причем RO обычно отвечает закиси железа, но в некоторых случаях также большим количеством MgO (до 3,15% на месторождении Мэрионет в Северном Уэльсе, до 3% в Барбери на северо-западе Франции и в Вабане на Ньюфаундленде).

Гриналит, свойственный только древнейшим оолитовым рудам, отличается от настоящих хлоритов тем, что совершенно не содержит алюминия ни в четверной, ни в шестерной координации. Бедность алюминием хлоритов руд нижнего палеозоя и докембрия кажется особенно резкой при сопоставлении их с более молодыми платформенными оолитовыми рудами, в которых преобладают хлориты, богатые алюминием, и присутствуют выделения свободного глинозема.

Однако надо отметить, что сейчас хлориты в рудах нижнего палеозоя и докембрия не везде пользуются широким распространением. Это связано с тем, что все руды указанного возраста приурочены к геосинклинальным осадкам, испытавшим складчатость, а во многих случаях некоторый метаморфизм. Исходные же хлориты являются неустойчивыми при метаморфизме минералами, что отмечалось многими авторами, в частности Г. Бергом (1937, стр. 195—196). Они замещаются магнетитом, который развит широко во многих ордовичских месторождениях Тюрингии, Уэльса, Франции, Португалии, не говоря уже о рудах докембрийского возраста.

Сидерит в разных месторождениях играет различную роль. На Ньюфаундленде он встречается в большем или меньшем количестве только в цементе невыветрелых руд. В Уэльсе сидерит часто замещает оолиты, слагает сферосидеритовые конкреции и массивные прослои, образовавшиеся путем сидеритизации богатых хлоритом глинистых сланцев и аргиллитов. Г. А. Метли (Matley, 1932) описал из рудной толщи района Рью прослои сидеритизированных вулканических туфов. Во французских месторождениях сидерит часто образует ядро оолитов, наружные концентры которых состоят из чередования хлорита и гематита (Ферьер-оз-Этанж) или одного гематита (Сен-Реми). Сидерит является основным минералом цемента невыветрелых рудных залежей Нормандии (месторождения Сен-Реми, Май, Сен-Адре и др.). Широко распространен сидерит в рудах Португалии, вплоть до того, что сидеритизация охватила и оолиты и цемент (месторождение Гвадрамил) (Cotello Neiva, 1952). Сидеритизация оолитов и цемента описана также П. Вагнером (Wagner, 1928) для руд Трансвааля (Южная Африка).

Пирит обычно развит незначительно в виде мелких шарообразных выделений, идиоморфных кристаллов или прожилков в сидеритовом цементе. Однако особенностью руд нижнего палеозоя, которая не повторяется в более молодые эпохи, является присутствие в них прослоев и целых горизонтов оолитовой пиритовой руды. Такие прослои хорошо описаны А. Хейсом (Hayes, 1928, 1931) для месторождения Вабана на Ньюфаундленде, где они достигают 1,5 м мощности. Они встречены в Северном Уэльсе, в Энглеси, Бетюзе и Трефрив в рудах лландейло, а также в Крос-Фокс и Лландегай около Бангора в базальных слоях тремадока (Pulfrey, 1933).

В Тюрингии они отмечены в основании главного шамозитового пласта, приуроченного к лландейло (Zalinski, 1904), а в Чехии — на месторождениях Эйповец и Мнишек в руде шарецких слоев (ланвирн).

Во всех этих слоях пирит образует нормальные оолиты, диаметром до 1 мм. Иногда концентры состоят из одного пирита, а в других случаях пирит чередуется с концентрирами фосфата кальция или халцедона. Цемент таких оолитов состоит из дисперсного пирита, фосфата или халцедона.

По поводу генезиса прослоев оолитового пирита высказывались разные точки зрения. Р. Шерлок (Scherlock, 1919), описавший месторождение Трефрив в Уэльсе, считал их результатом метаморфизма хлорит-гематитовых руд. Однако А. Хейс (Hayes, 1928, 1934) для Ньюфаундленда убедительно показал, что они соответствуют определенной, наиболее глубоководной фашиальной зоне, в которой почти полностью исчезают остатки бентосной фауны, но зато в изобилии появляются граптолиты. Их сохранность исключает версию о метаморфизме и позволяет рассматривать прослой пиритовых оолитов как первичные образования, возникшие в илу, богатым органикой или, может быть, даже на участках морского дна с сероводородным заражением придонных слоев воды. Наблюдения над такими прослоями в Тюрингии и Чехии подтверждают этот вывод.

Во многих месторождениях пирит встречается не только в виде выделений в сидеритовом цементе и в виде оолитов, но также в виде довольно крупных (до 10 см в диаметре) округлых или продолговатых конкреций в руде. Это отмечено на месторождении Вабана, в Уэльсе, в Бретани и в аренигских тюрингитовых сланцах месторождения Шмидефельд в Тюрингии. В последнем случае пиритовые конкреции имеют халцедоновую оболочку. В других случаях встречаются пиритово-фосфатные конкреции. В Уэльсе вместе с пиритом встречается пирротин (Лайн-Эран и Кадер-Идрис) и халькопирит (Кадер-Идрис).

Пиритовые конкреции обычно встречаются не только в руде, но и в межрудных породах.

Из нерудных аутигенных минералов в рудах нижнего палеозоя и докембрия широко распространены минералы свободного кремнезема и фосфаты кальция, но совершенно отсутствуют карбонаты кальция, чем эти руды резко отличаются от руд девона и юры.

Свободный кремнезем чаще всего представлен халцедоном, который образует отдельные концентры в оолитах, мелкие выделения в цементе и характерные кремневые конкреции черного, темно-серого или кремового цвета.

Оолиты с чередующимися концентрирами халцедона и опала описаны С. Кайером и Ф. Краутом (Caillere et Kraut, 1956, 1960) для ордовичских руд Франции (например, в синклинали Журке и Сен-Ремис); Вильямсом и Пульфреем (Williams, 1925; Pulfrey, 1933) для руд Северного Уэльса; П. Вагнером (Wagner, 1928) для руд Трансвааля; А. Эдвардсом (Edwards, 1958) для руд Австралии и Ж. Харрисоном (Harrison, 1952) для Унгавы и Верхнего Озера. В метаморфизованных рудах этих и других районов вторичный кварц наращивает и облекает оолиты, а также образует значительные участки цемента (месторождение Мортен в Нормандии и другие).

Фосфаты кальция часто образуют одиночные конкреции и прослой конкреций в самой руде, что никогда не наблюдалось в рудах более молодого возраста. Эти конкреции имеют своеобразную луковичеподобную (Ньюфаундленд) или веретенообразную (Чехословакия) форму. Встречаются конкреции смешанного фосфатно-пиритового состава.

Кальцит обычно отсутствует и только очень редко встречается в выветрелой руде, небольшими участками в виде вторичного эпигенетического цемента. Например, на месторождении Вабана кальцитом выполнены мелкие трещинки в цементе окисленных руд.

Обломочные минералы, встречающиеся в рудах нижнего палеозоя и докембрия, изучены плохо. Анализ их количественных соотношений не удалось найти ни в одной работе.

Однако важно подчеркнуть, что среди этих минералов широко распространены эпидот, цоизит, свежие полевые шпаты и другие легко разрушаемые минералы, что говорит об отсутствии в области сноса сколь угодно интенсивных процессов выветривания. Так, например, в Северном Уэльсе (месторождение Брайн-Поэти) ядрами оолитов обычно являются зерна или хорошо образованные кристаллы различных полевых шпатов (Pulfrey, 1933). В других случаях вместе с полевыми шпатами встречаются мелкие обломки тонкозернистых и даже стекловатых эффузивных пород.

Данные о химическом составе оолитовых руд докембрия и нижнего палеозоя, собранные из разных работ, сведены в прилагаемой табл. 7. Они согласуются с приведенными сведениями о минералогическом составе руд.

Суммарное содержание железа, как и во всех других месторождениях, колеблется в больших пределах в зависимости от его минералогических форм и количества нерудных примесей. Однако верхний предел его содержания значительно выше, чем в оолитовых рудах более молодого возраста. Во французских месторождениях он достигает (%): 51— в Сен-Андре и Фербер, 53— в Сен-Реми, 55— в Май на Орне и 65—70 в Анжу, в португальских месторождениях — 60, на Ньюфаундленде — 54, а в районе Верхнего Озера — 58. В то же время в рудах Лотарингии содержание железа не поднимается выше 50, в рудах Аята — выше 40, а в рудах Приаралья — выше 48%.

Повышенные содержания железа в древних залежах руд не бывают равномерны. Часто они свойственны отдельным месторождениям или даже участкам месторождений, которые подверглись тем или иным процессам вторичного обогащения.

Это связано отчасти с древним палеозойским выветриванием и тогда аналогично образованию богатых маритовых руд докембрийских железистых кварцитов Курской магнитной аномалии и Кривого Рога. В Бретани, Уэльсе и районе Верхнего Озера наблюдались участки подобной мартизации руд. При этом окислами железа замещались не только закисные минералы, но и обломочные зерна, что приводило к общему увеличению содержания железа в руде.

Другой тип процессов вторичного обогащения, описанный еще Л. Каёе (Cauech, 1909), свойствен глубоким частям рудных залежей северо-запада Франции и связан с начальными стадиями регионального метаморфизма руд. Он характеризуется полным выносом кварца и халцедона, причем в ядрах оолитов и в цементе происходит замещение их сидеритом. Это приводит к сильному обогащению железом и падению содержания SiO_2 до 3%, а иногда даже до 1—2%. Иногда удается проследить, что в том же рудном пласте вне зоны его вторичных изменений содержание SiO_2 возрастает до 7—18%.

Таким образом, первоначальное содержание железа в оолитовых рудах нижнего палеозоя и докембрия, вероятно, не отличалось какими-нибудь особенностями, но их древность и приуроченность к складчатым зонам привели к развитию процессов вторичного обогащения. Оно делает эти руды во многих случаях более интересными в промышленном отношении, чем оолитовые руды более молодого возраста.

Вне участков вторичного обогащения древние оолитовые руды обычно содержат повышенное количество кремнезема, чаще в виде халцедона, реже в виде кварца. Оно колеблется в значительных пределах, но нередко достигает в рудах разных месторождений 25—40%.

Г. Берг отмечает, что после первой мировой войны, когда Лотарингия отошла к Франции, черная металлургия Германии начала широко использовать руды месторождения Вабана на Ньюфаундленде, но так как эти руды содержат в среднем 11% SiO_2 , их «можно было плавить лишь

Химический состав руд некоторых месторождений нижнего палеозоя и докембрия (в %)

Таблица 7

Район и месторождение	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	S	Fe мет.
Чехия	18—26				2—5	0,56				0,2—0,4	30—45
Тюрингия (средний состав по данным 1910 г.)	12—17	1,4—1,8			8—14	0,7—1,2	2—4	1,5—2,5	0,3—0,6		43—46
Тюрингия (средний состав по данным 1952 г.)	11—20	до 5				0,3—0,5	1—3	1—4	0,3—0,7	0,1—1,0	34—46
Тюрингия — тюрингит Шми-дефельда	22,30		15,04	32,83	15,5	0,4		1,37			
Северный Уэльс (средние цифры)	2,5—7,5				1,4—5		0,06—1,66	0,15—0,39	0,09		50—55
Северный Уэльс (шамозитовые руды)	3—25	0,60	5—20	6—41	3—9	0,3—1,8	0,07—2,4	0,3—2,7	0,06—0,7	0,2	до 46
Северный Уэльс (тюрингитовые руды)	6,21		11	2,5—40	1—17	0,7	0,3—2	0,4—3,0	0,03—0,9		36
Арморика. Анжу	7—40 ср. 16	0,4			0,5—4	0,3—0,75	1,0	0,2			41—66
Арморика. Барбери	18—19				3—6	0,5—0,7	0,2—3	2—3	0,3—0,6		40—55
Арморика. Май на Орне	10,9—11,3				1,5—4,5	до 0,75	2,5	0,03—0,3	0,08		65—70
Арморика. Руже	15—25				2—4	0,42	0,16	0,13	0,08	0,03	30—60
Арморика. Пэмпон	8,33				3,10	0,02		2,5 4	0,55		55
Арморика. Сент-Андре	14,5				3,25				0,32		46—53
Арморика. Сент-Мартин	13,7				6,5	0,90	2,9	1,66	0,43		50—55
Арморика. Сент-Реми	10—12				1,64—3	0,6—0,7			0,5		52—55
Арморика. Сент-Реми, гематит	7,97				3,32	1,94	2,98	0,46	1,16	0,26	73,41
Арморика. Сент-Реми, сидерит	13,80			58,28	6,21	1,29	2,55	1,40	0,52	0,08	45
Арморика. Ферьер	14,48				0,16—1,39	0,46—0,65	1—1,15	0,15	0,66	0,02	47—55
Арморика. Этанж	8—11				4—7	0,85—1,14	1,8—3	1,25—1,9	до 1,16		40—50
Португалия. Гвадрамил, руды окисленные	6—20	0,5			3—5	1,0—1,3	0,37—2,7	0,46	0,04	0,05—0,1	45—60
Португалия. Гвадрамил, руды сидеритовые	3—5,5	0,5			2—3	0,5—1,3	2—3			0,1—0,15	40—50
Португалия. Вила-Кова	16—27				2—4	0,1—0,5			0,03—0,2	0,1—0,2	44—60
Марокко	15—20				2—5	0,5—1					40—45
Ньюфаундленд. Вабана	3,6—20 ср. 11	0,3—0,4	60—70	в хлорите до 40	2—3	до 4,71	0,5—4	2,98	0,2—0,3	0,1—0,2	40—54
Новая Шотландия											
Никтокс-Горбрук	15—17				4—6	0,7—0,9					40—59
Верхнее Озеро	7—40				0,7—1	0,3	1,39	1,97	0,13	0,05—1	40—58
Северная Австралия	10—31		65—83		1,10—2,55	0,015—0,044			0,1—0,6		45—58

с очень большими добавками или в смеси с рудами, богатыми известью» (Берг, 1937, стр. 201).

Если древние руды богаты кремнеземом, то глиноземом они, наоборот, очень бедны, что уже отмечалось при описании особенностей их минералогии. Лишь в Тюрингитовых пластах Уэльса и Шмидефельда его содержание поднимается до 15—17%, обычно же оно не превышает в рудах с хлорит-сидеритовым цементом 4—7%, нередко снижаясь до 1—2% и даже долей процента в окисленных или подвергшихся вторичному обогащению рудах. Для сравнения можно привести цифры содержания глинозема в девонских рудах башкирского типа (Формозова, 1960). В них содержание Al_2O_3 всегда более 10%, а в некоторых случаях доходит до 30—40%, за счет содержания высокоглиноземистых хлоритов. В юрских рудах Халиловского типа оно колеблется от 16 до 28%, а в менее глиноземистых рудах Приаралья — от 3 до 13,5%, составляя в среднем для разных типов руд от 5 до 8%. Эти цифры ясно показывают относительную бедность глиноземом оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия.

Содержание в древних рудах фосфора в среднем несколько ниже, чем в более молодых рудах, может быть, вследствие того, что фосфаты часто образуют диагенетические конкреции, обедняя основную массу руды. Наиболее богаты фосфором руды Ньюфаундленда. Содержание P_2O_5 в их местах достигает 4,71%.

В рудах других месторождений разбираемого типа оно очень редко поднимается выше 1%, а в рудах Верхнего Озера часто снижается до сотых долей процента.

Окиси кальция в древних оолитовых рудах всегда бывает очень мало. Содержание ее никогда не превышает 4%, обычно же равно 1—2%, причем окись кальция связана почти исключительно с окисью фосфора, а не с CO_2 , образуя конкреции или участки цемента, сложенные коллофаном и другими фосфатами. В связи с этим среди оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия совершенно отсутствуют самоплавкие разности, которые встречаются в более молодых отложениях, например, в юре Лотарингии.

По содержанию окиси магния древние руды не отличаются от более молодых. Она достигает 3% или более в хлоритовых разностях, но падает до десятых и даже сотых долей процента в окисленных рудах с преобладанием гематита или мартита.

Содержание марганца всегда очень низко. Нет ни одного случая, когда в древних оолитовых рудах отмечалась бы повышенная марганцовистость или с этими рудами были бы пространственно связаны марганцовые. Количество MnO никогда не превышает 1%, но очень часто снижается до сотых долей процента, что подчеркивает еще одну своеобразную геохимическую особенность древнего этапа формирования оолитовых железных руд.

Содержание серы, за исключением пиритовых оолитов и конкреций, обычно небольшое и равно сотым или десятым долям процента.

Наконец, намечается и еще одна характерная черта описываемых руд. В тех химических анализах, где приведено содержание титана, можно видеть его повышенное количество. Оно достигает 1,4—1,8% в Тюрингии, 0,6% — в рудах Уэльса, 0,5% — рудах Португалии. К сожалению, определений титана очень мало. Однако некоторые авторы, даже не приводя цифр, отмечают эту особенность (Wagner, 1928). Геохимический смысл ее не вполне ясен, но это хорошо увязывается с общим увеличением содержания титана вниз по разрезу стратисферы, что было установлено А. П. Виноградовым и А. Б. Роновым (1956).

Таким образом, особенности формирования оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия, не повторявшиеся в более молодые эпохи истории Земли, определили многие специфические черты их минералогического и химического состава, отличающие их от руд другого возраста.

Особенности оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия

	Руды нижнего палеозоя и докембрия	Морские руды более молодого возраста
Тектоническое положение	Преимущественно внутренние прогибы геосинклинальных областей	Платформы или прилегающие к ним окраинные зоны геосинклинальных систем
Сопровождающие породы	Темные глинистые сланцы, аргиллиты, песчаники и кремнистые породы с конкрециями кремней, фосфатов и пирита	Мелководные песчано-глинистые отложения или с глауконитом, или карбонатные, переходящие в известняки
Связь с вулканизмом	Сопровождаются основными лавами и туфами или в самой рудоносной толще, или в соседней близко расположенной фациальной зоне	За исключением некоторых девонских руд, никакой связи с синхронным вулканизмом нет
Палеогеографические условия образования руд	Различные, но чаще руды отлагались далеко от берега и на большой глубине	Всегда мелководная и прибрежная зона
Мощность рудоносных формаций	Измеряется километрами	Измеряется десятками, реже первыми сотнями метров
Количество рудных пластов	Всегда большое (до 60 на Ньюфаундленде и 70 в Анжу)	Небольшое. Иногда 10—12. Часто однопластовые залежи
Сопровождающий обломочный материал	Полимиктовый, очень часто граувакковый, иногда аркозовый	Мономиктовый или олигомиктовый, преимущественно кварцевый
Минералогические особенности руд	Маловодный или безводный характер окислов железа. Высокремнистый состав хлоритов. Пиритовые и пиритовофосфатные оолиты. Конкреции кремня и фосфата. Отсутствие кальция	Различные в разных формационных типах месторождений
Химические особенности руд	Высокое содержание железа в зонах древнего выветривания и метаморфизма. Повышенное содержание кремнезема, низкое содержание глинозема, бедность окисью кальция, связанной только с фосфатами	Различные в разных формационных типах месторождений

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В прилагаемой табл. 8 суммированы отличия оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия от руд более молодых эпох, позволяющие выделить их в особый формационный тип.

1. Руды нижнего палеозоя и докембрия, почти во всех случаях образовались во внутренних частях геосинклинальных областей, а не на платформах, и не в участках геосинклиналей прилегающих к платформам.

2. Они связаны с породами эвгеосинклинальной формации — с темными сланцами, песчаниками, кремнистыми породами, при отсутствии известняков.

3. Руды связаны с синхронным основным вулканизмом, причем вулканогенные породы переслаивают и замещают руду по простиранию или развиты в соседней фациальной зоне той же формации.

4. Месторождения оолитовых руд образовались на значительных расстояниях от берега и на различных, иногда значительных глубинах.

5. Руды приурочены к отложениям большой мощности, которые формировались в условиях активных тектонических движений.

6. Руды сопровождаются полимиктовым обломочным материалом (граувакки, аркозы), что говорит об отсутствии во время их образования интенсивных процессов выветривания на ближайших участках суши.

7. Химические и минералогические особенности руд вполне гармонируют с характером рудовмещающих пород и обстановкой образования руд.

Все сказанное позволяет считать, что месторождения оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия представляют собой определенный формационный тип и что механизм их образования был иным, чем в более поздние эпохи. Источник железа для древнейших оолитовых руд надо искать не в континентальном выветривании, а в вулканической деятельности главным образом подводной. Для построения более детальной гипотезы образования этих руд необходимо специальное изучение литологии и геохимии их месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

- Б е р г Г. Геохимия месторождений полезных ископаемых. Перевод с нем. М., ОНТИ 1937.
- Б у б н о в С. Н. Геология Европы. Т. I, ч. 1. М., ОНТИ, 1935.
- В и н о г р а д о в А. П., Р о н о в А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы. Геохимия, № 2, 1956.
- Г а в л и ч е к В. и др. Геологические экскурсии по Баррандиену. Прага, 1958.
- Д ю - Т о й т А. Геология Южной Африки. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Ж е н ь ю М. Стратиграфическая геология. Перевод с франц. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- И р д л и А. Структурная геология Северной Америки. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954.
- К э й М. Геосинклинали Северной Америки. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры 1955.
- М а з а р о в и ч А. Н. Историческая геология. Изд. 3-е. М.—Л., ГОНТИ, 1938.
- М а з а р о в и ч А. Н. Основы региональной геологии материков. Ч. 1, М., Изд-во Москв. ун-та, 1951.
- Н о в и к о в а А. С. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба.— Изв. АН СССР, серия геол., № 10, 1959.
- П а в л о в с к и й Е. В. Стадии геосинклинального развития «герцинских массивов» Франции и Южной Германии. Изв. АН СССР, серия геол. № 11, 1960.
- П о ж а р с к и й В. Юго-западный край Фенносарматии. В кн.: «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., Изд-во иностр. лит-ры, 1960.
- С в о б о д а И., П р а н т л Ф. Баррандиен (Баррандова мульда), Прага, 1958.
- С т р а х о в Н. М. Железородные фаши и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73, серия геол., (№ 22), 1947.
- С т р а х о в Н. М. Основы исторической геологии. Ч. 1—2. М., Госгеолиздат, 1948.

- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—2, М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Формозова Л. Н. Формационные типы оолитовых железных руд. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Шатский Н. С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн.: «Совещание по осадочным породам». Вып. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.
- Шухерт Ч. Палеогеографический атлас Северной Америки. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1957.
- Alstine R. E. van. Geology and mineral deposits of the Laurence area Burin Peninsula, Newfoundland. Bull. Newf. Geol. Surv., N 23, 1948.
- Bailey E. B. Sedimentation in relation to tectonics. Bull. Geol. Soc. Amer., N 47, 1936.
- Bouček B. Chrutenice. Čas. Nár. musea, 12, 1926.
- Bouček B. O vrstvách Zahořanských de ceskeho ordoviku. (Sur les couches de Zahořany de l'Ordovicien inférieur de la Bohême (Rozpr. Čes. akad., Bull. intern. de l'Acad. Sci. de Boheme, 37, Cisló 2, 1928.
- Bouček B. Stratigraphie et parallelisme de l'Ordovicien supérieur de la Bohême. Bull. Soc. geol. de France, 7, N 1—2—3, 1937.
- Buday T. a. oth. Tectonic development of Czechoslovakia. Praha, 1960.
- Caillière S., Kraut F. Quelques remarques zur la genèse du gisement de fer primaire de Segre. C. R. Acad. sci., Paris, 242, 1956.
- Caillière S., Kraut F. Les minerais de fer siluriens de la peninsula Armoricaine. In: International Geological Congress. Report of the Twenty-First Session, Norden. Pt. 16. Copenhagen, 1960.
- Candido de Medeiros A. Geologia da jazigo de ferro de Guadramil. Estudos, notas et trab. Scrw. de fomenio mineiro, 6, N 1—4, 1950.
- Cayeux L. Les minerais de fer oolithiques de France. Fac. 1. Les minerais de fer primaires. Paris, 1909.
- Choubert G., Marcais J. Géologie du Maroc. Dans: Congrès géologique international. XIX session. 3 ser., Maroc., N 6. Alger, 1952.
- Choubert G., Terrier H. Sur la stratigraphie de l'Ordovicien marocain. C. R. sommaire séances Soc. geol. de France, 0 15—16, 1947.
- Collins W. H., Quike T. T., Thompson E. Michipicoten iron ranges. Mem. Geol. Surv. Canada, 147, 1926.
- Cotelo Neiva I. M. Génese des principaux gisements Portugals de minerais de fer. Dans: Congrès géologique international. XIX session. Comptes rendus. La Genese des gites de fer. Alger, 1952.
- Cox A. H. Geology of the Cader Idris Range (Merionethshire). Quart. Journ. Geol. Soc., London, 81, 1925.
- Cox A. H., Wells A. K. The lower Paleozoic rocks of the Arthog-Dolgelley District, Merionethshire. Quart. Journ. Geol. Soc., London, 76, 1920.
- Dahlgrün F. Analogien und Unterschiede im geologischen Bau des Ober- und Unterharzes. Zs. Deutsch. geol. Gesellsch., 79, 1927.
- Davies Bryn D. A. The Ordovician rocks of the Trefriw district (North Wales). Quart. Journ. Geol. Soc., London, 92, 1936.
- Edwards A. B. Oolitic iron formations in Northren Austraila. Geol. Rundschau, 47, H. 2, 1958.
- Fearnside W. G.¹ North and Central Wales. In: Geology in the field. Vol. 2, London, 1910.
- Fearnside W. G.² The Tremadoc slates and associated rocks of South-East Carnarvonshire. Quart. Journ. Geol. Soc., London, 66, 1910.
- Freyberg B.¹ Erz — und Minerallagerstätten des Thüringer Waldes. Berlin, 1923.
- Freyberg B. Die untersilurischen Eisenerzlager des ostthüringischen Schiefergebirges. J. Hall. Verb., 4, 1923.
- Greenly E. The geology of Anglesey. Great Britain, Geol. Surv. Mem., 1919.
- Greenly E. Further researches on the succession and metamorphism in the Mona complex of Anglesey. Quart. Journ. Geol. Soc., London, 79, 1923.
- Hallimond A. F. Iron ores: Bedded ores of England and Wales. Petrography and Chemistry. Mem. Great Britain Geol. Surv., 1925.
- Harrison J. M. Iron formations of Ungava peninsula. Canada. Dans: Congrès géologique international. XIX session. Comptes rendus. La genèse des gites de fer Sec. Alger, 1952.
- Haug E. Les géosynclinaux et les aires continentales contribution a l'étude des transgressions et de régressions marines. Bull. Soc. Géol. France, ser. 3, 2, 1900.
- Havlicek V., Šnajdr M. Kambrium a ordovic v Brdských Hřebenech a na Jineku Sbor. Ustred. ustavu geol., Praha, 1951, N 18.
- Hayes A. O. Wabana iron ore of Newfoundland. Mem. Geol. Surv. Canada, 78, 1915.
- Hayes A. O. Investigations in New Brunswick and Nova Scotia-Nictaux-Torbrook, iron ores, Nova Scotia. Summary Rer., Geol. Surv. Canada, N 1616, 1916.

- H a y e s A. O. Further studies of the origin of the Wabana iron ore of Newfoundland. *Econ. Geol.*, 24, N 7, 1928.
- H a y e s A. O. Structural geology of the Conception Bay Region and of the Wabana iron ore deposits of Newfoundland. *Econ. Geol.*, 26, N 1, 1931.
- H e l k m a c h e r R. Die Geognostischen Verhältnisse und der Eisensteinbergbau in der Silurformation zwischen Prag und Beraun. *Abh. d. böhm. Gesellsch. d. Wissensch.*, 8, 1871.
- H e s s H. H. Islands arcs gravity anomalies and serpentinite intrusions. A contribution to the ophiolite problem. In: *International Geological Congress. 17 session. Rept. vol. 2, M.*, 1939.
- H e y l G. R. Geology and mineral deposits of the Bay of Exploits area, Newfoundland. *Dept Nat. Rez Bull.* 3, 1936.
- H e y l G. R. Silurian strata of White Bay, Newfoundland. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 48, 1937.
- H i s e C. R. v a n, L e i t h C. K. The geology of the Lake Superior Region. *U. S. Geol. Surv. Monograph.*, 52, 1911.
- H u n d t R. Graptolithen aus den Phycoden-Schichten Ost Thüringens. *Beitr. z. Geol. v. Thüringens*, 5—6, 1940.
- J o n e s O. T. The mining district of North Cardiganshire and West Montgomeryshire. *Great Britain Geol. Surv., Mem. Min. Res.*, 1922.
- J o n e s O. T. The geology of the Llandovery district. Pt. 1. The Southern Area. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, 81, 1925.
- J o n e s O. T. The lower Paleozoic rocks of Britain. In: *International Geological Congress. 16 Session. Rept. Vol. 1, Washington*, 1936.
- J o n e s O. T. On the evolution of a geosyncline. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, 94, 1938.
- K e t t n e r R. L'évolution tectonique du Barrandien. *Bull. Soc. Géol. de France*, 7, N 1—2—3, 1937.
- K e t t n e r R., K o d y m O. Nová stratigraphie Barrandien (Nouvelle stratigraphie du Barrandien). *Čas. Národ. musea*, 1918.
- K e t t n e r R., K o d y m O. Nová stratigrafie Barrandien. *Čas. Musea Král. česk., Praha*, 93, 1919.
- K e t t n e r R., K o d y m O. Coupe géologique du Barrandien. *Praga*, 1922.
- K o d y m O. Contribution à la stratigraphie du coin sud-ouest de la feuille de Prague. *Čes. Akad. Ved., Roch.* 31, 1921.
- M a t l e y C. A. The geology of Mynydd Prhiw and Sarn Southwestern Lecyn. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, 88, 1932.
- N i c h o l a s T. C. The geology of the St. Tudwal's peninsula (Carnarvonshire). *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, 71, pt. 2, 1915.
- P r u v o s t P. Les mers et les terres de Bretagne aux temps paléozoïque. *Annales Hébert et Haug. T. 7. Livre jubilaire Ch. Jacob.*, Paris, 1949.
- P u l f r e y W. The ore oolites and pisolites of North Wales. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 89, 1933.
- P u z e n a t L. La siderurgie Armoricaïne. *Mém. Soc. géol. et min. de Bretagne*, 4, 1939.
- S a m p s o n E. The ferruginous chert formations of Notre Dame Bay, Newfoundland. *Journ. Geol.*, 31, 1923.
- S h e r l o c k R. L., C a n t r i l l T. C. Iron ores: Pre-Carboniferous Bedded ores. *Mem. Geol. Surv., Special Rep. Min. Res. of Great Britain*, 13, 1920.
- S h e r l o c k R. L. Sundry unbedded iron ores. *Mem. Geol. Surv., Spec. Rep. Min. Res. of Great Britain*, 9, 1919.
- S c h m i d t W. Graptolithen aus dem Phycodenquarzit Thüringens. *Zs. Deutsch. geol. Gesellsch.*, 91, H. 1, 1939.
- S c h u c h e r t C. h., D u n b a r C. O. Stratigraphy of western Newfoundland. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 1, 1934.
- S c h u c h e r t C. h., D u n b a r C. O. Historical geology. 4-th ed. *New York*, 1941.
- S l a v i k F. L'activité volcanique du Barrandien. *Bull. Soc. géol. de France*, 7, N 1—2—3, 1937.
- S l a v i k F., S l a v i k o v a L. Etudes sur les minerais de fer du silurien de la Bohême. *Bull. Intern. Acad. Sci. Bohême*, 22, 1920.
- S m i t h B., N e v i l l e G. T. North Wales. In: *British Regional Geology. London*, 1935.
- S m i t h B., G e o r g e T. N. North Wales. 2nd ed. In: *British Regional Geology. London*, 1948.
- S v o b o d a D r. J., P r a n t l D r. F. Geologický profil rudnim ložiskem na skalce u Mnišku. Předloženo 27. Března, 1946.
- S v o b o d a J., F i a l a F. Geologicko-petrografické poměry algonkia mezi Telčicemia Týncem n. z. v Železných horach. *Sbor. Ústřed. ústavu geol., Sv. 23, Odd. geol. dil.* 2, 1957.
- T e r m i e r H. et G. Géologie des gîtes minéraux marocains. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc. 1952, N 87, et Dans: Congrès géologique international. 19 Session. Monographie regional. N 1, 3 sér., Maroc. Alger*, 1952.

- Tyrell G. W. Flood basalts and fissure eruption. Bull. Volcanol., 1, 1937.
- Tyrell G. W. The principles of petrology. London, 1926.
- Wagner P. A. The iron ore deposits of the Union of South Africa. Africa Geol. Surv. Mem., Pretoria, N 26, 1928.
- Williams A. F. Iron ores: Bedded ores of England and Wales petrography and chemistry. Surv., Mem. Geol. Spec. Rep. Min. Res. of Great Britain, 29, 1925.
- Williams H. The geology of Snowdon (North Wales). Quart. Journ. Geol. Soc., London, 83, 1927.
- Williams M. J. Arisaig — Antigonish district Nova Scotia. Mem. Geol. Surv. of Canada, 60, 1914.
- Woodman J. E. Iron ore deposits of Nova Scotia. Mines Branch. Ottawa. Publ., 20, 1909.
- Wurm A. Geologie von Bayern. Teil 1. In: Handbuch der Geologie und Bodenschätze Deutschlands. Berlin, 1925.
- Wurm A. Geologischer Führer durch Fichtelgebirge und Frankenwald. Berlin, (Sammlung geol. Führer, 31), 1925.
- Zalinski F. R. Untersuchungen über Thuringit und Chamosit aus Thüringen und Umgebung. N. J. Min., Geol. u. Palaontol. Beilage Bd. 19, 1904.

И. М. Варенцов

О ГЛАВНЕЙШИХ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЯХ

ВВЕДЕНИЕ

Марганец в рудной триаде Al—Fe—Mn является геохимически наиболее подвижным элементом (Страхов, 1960). Его высокая миграционная способность проявляется не только в том, что максимумы его рудных накоплений сдвинуты на фаціальном профиле к относительно глубоко-водным участкам бассейна седиментации, но прежде всего в резком контрастном различии величин рудных и кларковых концентраций, что неоднократно подчеркивалось В. И. Вернадским (1954). Если для алюминия кларк концентрации руд достигает 5, для железа 12, то для марганцевых руд этот показатель составляет 300—600. При этом локализация марганцевых руд на фоне нерудных вмещающих пород имеет весьма резко выраженный характер, рудные накопления встречаются среди нерудных отложений, в которых содержание марганца обычно ниже кларка.

В разрезе земной коры рудные концентрации марганца распределены крайне неравномерно, например, в палеогене ряда районов Европейской части СССР и соседних государств заключено более 78% мировых запасов марганцевых руд, тогда как в ордовике, триасе и в мезозое Земли накопление рудных концентраций марганца было крайне незначительным (меньше 0,03% мировых запасов).

В структурных подразделениях земной коры рудные концентрации марганца распределены также весьма неравномерно — подавляющая их часть (более 80% мировых запасов) связана с платформенными регионами и площадями довольно слабой тектонической активности. В геосинклинальных зонах рудные накопления марганца сравнительно невелики.

Основные проблемы распределения марганцевых руд рассматривались в работах В. И. Вернадского (1954), А. Г. Бетехтина (1946), Н. М. Стрехова, (1947, 1960), Н. С. Шатского (1954).

Однако с каждым годом в СССР и за рубежом количество публикаций, касающихся главным образом отдельных вопросов геологии, минералогии и геохимии марганцевых руд, неуклонно увеличивается. Свидетельством возросшего внимания к марганцевым рудам явился симпозиум 20 Международного Геологического Конгресса в Мехико в 1956 г., посвященный марганцевой тематике. Пятитомные труды этого симпозиума представляют собой ценное собрание статей по марганцевым месторождениям зарубежных стран.

Но несмотря на такое обилие литературы по марганцевым рудам (не менее 4—5 тыс. названий), все еще не опубликована работа, в которой был бы проанализирован с той или иной точки зрения этот огромный фактический материал.

В настоящей работе рассматривается связь ряда основных рудных накоплений марганца с характерными особенностями вмещающих их

пород. Иными словами, предпринята попытка выявить главнейшие марганценозные формации — парагенетические ассоциации горных пород, характерным компонентом которых являются залежи марганцевых руд. Определенные типы марганценозных формаций характеризуются свойственными им масштабами рудоносности, типами руд, минералого-геохимической спецификой, наличием постоянных элементов-спутников, положением среди более крупных подразделений вмещающих пород, строением, текстурой и определенной тектонической позицией.

Подобную попытку выявления парагенетических ассоциаций залежей марганцевых руд с вмещающими отложениями можно рассматривать лишь как первый шаг в стремлении познать закономерности их распределения и формирования в различные этапы геологической истории Земли. Литолого-геохимическое изучение ассоциаций марганцевых руд с вмещающими породами является следующим шагом, при котором решаются вопросы изучения факторов, контролирующих образование этих ассоциаций. К числу этих факторов относятся: положение в определенной климатической зоне, особенности физико-химической обстановки бассейна седиментации, характер источника рудного вещества, установление относительной роли биологических процессов в рудообразовании и др. Таким образом, формационный анализ рудоносных образований является широким по своим возможностям геологическим методом изучения закономерностей размещения руд (в частности марганцевых) в земной коре. Особенно он эффективен для древних образований, которые развиты на относительно меньших площадях и имеют реликтовый характер сравнительно со временем их формирования. Нередко глубокая их метаморфизованность не позволяет применить к ним обычные литологические методы.

Если безрудные геологические формации определяются прежде всего набором горных пород, образующих парагенетическую ассоциацию, их мощностями и характером латерального распространения, то для марганценозных формаций важнейшим критерием, кроме того, является их рудоносность, которую можно выразить в весовых количествах металлического марганца. Помимо этого для рудоносных формаций можно ввести также показатели, определяющие их распространенность в земной коре, степень концентрированности рудного материала, выраженную как в процентном содержании марганца в рудах, так и в относительной обогащенности этой формации рудным компонентом.

Важно указать, что рудоносность интересующих нас формаций отражает прежде всего общее количество металлического марганца, содержащегося в них в рудных концентрациях. Для вычисления рудоносности этих формаций нами использовались данные по запасам и среднему составу руд, в них заключенных.

Понятно, что в связи с весьма неточной оценкой запасов многих зарудбежных месторождений и различными условиями для промышленных марганцевых руд, учтенных при подсчете запасов, величины рудоносности имеют довольно ориентировочный характер и нередко неравноценны по своей представительности. Но, несмотря на грубую приблизительность величин рудоносности, они наряду с другими показателями марганценозных формаций позволяют в известной степени объективно оценить масштабы и интенсивность процессов рудообразования.

При резком подавляющем преобладании первичных нормально-седиментационных и вулканогенных марганценозных формаций особое место занимают наложенные марганценозные формации. Это образования, формирующиеся в результате наложения на убогие марганценозные отложения вторичных процессов, приводящих к образованию богатых залежей. Примерами таких наложенных формаций являются латеритные залежи высококачественных марганцевых руд, образовавшиеся по докембрийским углистым сланцам и песчаникам в Африке, Габон район Франсвила,

остаточные эллипсальные залежи по нижнекембрийскому доломиту Шэйди — Аппалачи (США), залежи в докембрийской доломитовой серии в районе Постмасбурга (Южно-Африканский Союз) и другие.

На основании анализа основных марганцерудных областей мира можно выделить следующие главнейшие марганценозные формации (в порядке их рудоносности).

1. Никопольская марганценозная формация (ортокварцито-глауко-нитово-глинистая) — $800 \cdot 10^6$ т Мп.

2. Группа наложенных, преимущественно латеритных формаций — $64 \cdot 10^6$ т Мп.

3. Группа джеспилитовых формаций — $62 \cdot 10^6$ т Мп.

4. Группа известняково-доломитовых формаций — $31 \cdot 10^6$ т Мп.

5. Группа кремнисто-сланцево-ортокварцитовых формаций — $28 \cdot 10^6$ т Мп.

6. Гондитовая формация — $21 \cdot 10^6$ т Мп.

7. Группа вулканогенно-осадочных формаций порфиривого ряда — $9 \cdot 10^6$ т Мп.

8. Группа вулканогенно-осадочных формаций зеленокаменного ряда — $5,6 \cdot 10^6$ т Мп.

9. Флишевая (туфогенно-терригенная) формация — $0,0538 \cdot 10^6$ т Мп.

Из этих формаций мы рассмотрим лишь Никопольскую, Гондитовую и группу известняково-доломитовых формаций, поскольку в них заключена наибольшая часть общемировых запасов марганцевых руд и они относительно полно освещены многочисленными публикациями. Для остальных марганценозных формаций будут кратко охарактеризованы только основные их особенности¹.

НИКОПОЛЬСКАЯ ФОРМАЦИЯ (ОРТОКВАРЦИТОВО-ГЛАУКОНИТОВО-ГЛИНИСТАЯ)

К Никопольской марганценозной формации относятся отложения харьковского яруса, развитые на южном склоне Украинского кристаллического щита, с которыми связаны Никопольское и Больше-Токмакское марганцерудные месторождения. К этой же формации принадлежит и марганценозная толща майкопской свиты, развитая в районе Чиатурского, Чхари-Аджаметского и других марганцевых месторождений Западной и Центральной Грузии. Сюда же следует включить олигоценовые марганцерудные отложения в районе Лабинского месторождения (Северный Кавказ) и Мангышлака. К Никопольской формации принадлежит и толща нижнепалеоценовых рудоносных отложений группы Северо-Уральских марганцевых месторождений (Полуночное, Марсятское и др.), а также готландская рудоносная толща в районе Тимна (Южный Израиль).

Структурно-тектоническая позиция всех этих месторождений довольно близка — они развиты на жестком основании докембрийской и палеозойской платформ, либо на устойчивых участках геосинклинальных областей типа срединных массивов. Так, Никопольское и Больше-Токмакское марганцерудные месторождения развиты на сравнительно пологом южном склоне Украинского кристаллического щита, выполняя главным образом эрозионные углубления. Чиатурское, Чхари-Аджаметское марганцевые месторождения располагаются на жестком субстрате склонов Дзи-

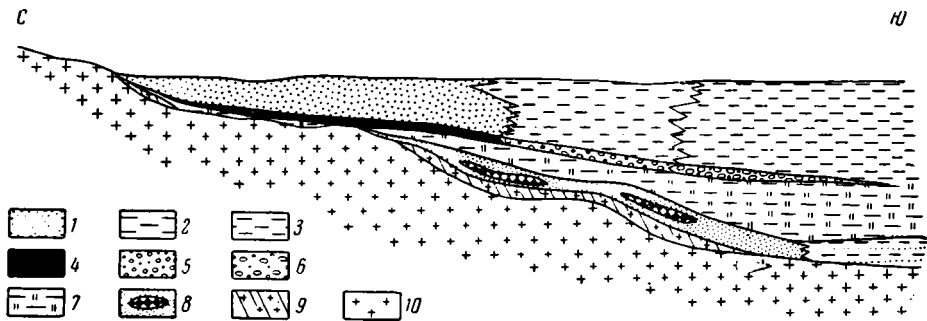
¹ Автор глубоко признателен Г. И. Бушинскому, М. С. Маркову, П. Е. Оффману, Е. В. Павловскому, И. В. Хворовой, Н. С. Шатскому, Н. А. Штрейсу, А. Л. Яншину за советы и замечания, сделанные ими по этой работе.

Пользуюсь случаем поблагодарить А. Н. Власова за помощь в оформлении и переводе ряда работ.

рульского кристаллического массива и Рионской плиты, представлявших собой жесткие срединные участки геосинклинальной области.

Лабинское месторождение (Северный Кавказ) и группа палеогеновых Северо-Уральских марганцевых месторождений располагаются на сложно-дислоцированном эпигерцинском фундаменте. Южно-Израильское месторождение Тимна покоится на гранито-гнейсах цоколя Аравийской платформы.

Таким образом, в структурно-тектоническом отношении месторождения, относящиеся к ортокварцито-глауконитово-глинистой формации, являются либо типично платформенными, либо близкими к ним образованиями.



Фиг. 1. Схема строения ортокварцито-глауконитово-глинистой марганцевой формации на примере Никопольского марганцевого месторождения

1 — пески харьковского яруса; 2 — алевролиты, пески и глины харьковского яруса; 3 — глины и мергели харьковского яруса; 4 — окисные марганцевые руды; 5 — смешанные окисно-карбонатные марганцевые руды; 6 — карбонатные марганцевые руды; 7 — глины, мергели и алевролиты киевского яруса; 8 — пески, глины и угли бучацкого яруса; 9 — кора выветривания фундамента; 10 — кристаллический фундамент (гнейсы, граниты и кристаллические сланцы)

Как правило, Никопольская формация с четко выраженным размывом располагается на различных горизонтах подстилающих пород. Так, в районах Никопольского и Больше-Токмацкого месторождений эта формация трансгрессивно залегает на различных породах кристаллического фундамента и отложениях бучацкого и киевского ярусов (фиг. 1). В пределах Никопольского и Больше-Токмацкого марганцерудных месторождений рассматриваемая формация характеризуется следующим разрезом.

1. В нижней части подрудной толщи наиболее распространены светлые серовато-желтые и белесоватые ортокварцитовые и кварцевые пески, зеленовато-серые, серые и палевые глины, сложенные преимущественно гидратированными глауконитами, гидрослюдиисто-монтмориллонитовыми минералами, цеолитами, кварцем и глауконитом (Станкевич, Костылева, 1958), реже встречаются белесоватые опоковидные глины. Эти отложения прослеживаются не повсеместно и приурочены главным образом к углублениям в кристаллическом фундаменте, залегая с ясно выраженным размывом на песчано-глинистых осадках эоцена, на коре выветривания или непосредственно на гранитах, гнейсах и метабазах фундамента. Мощность подрудной толщи изменяется от нескольких сантиметров до 25—30 м, возрастая к югу по мере погружения кристаллического ложа, особенно в эрозионных углублениях. Ее отложения соответствуют нижнехарьковскому подъярсу нижнего олигоцена.

2. Слои марганцевых руд располагаются трансгрессивно на различных стратиграфических уровнях, начиная от подрудных слоев нижнехарьковского подъяруса до пород фундамента. В этих слоях выделяется три зоны: а) зона окисных руд, представленных пиролюзитом и псиломеланом;

б) зона смешанных руд, сложенных преимущественно псиломеланом, манганитом, окисленными манганокальцитовыми и родохрозитовыми образованиями; в) зона карбонатных руд, представленных кальциевым родохрозитом и манганокальцитом со значительной примесью кремнистого материала и глауконита.

Эти зоны последовательно сменяют друг друга по мере погружения фундамента.

Общим для всех зон является то, что они сложены конкреционными кусковатыми, реже землистыми образованиями округлой, неправильно линзовидной формы, заключенными в песчано-глинистой массе. В северной части рудного поля, в связи с общим поднятием кристаллического ложа (до абсолютных отметок 20—25 м) рудные отложения выклиниваются, замещаясь далее на север глинистыми участками углистых песками. На юге карбонатные марганцевые руды, расклиниваясь, переходят в толщу зеленовато-голубых харьковских глин с редкими желваками, либо микростражениями манганокальцита. Мощность рудных слоев зависит от рельефа поверхности фундамента и изменяется от 0 на выступах до 4,0—4,5 м в углублениях.

3. На рудных слоях согласно залегают зеленоватые глины с характерным яблочным, иногда голубоватым оттенком, неслоистые, пластичные. Эти глины состоят главным образом из железосодержащих разновидностей из группы монтмориллонита, отчасти гидратированных глауконитов, цеолитов типа морденита и кварца (Костылева, 1959). Мощность их постоянна и в зависимости от рельефа ложа изменяется от нескольких сантиметров до 15—20 м. Нередко на участках поднятия фундамента глины замещаются светлыми кварцевыми песчаниками.

Больше-Токмакское месторождение представляет собой восточную часть, несомненно, единого Южно-Украинского марганцерудного бассейна. В отличие от Никопольского месторождения оно характеризуется несколько более крутым наклоном поверхности кристаллического основания в северной части и сравнительно пологим его продолжением далее на юг. Это обстоятельство и обусловило относительно более узкое развитие зон окисных и смешанных руд, по сравнению с Никопольским месторождением и довольно обширное распространение карбонатных руд. Принадлежит к единому марганценовому бассейну, соответствующие руды этих месторождений довольно близки между собой по химизму и структурно-текстурным особенностям.

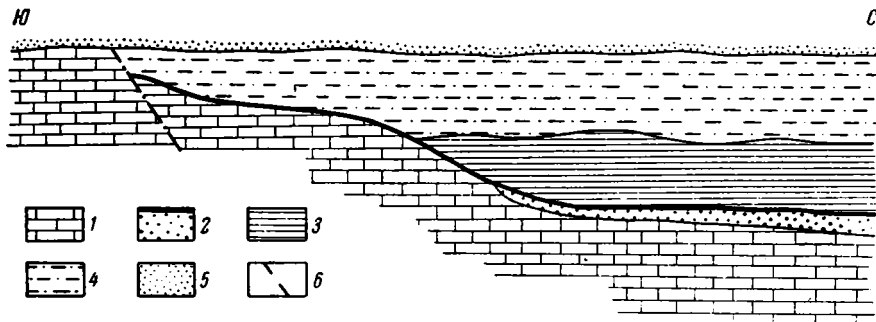
Довольно близкое строение имеет эта формация и в районе Чиатурского марганцевого месторождения (Авалиани, 1958) (снизу-вверх):

1. В основании формации располагается сложный комплекс пород, в котором последовательно выделяются гранитоиды Дзирульского массива, кристаллические сланцы палеозоя, кварцево-порфировая вулканогенная толща триаса-нижнего лейаса, угленосные кварцевые песчаники и мраморизованные известняки среднего лейаса, порфирировая свита байоса. На юрских породах с размывом залегают конгломераты и песчаники нижнего неокома, сменяющиеся выше известняками баррема, мергелями аптальба. На этих мергелях трансгрессивно располагаются глауконитовые песчаники альб-сеномана, на которых с размывом залегают тонкослоистые известняки турона-сенона, а выше аркозовые песчаники, глины датского яруса.

2. Нижний горизонт марганценовой формации (олигоцен, по-видимому, нижний?) представлен конгломератами и грубозернистыми песчаниками (0,15—0,5 м), которые несогласно, с размывом залегают на верхнемеловых известняках. Выше располагаются рыхлые грубозернистые и гравийные кварцевые песчаники и пески, мощность которых увеличивается к северо-востоку до 30 м (у с. Сачхере). Среди этих песчаников встречаются линзовидные участки, сцементированные окислами марганца.

3. Средний горизонт марганценовой формации или, рудоносная пачка, залегает с размывом на глубоко эродированных верхнемеловых породах (в западной части месторождения), либо имеет в основании описанную выше базальную грубокластическую «подстилку». Для рудоносной пачки примечательно почти горизонтальное залегание со слабым падением на запад.

Рудоносная пачка представлена серией рудных слоев, перемежающихся с опоковидными глинами. В эксплуатируемой части пачки число рудных слоев меняется от 3 до 18, достигая в некондиционных участках 25. Мощность рудного слоя изменяется от 1—2 до 30—50 см, редко до 1 м.



Фиг. 2. Схема строения ортокварцито-глауконитово-глинистой формации на примере Чиатурского месторождения, по А. Г. Бетехтину (1946)

1 — олигоценовые известняки; 2 — подрудный песчаник, на котором залегает марганцерудная пачка; 3 — надрудные глины; 4 — сланцеватые спонголитовые песчаники; 5 — чокракские опоки; 6 — «главный сброс» месторождения

Мощность безрудных прослоев достигает 1 м. На западе месторождения рудоносная пачка сложена почти целиком рудным материалом, но в северо-восточном направлении руды разубоживаются за счет увеличения безрудных глинистых прослоев. Общая мощность рудоносной пачки меняется от 1 до 7 м, редко до 10 м (Итхвиси, Сареки), а ее продуктивная мощность — от 0,5 до 6 м. Так же как и в Никопольском месторождении, здесь отчетливо выделяются зоны окисных, карбонатных и смешанных руд. Карбонатные руды преобладают и в верхней части рудоносной пачки, они же развиты и в нижней части рудоносной пачки на северо-восточной окраине месторождения.

4. Верхний горизонт марганценовой формации представлен спонголитовыми кварцевыми песчаниками светлого, серовато-желтого цвета, слоистыми, с тонкими (1—20 см) кремнистыми прослоями, сравнительно обогащенными спикулами губок. Здесь отмечены также аркозовые, слюдисто-глинистые и известковистые разновидности песчаников, перемежающиеся с тонкими глинистыми и песчано-глауконитовыми пропластками. На восточном и северо-восточном участках месторождения песчаные отложения замещаются глинами серовато-бурыми и темно-серыми, с песчанистыми прослоями, полого погружающимися на северо-восток. Мощность этих пород достигает 70—90 м.

5. Выше следуют спонголитовые кварцевые песчаники, мощностью до 30 м, над которыми располагаются тонкослоистые глины мощностью до 10 м (нагорье Пасиети). На контакте спонголитовых песчаников и глин отмечены 2—3 прослоя (0,1—0,2 м) карбонатных либо окисленных руд (нагорье Мгвимеви, Дарквети и др.) (фиг. 2).

Таким образом, общая мощность Никопольской формации достигает в районе Чиатурского месторождения 80—110 м, увеличиваясь в северо-восточном направлении. Возраст ее олигоценовый.

Лабинское марганцевое месторождение, аналогично Чиатурскому, принадлежит к майкопской свите. В основании формации располагается слой галечникового песчаника, сменяющегося выше серыми глауконитовыми песками. Выше залегает рудосодержащая пачка, сложенная песчано-глинистыми породами с прослойками 0,5—10 см карбоната марганца. Общее число рудных слоев составляет 35—40, что соответствует рабочей мощности 1,2—3,0 м. Мощность рудоносной пачки 35 м. Характерно широкое развитие окисленных карбонатных руд, образующих базальный цемент песчаников. Рудоносная пачка полого (4—5°) падает на северо-восток.

Над продуктивными отложениями лежат серые глауконитовые пески. Общая мощность Никопольской формации на площади Лабинского месторождения около 60—80 м.

Мангышлакское марганцевое месторождение приурочено к олигоценовым отложениям, выполняющим пологую Чакрыганскую синклинали (Круг, 1927; Столяров, 1958; Мерклин, Морозова, Столяров, 1960). Слои залегают с слабым наклоном (1—1,5°) к югу — к оси синклинали. Приведем разрез марганценозной формации, стратиграфически эквивалентной узунбасской свите нижнего олигоцена в районе месторождения.

1. В основании формации располагаются глины шоколадного цвета с гипсом мощностью до 6 м.

2. Песчаники голубовато-серые и мергели, включающие раковины *Typhis schlotheimi* В е у г., *Surcula wagneri* P h i l l., *Pleurotoma* sp. *Drillia nossoides* Коен. и др. Мощность до 45 м.

Эти песчаники и нижележащие глины относятся к низам нижнего олигоцена (Андрусов, 1911; Столяров, 1958).

3. Песчаники зеленовато-серые, кварцевые, глауконитовые, постепенно сменяют нижележащие породы. Они содержат слои марганцевых конкреций, образующих нередко сплошные линзы пиролюзитово-псиломелановых и родохрозитовых руд; отмечаются также окисленные карбонатные руды и землистые разновидности окисных руд. Кроме того, встречаются песчаные конкреции с многочисленными остатками крабов, длиннохвостого рака и зубами акул. Мощность до 20 м.

Оруденение приурочено к полосе, протягивающейся с северо-северо-запада на восток-юго-восток шириной до 6 км. Наиболее богата центральная ее часть.

К югу и северу залежи мощность рудоносных слоев постепенно сокращается. Количество рудных прослоев составляет 2—10, при колебании мощностей отдельных прослоев 4,5—9,3 см, редко до 1,5 м. Общая мощность собственно рудоносной пачки 1,42—3,56 м, редко до 8,0 м, при продуктивной мощности до 1,5 м, редко до 4,0 м.

4. Глины буро-серые, сланцеватые, иногда листоватые, с плоскими конкрециями лимонита.

5. Глины, желтовато-серые, сланцеватые, с чешуями *Melletta*.

Надрудные глины присутствуют в виде редких останцев.

Никопольская формация, развитая в области Северо-Уральских марганцевых месторождений, относится к палеоцену. Так же как и в большинстве предыдущих примеров, она с размывом располагается на различных горизонтах более древних пород, конформно облекая поверхность фундамента. Формация эта прослеживается в виде прерывистой меридионально вытянутой полосы, протяженностью около 150 км от месторождения Тыньинского (60°57' с. ш.) до Колинского месторождения (59°37' с. ш.).

В западной части предгорий восточного склона Урала марганценозная формация выклинивается и в восточном направлении, полого погружаясь на восток, замещается монотонной толщей опоковидных глин и песков. Для характеристики приведем разрез формации в районе Полуночного месторождения (Андрушенко, 1954).

1. На неровной, глубоко эродированной поверхности палеозойских диабазовых порфиров, их туфов, местами на коре выветривания этих пород или на континентальных осадках мезозоя залегают кварцевые, нередко с примесью глауконита, конгломераты, сменяющиеся выше кварцево-глауконитовыми песчаниками с прослоями глауконитовых песков и глин, с редкими желвачками фосфоритов. Мощность этих отложений резко возрастает на восток.

2. На песках, а нередко и на палеозойских вулканитах несогласно залегают серые кремнистые глины, содержащие горизонт окисных и карбонатных марганцевых руд. Последние отделены от кварцево-глауконитовых песчаников прослоем кремнистых глин. Главный рудный горизонт заключен в слоистых кремнистых глинах. Выделяется нижний рудный пласт (мощностью от нескольких сантиметров до 6 м), отделенный от верхнего пласта, сложенного несколькими рудными прослоями (общей мощностью до 10—15 м), пачкой кремнистых нонtronит-бейделлитовых глин (до 100 м на востоке). В западной и северной частях месторождения преобладают пиролюзит-псиломелановые руды, к юго-востоку они сменяются карбонатными разностями.

3. Рудные отложения с постепенным переходом покрываются толщей слоистых кремнистых глин, мощность которых возрастает в восточном направлении до 200 м и более. В них отмечаются пласты опок, диатомитов, серых опоквидных песчаных глин и кварцевых песков.

Довольно близкое строение и состав имеет марганценовая формация, развитая на северном склоне поднятия Тимна, осложняющего западный склон Арабо-Нубийского массива в Южном Израиле (Ventor, 1956).

В основании формации располагаются готландские «песчаники зебра» («Zebra Sandstone»), получившие такое название в связи с частой перемежаемостью черных и белых песчаных прослоев. Песчаники эти залегают на глубоко расчлененной, денудированной поверхности ордовикских доломитов.

Тонкие черные алевролитовые прослои (менее 1 мм) заметно обогащены пиролюзитом и псиломеланом (MnO_2 — 36,2%), а в светло-серых и белых прослойках марганца почти нет. Мощность «песчаников зебра» обычно 4—5 м, иногда до 16 м. Выше согласно лежат «верхние глинистые сланцы» («Upper Shales»), сложенные преимущественно каолинитом, с незначительными количествами гётита, кварца и анатаза. Это наиболее продуктивный марганценовый горизонт, содержащий округлые, эллипсоидальные конкреции, преимущественно пиролюзитового состава диаметром от 1 мм до 0,5 м.

Содержание конкреций в глинистой массе составляет от 20 до 80% объема вмещающей породы.

Лагунно-морские марганценовые отложения покрываются «главной» толщей континентальных нубийских песчаников, мощность которых составляет несколько сотен метров. Важно указать на значительную окисленность руд этого месторождения, интенсивно дренируемого грунтовыми водами и достаточно обнаженного для поверхностного выветривания. Мощность готландского «песчаника зебра» и «верхних глинистых сланцев» заметно увеличивается к югу; в этом же направлении в 5 км от наиболее крупной марганцерудной залежи — «Марганцевого холма» («Manganese Hill») в синхроничных отложениях располагается осадочное медное месторождение.

Итак, рассматриваемая Никопольская (ортокварцитово-глауконитово-глинистая) формация отличается следующими типичными для нее особенностями:

1. Она является образованием, развитым на жестком основании докембрийских и более поздних платформ, либо близких к ним по режиму устойчивых участков земной коры.

2. В строении формации четко выделяются три члена:

а) нижний, базальный, обычно грубокластический член, несогласно перекрывающий более древние породы, по составу ортокварцитовый с примесью глауконита. Мощность обычно невелика — от нескольких сантиметров до 5—10 м;

б) рудный член формации, нередко с разрывом лежащий на подстилающих породах. Сложен окисными, смешанными и карбонатными марганцевыми рудами оолитово-пизолитовой, желвачно-конкреционной, нередко кусковатой и линзовидной текстуры. Значительно реже отмечаются руды пластовой текстуры. В большинстве случаев окисные руды через смешанные сменяются карбонатными марганцевыми рудами, которые в свою очередь выклиниваясь, замещаются глинистыми толщами по мере общего погружения фундамента. Руды заключены в песчано-глинистой, нередко кремнистой массе. Средняя мощность 2—5 м, при крайних значениях от нескольких сантиметров до 15—20 м (Северный Урал);

в) верхний член формации сложен преимущественно глинами, нередко обогащенными кремнистым материалом и глауконитом.

3. Общая мощность отложений Никопольской формации в пределах рудных полей составляет от 3—8 м до нескольких десятков метров и крайне редко более ста метров, что свойственно обычно участкам расклинивания рудной пачки и перехода ее в безрудные более глубоководные отложения.

4. Отличительной особенностью руд Никопольской формации является прежде всего широкое развитие окисных, смешанных и карбонатных разновидностей руд, обычно последовательно сменяющих друг друга по мере погружения субстрата. Среди них в большинстве случаев преобладают конкреционно-линзовидные желваковые, неправильно кусковатые, различного рода пизолитовые, оолитовые и землистые руды, заключенные, как правило, в песчано-глинистой массе. Нередко рудный материал (окисный или карбонатный) в кластогенных породах играет роль цемента различной структуры: пойкилитовой, базальной или поровой. Пластовые руды мало характерны для этой формации и обычно представлены тонкими (2—15 см, редко до 40 см), невыдержанными по простиранию прослойками (например, руда «пласт» Чиатурского месторождения). Таким образом, в формировании руд этой формации исключительное значение принадлежит процессам диагенеза, следствием которых являются различного рода оолитово-конкреционные структуры окисных и карбонатных руд при довольно высокой химической чистоте первых $\frac{Mn}{Fe} \geq 8-10$; обычно около 15—20 и выше; $\frac{P}{1\% Mn} 35 \cdot 10^{-3} - 4 \cdot 10^{-2}$ (табл. 1). Примечательными особенностями

руд этой формации является довольно высокое содержание терригенной примеси, главным образом кварца, а в карбонатных рудах — глинисто-глауконитового материала. Так, содержание SiO_2 в окисных рудах, сложенных преимущественно пиролюзитом, псиломеланом и отчасти мангани-том, редко опускается ниже 5—7% и обычно колеблется от 7 до 20%. В карбонатных марганцевых рудах количество терригенной примеси обычно более высокое и достигает 30—70%.

Как уже отмечалось, примесь железа невелика — до 5—8%, обычно же редко превышает 3%; исключение, пожалуй, составляют олигонитовые руды (Северный Урал) Колинского месторождения, в которых содержание Fe достигает 18—20% (это можно, вероятно, объяснить относительно высоким содержанием железа в материнских ультраосновных породах). Содержание фосфора, как правило, также невелико, редко превышает 0,2—0,5% и пропорционально общему количеству рудных компонентов.

Химический состав основных типов марганцевых руд Никопольской формации (в %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	6,41	9,45	8,20	3,58	19,68	17,41	8,42	7,31	8,38	16,72	19,64— 47,13	56,32	39,26	28,39	34,1	8,50
TiO ₂	—	—	—	—	—	0,31	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	4,54	3,10	4,62	4,91	7,95	1,29	0,80	1,47	1,42	—	3,65— 14,22	6,26	3,67	1,76	9,0	2,04
Fe ₂ O ₃	0,72	11,80	1,92	1,28	0,64	—	—	—	1,29	—	—	3,90	—	3,45	4,1	2,65
FeO	1,15	0,14	Не обн.	Не обн.	—	—	—	—	0,57	1,28	—	—	—	—	—	—
MnO	32,59	13,99	30,55	11,45	0,05	0,85	29,30	30,72	42,41	29,46	—	20,10	18,07	—	—	2,74
MnO ₂	Нет	Нет	35,10	67,30	68,58	74,15	37,60	Нет	—	—	—	—	2,21	50,00	36,2	71,92
CaO	13,46	23,80	2,26	2,18	0,90	0,81	0,32	22,65	6,60	10,97	0,37—3,61 0,88—2,50	2,16	3,03	—	1,9	0,34
MgO	1,52	2,83	1,73	1,82	0,30	0,37	2,00	—	2,52	3,05	—	0,68	2,17	—	0,5	0,05
BaO	0,18	—	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,5	2,37
NiO	Сл.	—	Не обн.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,3	0,80
K ₂ O } Na ₂ O }	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,74	0,99	—	1,48	0,81	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,53
SO ₃	0,79	0,09	0,458	0,37	—	—	—	—	0,29	2,62	—	0,30	—	—	1,2	0,28
H ₂ O	0,12	1,30	0,120	0,12	0,15	—	—	—	—	0,42	—	—	—	—	1,0	—
Cl	0,44	0,28	1,94	0,64	0,82	—	8,41	1,71	0,82	2,34	—	2,40	—	—	—	1,03
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,67	0,33
П. п. п.	35,72	33,92	—	—	—	1,54	0,15	33,91	33,40	26,45	—	—	—	—	—	—
Итого	—	—	11,88	5,32	0,18	—	—	—	—	—	—	—	19,72	—	—	—
Сумма	98,38	101,69	98,78	100,45	100,06				99,84	96,19						100,28

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Mn	25,22	10,82	46,10			47,05	47,30	23,39			14,09— 38,60	15,55	19,01	31,61		C—0,24
P	0,36	0,041				0,18	0,16	—			0,05— 0,32	0,13	—	—		
H ₂ O ⁺	—		8,24			—	—	—			—	—	—	—	2,2	5,03
Fe	—					1,07	0,1	1,2	2,00	2,88	2,70— 11,35	2,73	2,90	—		
S	—					0,31	—				Следы— 1,35	0,11	0,60	—		

- 1 — карбонатная желваковая темно-серая руда, Никопольское месторождение (Грязнов, 1956).
- 2 — желто-серая карбонатная масса из окисно-карбонатной руды, Никопольское месторождение (Грязнов, 1956).
- 3 — манганитовая руда Никопольского месторождения (Грязнов, 1950).
- 4 — рудное вещество, представленное главным образом пиролюзитом. Никопольское месторождение, Чкаловский участок. По данным Ф. М. Кукушка (1957).
- 5 — пиролюзитово-псиломелановая руда Никопольского месторождения, по данным Ф. М. Кукушка (1957).
- 6 — пиролюзитово-псиломелановая руда Чиатурского месторождения, нагорье Табагреди (Авалиани, 1958).
- 7 — манганитовая руда (бурая и «бельта») Чиатурского месторождения, нагорье Ргани, рудник № 11 (Авалиани, 1958).
- 8 — карбонатная руда Чиатурского месторождения, нагорье Мгвимеви (Авалиани, 1958).
- 9 — желтовато-белый кальциевый родохрозит, образующий тонкие прослойки среди зеленовато-серых родохрозитовых прослоев. Полуночное месторождение, Северный Урал (Андрущенко, 1954).
- 10 — манганокальцит из крупной караваяобразной конкреции скрыто-кристаллического сложения. Полуночное месторождение, Северный Урал (Андрущенко, 1954).
- 11 — пиролюзитово-псиломелановые руды Полуночного месторождения (Илларионова, Каминская, Немрюк, 1958).
- 12 — комбинированная проба из верхнего, среднего и нижнего пластов участка Якунька из отвалов штолен 16 и 3, Лабинское месторождение (Ефремов, 1938).
- 13 — проба карбонатной руды, Лабинское месторождение (Хетагуров, Катова, 1957).
- 14 — пиролюзитовые конкреции, заключенные в песчано-глинистой массе, Мангышлак (Круг, 1927).
- 15 — алевритовые глинистые сланцы, содержащие рассеянные окислы марганца из «песчаника зебра» Тимна, Южный Израиль (Bentor, 1956).
- 16 — марганцевые конкреции из «верхнего глинистого сланца», Марганцевый холм, Тимна, Южный Израиль (Bentor, 1956).

В целом, для руд Никопольской формации характерен определенный комплекс малых элементов, преимущественно из группы железа: Ni, Co, Cr, V, Cu, а также Mo. Для окисных и некоторых карбонатных руд нередко отмечаются относительно повышенные количества Ba, Sr.

5. Никопольская формация является сугубо экзогенным образованием, возникшим вследствие интенсивного развития выветривания на породах, обычно основного состава, накопления продуктов коры выветривания, последующего дифференциального переноса этих продуктов и аккумуляции рудного компонента в мелководных прибрежных участках морского бассейна либо лагуны.

6. В формационном ряду Никопольская формация занимает вполне определенное положение. Она с размывом залегает на подстилающих отложениях, либо на породах кристаллического фундамента и покрывается глинисто-алевритовыми, нередко глауконитово-кремнистого состава отложениями, приобретающими широкое развитие за пределами дальнего выклинивания формации. Последние и замещают эту формацию по простиранию (фиг. 1). По направлению к древней береговой линии Никопольская формация выклинивается и переходит в терригенные континентальные отложения, среди которых, например, на южном склоне Украинского щита известны угленосные осадки.

7. Накопление осадков Никопольской формации происходило в условиях гумидной климатической зоны. Относительно высокая геохимическая подвижность марганца как элемента рудной триады Al — Fe — Mn обусловила сравнительно широкое климатическое распространение его рудных концентраций. Так, Никопольское и Чиатурское месторождения, вероятно, формировались в типично гумидной климатической обстановке; Мангышлакское месторождение, по-видимому, в полосе пограничной с аридной зоной; марганцевое месторождение Южного Израиля — в аридной зоне; а Северо-Уральские месторождения — в условиях умеренного, вероятно, даже холодного климата.

8. По своим запасам Никопольская формация представляет исключительное, феноменальное образование в истории Земли. Ее запасы, пересчитанные на металлический марганец, составляют около $806,75 \cdot 10^6$ т. При этом следует учесть, что на Южно-Украинский марганцерудный бассейн (Никопольское и Больше-Токмакское месторождения) приходится около 90% этого количества.

ГОНДИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ (ТИПА МАДХИЯ ПРАДЕШ)

Докембрийские марганценозные формации являются весьма сложными и, пожалуй, наиболее спорными объектами изучения. В них сказывается и определенная специфика физико-химических обстановок докембрия, общая продолжительность существования которых в 3—4 раза превышает последокембрийскую историю Земли, и тот факт, что, изучая эти формации, мы имеем дело лишь с некоторыми глубоко измененными реликтами, имевшими сравнительно широкое развитие в более древние эпохи. При таких обстоятельствах решающее значение принадлежит исследованию парагенезов руд с вмещающими породами и особенностей их латерального изменения.

В этом отношении пристального внимания заслуживает докембрийская гондитовая формация (типа Мадхия Прадеш), широко известная на юге Азии, в Африке и пользующаяся распространением в Южной Америке.

«Гондитовой формацией» мы называем толщу марганценосных пород докембрия центральных провинций Индии, соответствующую по своему стратиграфическому объему и набору пород «Гондитовой серии» Л. Фермора (Fermor, 1909). «Гондитовая серия» была выделена Л. Фермором среди глубоко метаморфизованных пород, главным образом для того, чтобы подчеркнуть определенное стратиграфическое положение и особый специфичный состав главной марганценосной свиты. «Для этого подразделения,— писал Л. Фермор (1909, стр. 307) — характерна ассоциация руд и пород (имеются в виду марганецсодержащие породы — *И. В.*) с породами, образовавшимися вследствие метаморфизма неизвестковистых осадков, таких как песок, глина или конгломерат». Другая марганценосная свита второстепенного значения характеризуется постоянной ассоциацией марганцевых руд, с кристаллическими известняками и почти неизменным присутствием пьемонтита (либо иного марганцевого эцидота).

Областью наиболее типичного развития гондитовой формации являются Центральные провинции Индии и прежде всего штат Мадхия Прадеш. В этом районе гондитовая формация относится к горизонту Мансар (Mansar) серии Саусар (Sausar). Породы этой формации образуют широтно вытянутый «марганцевый пояс», простирающийся от района Укуа (Ukua), области Балагхат (Balaghat) на востоке до районов Чхиндвара, области Нагпур на западе и имеющий общую протяженность около 176 км. Л. Фермор (Fermor, 1911) протягивает этот пояс с перерывами через весь Индийский полуостров от Ганпура на востоке, через указанные марганценосные центральные районы до Джотхвад (Jothvad), штат Нарукот (Narukot) президентство Бомбей на западе.

В свете работ последних лет (Шейнманн, 1959; Aswathanarayana, 1956; Кришнан, 1954 и др.) можно сомневаться в реальности существования единого трансиндийского марганценосного пояса протяженностью более 1100 км, но неоспоримо существование Центральной марганценосной провинции (Мадхия Прадеш), которая является реликтом, очевидно, весьма крупного индийского марганцерудного бассейна.

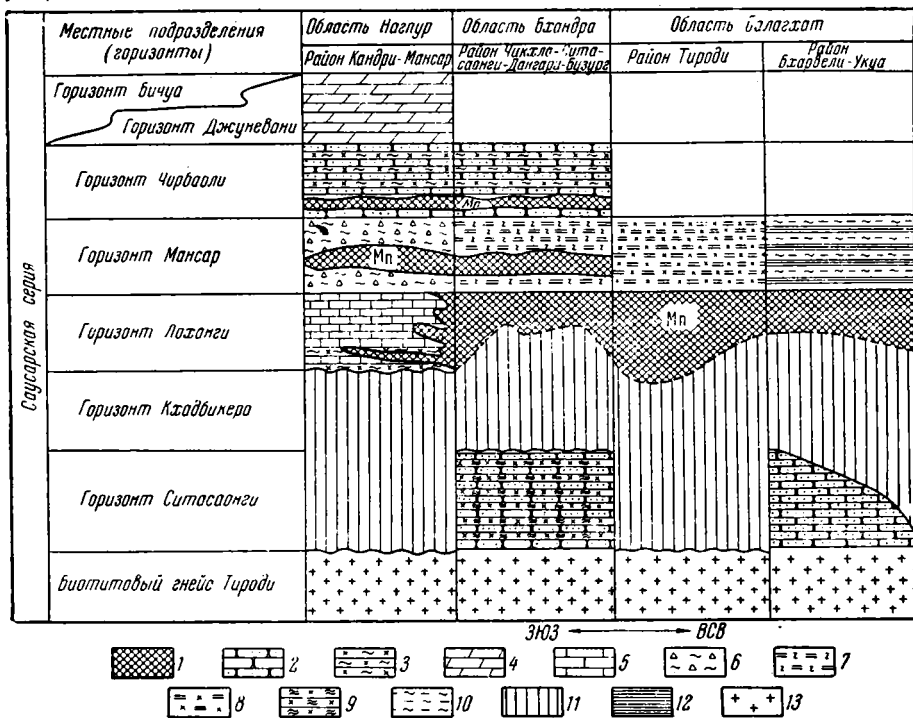
Приведем разрез Саусарской серии (сверху — вниз), в котором заключен горизонт Мансар (по данным Straszek, Subramanyam et al., 1956) для Центральной провинции.

Следует указать, что описание разреза Саусарской серии, по упомянутым авторам, по-видимому, носит сводный характер для каждого горизонта, без подразделения его на метаморфические зоны или ступени; при этом отмечается, что в целом интенсивность метаморфизма увеличивается в направлении с востока на запад (фиг. 3).

Г о р и з о н т Б и ч у а (Bichua). Доломитовые мраморы и ассоциирующие с ними известково-силикатные гнейсы, гранулиты, актинолитовые сланцы. Эти породы встречаются повсеместно по площади, за исключением восточной части пояса, где они еще не опознаны.

Г о р и з о н т Д ж у н е в а н и (Junewani). Мусковит-биотитовые сланцы и кварц-биотитовые гранулиты, местами мелкозернистые биотитовые гнейсы, обычно гранатсодержащие (в силлиманитовой зоне они содержат силлиманит, чаще всего в виде кварц-силлиманитовых пятен либо метаморфических конкреций, а в зонах средней ступени метаморфизма встречается ставролит и кианит). В отдельных участках наблюдается постепенный переход и клиновидно-зубчатое переслаивание этих пород с породами горизонта Бичуа. Горизонт Джуневани широко распространен, но отличается линзовидным строением.

Г о р и з о н т Ч о р б а о л и (Chorbaoli). Кварциты, кварцевые сланцы и кварцево-мусковитовые сланцы, обыкновенно гранатсодержащие, местами полевошпатовые, переходящие постепенно в мусковитовые гнейсы, глубоко фельдшпатизированные. В участках средних ступеней метамор-



Фиг. 3. Вероятная схема стратиграфического распределения марганцевых залежей в саусарской серии, штат Мадхия Прадеш, Индия. Составлена по данным Straszek et al., (1956).

1 — марганцевые залежи; 2 — кварциты; 3 — кварц-мусковитовые сланцы; 4 — доломиты; 5 — мраморы; 6 — мусковитовые сланцы, частично измененные в микроклин-кварцевые гнейсы; 7 — мусковит-биотитовые сланцы, местами со ставролитом; 8 — мусковит-биотитовые сланцы, содержащие силлиманит; 9 — биотитовые сланцы; 10 — серицитовые сланцы; 11 — отсутствие отложений; 12 — филлиты; 13 — гнейсы

физма присутствует кианит, в силлиманитовой зоне отмечаются силлиманитовые и кварц-силлиманитовые метаморфические конкреции; местами встречаются исчерченные гальки кварцитовых конгломератов и автокласических брекчий.

Горизонт Мансар (Mansar). Кварциты, гондиты, гондитово-браунитовые залежи, мусковитовые сланцы, мусковит-биотитовые сланцы, серицитовые сланцы и филлиты, обыкновенно гранатосодержащие. В силлиманитовых зонах встречаются скопления силлиманита; в зонах средних ступеней метаморфизма присутствует ставролит. В ограниченных участках фельдшпатизации эти сланцы преобразуются в мусковитовые гнейсы. В районах низких ступеней метаморфизма серицитовые сланцы содержат отрелит. Химические анализы пяти образцов пород горизонта Мансар, взятых из контакта ассоциирующих с ними марганцевых залежей в зонах низкой, средней и высокой ступени метаморфизма, показывают содержание глинозема от 16 до 21%. Это обстоятельство указывает на то, что изначальные осадки, из которых произошли эти породы, были довольно глинистыми.

Горизонт Лоханги (Lohangi). Розовые и белые кальцитовые и доломитовые мраморы, а также ассоциирующиеся с ними известково-силикатные гранулиты и гнейсы; местами эпидотовые кварциты. Горизонт Лоханги широко распространен на всей территории, но встречается обыкновенно в виде тонких прерывистых образований.

Горизонт Кхадбикера (Khadbikera). Кварц-биотитовые гранулиты, обычно с эпидотом и магнетитом, перемежаются с кварц-биотитовыми сланцами. Этот горизонт, очевидно, связан постепенным переходом с горизонтом Лоханги и с гнейсом Тироди. Он представляет собой маломощную линзовидную пачку, выделяемую лишь местами в областях Бхандара (Bhandara) и Нагпур.

Горизонт Ситасонги (Sitasaongi). Кварц-мусковитовые сланцы, обыкновенно полевошпатовые с прослойками кварцитов; в участках локальной фельдшпатизации преобразуются в мусковитовые гнейсы. Они обладают наибольшей мощностью в области Бхандара, по-видимому, продолжают на восточную окраину марганценосного пояса, но вскрыты лишь в области Нагпур (Nagpur).

Биотитовые гнейсы Тироди (Tirodi gneiss). Биотитовые гнейсы, обычно среднезернистые, с подчиненными прослойками амфиболитов, роговообманковых гнейсов, известково-силикатных гнейсов, кварц-биотитовых гранулитов и полевошпатовых биотит-мусковитовых сланцев; как правило, гранат- и мусковитсодержащих; местами с альбит-олигоклазовыми порфиробластами и глазками. В зоне высоких ступеней метаморфизма содержится силлиманит; вероятным эквивалентом этих пород в зонах низкой и средней ступеней является мелкозернистый биотитовый гнейс, а в зонах наиболее низких ступеней — аркозовый песчаник и конгломерат.

Основание не вскрыто, но тем не менее эти породы распространены повсеместно в пределах марганценосного пояса.

Тектоническое строение Саусарской серии, которая по Фермору, Баттагарджи и Уэсту (Кришнан, 1954, стр. 84) для Центральных провинций соответствует Дарварской системе, довольно сложное. Общее региональное простирание серии соответствует главному простиранию марганценосного пояса. Ее породы смяты в сложные изоклинальные складки, простирающиеся в западных румбах, и осложненные рядом сложных разновозрастных разрывных нарушений. Кроме того, следует указать на значительное участие синтетектонических гранитных плутонов, сопровождающихся более поздними гранитными штоками, пегматитами и густой сетью кварцевых жил. Наиболее активно проявился магматизм в позднем докембрии до начала образования системы Виндхам (Vindhiam).

Весьма сложная тектоническая структура марганценосных районов препятствует установлению приближенных значений мощностей для подразделений Саусарской системы. Судя по данным Страчека и др. (Straczek et al., 1956), намечаются три отчетливые марганцерудные зоны (сверху вниз):

1. В зоне Чорбаоли встречаются лишь несколько промышленно незначительных залежей марганценосных гранатово-кварцевых пород и гондитов, а в областях Нагпур и Бхандара известна браунитовая залежь.

2. В зоне Мансар залегают многие крупные рудные залежи, наибольшая часть которых приурочена к областям Нагпур и Бхандара и отчасти Чхиндвара. Рудные залежи сложены главным образом браунитом и ассоциирующим с ним кварцитом, но основная наибольшая часть залежей представлена гондитом.

3. В зоне Лоханги находятся наиболее промышленно важные рудные залежи сравнительно с другими подразделениями Саусарской серии. Они состоят из весьма большого числа залежей браунитовых руд и гондитов. Небезынтересно отметить, что залежи зоны Лоханги занимают стратиграфическое положение мраморов и известково-силикатных пород горизонта Лоханги. «Все крупные рудные залежи этой зоны и большинство мелких залежей руд и гондита находятся на месте горизонта Лоханги, т. е. они встречаются там, где слоев Лоханги нет» (Straczek et al., 1956, стр. 73). Лишь местами, особенно на севере Нагпурской области, марганце-

рудные залежи тесно ассоциируют с пьомонтитсодержащими мраморами горизонта Лоханги. Значительно реже они локализируются вдоль контакта с эпидотовыми кварцитами, по-видимому, горизонта Лоханги и слюдяными сланцами горизонта Мансар.

Из приведенных сведений можно сделать вывод, что главная, подавляющая часть марганцевых руд и пород Центральных провинций, залегающая на уровне горизонта Лоханги, образует базальное основание горизонта Мансар.

Проанализировав геологические карты и данные по марганцерудным областям штата Мадхия Прадеш (Straczek et al., 1956), мы составили вероятную схему стратиграфического распределения марганцевых залежей в Саусарской серии (см. фиг. 3). Из этой схемы видно, что основная масса марганцевых руд и пород в большинстве областей марганцевого пояса Индии, вероятно, трансгрессивно залегает на биотитовом гнейссе Тироди, либо (в отдельных местах) на кварцитах, полевошпатовых, кварц-мусковитовых сланцах горизонта Ситасаонги. Из подрудной части разреза повсеместно отсутствуют (по-видимому, размыты) породы горизонта Кхадбикера, а местами и породы горизонта Ситасаонги.

Как уже отмечалось, гондитовая формация охватывает три марганценозные зоны Саусарской системы: зону Лоханги (без карбонатных пород), зону Мансар и отчасти зону Чорбаоли (область Нагпур, Бхандара).

Степень метаморфизма и, по-видимому, мощность пород гондитовой формации заметно возрастают от восточных границ марганценосного пояса (в районе Бхарвели-Укуа распространены филлиты и серицитовые сланцы) в западном направлении и в области Нагпур широкое развитие получают микроклин-кварцевые гнейсы и мусковитовые сланцы, появляются мрамора. Наиболее характерным членом гондитовой формации являются пластовые залежи гондитов — пород, состоящих преимущественно из спессартина и кварца, находящихся в переменных количественных соотношениях. Кроме того, в гондитах нередко присутствуют родонит, марганецсодержащие амфиболы, биотит, обычны браунит, гаусманит.

Гондит тесно ассоциирует с залежами браунита, кварцита и различных метаморфических производных глинистых сланцев. Сам гондит, по всей вероятности, является, метаморфогенным продуктом реакции марганцевых окисных руд, кварца и глинистых пород. Обыкновенно гондитовые породы слагают окончание линзовидных рудных тел, состоящих из тонкой перемежаемости слоев кварцита и браунита (Fermor, 1909; Straczek et al., 1956).

Нередко гондит встречается в виде мелких линзовидных скоплений в брауните и кварцитовых пропластках, довольно часто он залегает в виде слоистых тел замещения, развитых вдоль браунит-кварцевых прослоев, вдоль биотитовых прослоев в брауните и кварците.

Главным собственно рудным компонентом гондитовой формации являются согласные пластовые залежи браунита. Мощность отдельных браунитовых прослоев колеблется от нескольких миллиметров до нескольких метров, общая мощность залежи до 30 м, однако, вероятно, начальная мощность недислоцированной рудной пачки не превышала 10—15 м. Рудные тела прослеживаются по простиранию от нескольких метров, обычно нескольких сотен метров, до 6,5 км. Страчек (Straczek et al., 1956) указывает, что отношение браунит : кварцит в разрезах, где руда преобладает, изменяется от 1 : 5 до 2 : 1, причем текстура рудной залежи очень напоминает слоистые докембрийские железорудные образования (вместо гематита в этом случае соответственно присутствует браунит).

Характерным компонентом рудных залежей являются постоянно присутствующие прослойки и пласты мелко-, среднезернистых и массивных гранулитовых до сланцеватых кварцево-слюдисто-полевошпатовых по-

род, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В некоторых из них слюда представлена мусковитом, в других биотитом, а полевой шпат — преимущественно плагиоклазом. Содержание глинозема в этих породах достигает 18%. Из рудных минералов важно отметить биксбит, гаусманит, голландит, иногда родохрозит и другие. Качество пластовых окисных руд довольно высокое (табл. 2), содержание металлического марганца редко опускается ниже 49—50%, что в известной мере можно объяснить облагораживающим воздействием метаморфизма. Содержание фосфора обычно менее 0,2% и крайне редко превышает 0,25—0,27%. Количество железа в большинстве не измененных выветриванием окисных марганцевых руд составляет 6—7% и довольно редко достигает 15—17%.

Т а б л и ц а 2

Химический состав пластовых окисных марганцевых руд гондитовой формации

Компоненты	Балагхат *	Бхандра *	Бхандра, шахта Донгри-Булуург	Гангпур **		Гондит из Чхиндвара***
				крайние значения	средние	
SiO ₂	6,5	8,0	3,5	2,60—11,20	4,41	60,45
Mn	51,0	50,5	51,3	45,58—54,13	49,31	10,36
Fe	7,0	7,5	6,5	2,60—7,92	6,59	5,33
P	0,1	0,16	0,275	0,061—0,150	0,117	0,30

* Заимствовано из Сондхи (Sondhi, 1956).

** Средние из 53 партий марганцевых руд (30710 т) Гангпура (Ferguson, 1911)

*** Анализ типичного гондита из Чхиндвара (Ferguson, 1909).

Как уже отмечалось, гондиты сложены спессартином и кварцитом, находящимся в переменных соотношениях; в связи с этим количество MnO в них меняется от долей процента (почти чистый кварцит) до 42,92% (порода, сложенная спессартином), в анализе типичного гондита из Чхиндвара (Ferguson, 1909, стр. 349); MnO 13,37%; Fe₂O₃ — 7,47; FeO — 0,13; Al₂O₃ — 12,36; CaO — 2,60; MgO — 1,90; K₂O — 0,03; Na₂O — 0,19; SiO₂ (связанная) — 20 и 60; SiO₂ (свободная) — 39,85; P₂O₅ — 0,68; CuO — 0,02; TiO₂ — 0,46; H₂O⁺ — 0,20; H₂O⁻ — 0,10.

Таким образом, гондитовая формация Центральных провинций Индии сложена четко выраженным парагенезом глубоко метаморфизованных осадков: изначально представленных глинистыми отложениями, ортокварцитовыми песками и, вероятно, более тонкозернистыми кремнистыми осадками, окисными, реже карбонатными марганцевыми рудами. На западе этой территории появляются карбонатные толщи горизонтов Лоханги и Бичуа, причем в ассоциации с мраморами Лоханги встречаются залежи браунитовых руд. Это, по всей вероятности, следует интерпретировать как появление карбонатной фации марганцевых руд при преобладании карбонатных отложений и возрастании мощностей этих отложений, сопровождаемых общим усилением интенсивности метаморфизма. Характерно еще и то, что в разрезе пород Саусарской серии практически отсутствуют вулканогенные породы, столь типичные для областей развития Дарварской системы (штат Майсур).

В этом отношении небезынтересна работа Асватанарайана (Aswathapa-
rayana, 1956), в которой приведены данные по абсолютному возрасту завершающих циклов образования главнейших структурных областей докембрия Индийского полуострова. Сопоставляя наиболее древнюю —

Дарварскую складчатую систему Индии, характеризующуюся северо-северо-западными простираниями, с Сатпурской структурной зоной, простирание которой изменяется от западно-юго-западного до почти широтного, Асватанарайана указывает на резкую одновременность их формирования.

Так, свинцовым методом $\frac{207}{206}$ возраст монадата из пегматита Йедиур (Yediur), Бангалор определен в 2300 ± 100 млн. лет. Это определение является наиболее достоверным и подтверждается другими методами для дарварских пород.

Структурное оформление Сатпурской зоны, к которой принадлежит штат Мадхия Прадеш, происходило значительно позднее. Изотопный анализ свинца уранинита из Сингара дает возрастной интервал 912—995 млн. лет. Этот возраст (в среднем 955 ± 40 млн. лет) в общем подтверждается и другими методами.

Приведенные данные о резкой разновозрастности формирования этих структурных зон, естественно, не дают еще оснований для корреляции наиболее древних толщ, слагающих основания Дарварской и Сатпурской зон.

Не исключено, что Саусарская серия и Дарварская система, как считают Л. Фермор и др., синхроничны. Однако очевидно, что они принадлежат к структурно разнородным областям. Интересно при этом отметить, что в пограничных районах Дарварской и Сатпурской зон структуры Дарварского простирания обрезаются складками Сатпурского простирания. Ю. М. Шейнманн (1959), интерпретируя данные Асватанарайана (1956), считает эти регионы тектонически резко разнородными.

Таким образом, несмотря на слабую геологическую изученность и фрагментарность наших знаний о геологии докембрия Индийского полуострова, можно считать, что Саусарская серия Центральных провинций и Дарварская система Майсура принадлежат к тектонически разнородным областям. Так, Саусарская серия, сложенная преимущественно кварцево-глинисто-карбонатными отложениями без каких-либо заметных признаков вулканической деятельности, вероятно, является, либо миогеосинклинальным образованием, либо толщей, накапливавшейся в подвижных участках платформенной области.

Дарварская система, напротив, сложена зеленокаменными, граувакковыми, грубообломочными породами и железистыми кварцитами эвгеосинклинального облика.

Довольно широкое развитие имеет гондитовая формация в Африке, Мали, месторождение Ансонго, $15^{\circ}41'$ с. ш. $0^{\circ}30'$ в. д. (Servant, 1956). Здесь гондитовой формации соответствует «серия Ансонго», сложенная главным образом мусковитовыми кварцитами, слоистыми, пластинчатыми, нередко рассланцованными. Для района месторождения также характерны лептитовые породы, переходящие в слабо метаморфизованных участках в аркозы. По возрасту серия Ансонго соответствует инфракембрию (верхний докембрий). Характерным членом рассматриваемой формации являются линзы марганцевых руд, приуроченные к определенному стратиграфическому горизонту серии Ансонго. Марганцерудные линзы прослеживаются параллельно главному простиранию слоев серии более чем на 30 км. В приконтактных участках рудных залежей, переходящих в истинные гондиты, встречаются выделения спессартина в кварцитах. В общем, в залежах преобладают метаморфизованные окисные руды, окисленные на поверхности до псидомелана и пиролюзита. Руды эти загрязнены, гидратированы и обычно представлены конкреционно-натечными массами, нередко обогащенными окисью бария.

Окисленные руды характеризуются малым содержанием железа (от

1 до 4%), фосфора (0,015 до 0,25%) и весьма богаты марганцем (от 50 до 55% Mn при 3—4% SiO₂). В крупных скоплениях массивных окисленных руд, содержащих от 20 до 64% SiO₂, обогащающее воздействие выветривания выражено слабее.

Несмотря на отрывочность имеющихся данных по месторождению Ансонго, удается установить, что здесь отчетливо наблюдается парагенез глинистых ортокварцитов, измененных в мусковитовые кварциты, окисных марганцевых руд, участками преобразованных в гондиты, и иногда аркозов, метаморфизованных в лептитовые гнейсы и сланцы.

Таким образом, гондитовая формация (типа Мадхия Прадеш) представляет собой глубоко метаморфизованную толщу нормально осадочных пород, сложенную отчетливым парагенезом измененных глинистых осадков, ортокварцитов, окисных и отчасти, по-видимому, карбонатных марганцевых руд.

Для этой формации характерна широкая, региональная распространенность оруденения. Так, марганцевый пояс Центральных провинций имеет протяженность около 176 км при ширине в несколько десятков километров; в районе месторождения Ансонго марганцевое оруденение прослежено по крайней мере на 30 км. Толщи, близкие к гондитовой формации, регионально распространены на юге Мадагаскара (графитовая система архея) и в Конго (серия Кибара, архей).

Примечательным для гондитовой формации является положение рудной пачки в разрезе. Как это видно на фиг. 3, главная масса рудных залежей играет роль базального основания собственно гондитовой формации (горизонт Мансар), занимая место слоев Лоханги (штат Мадхия Прадеш, Индия), и несогласно с перерывом залегающим главным образом на гнейсах Тироди.

Марганцевые руды гондитовой формации представлены преимущественно силикатными — гондитовыми и окисными — браунитовыми разновидностями, нередко глубоко измененными выветриванием. Обычно окисные руды весьма высококачественные (Mn > 45%), при низком содержании фосфора и железа.

Запасы гондитовой формации составляют 21,05 млн. т металлического марганца. Величина эта, несомненно, многократно меньше тех действительных количеств рудного вещества, которые заключены в рассматриваемой формации. Это обстоятельство объясняется, по-видимому, тем, что в расчет не были приняты экономически малоценные гондитовые руды, а также слабой разведанностью марганценосных площадей и, наконец, тем, что мы имеем дело лишь с ничтожными фрагментами месторождений, сохранившимися в течение столь длительной геологической истории.

ГРУППА ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВЫХ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ

Группа эта характеризуется преимущественно карбонатным составом слагающих ее отложений, являющихся чаще всего пограничными образованиями — относительно формационных тел, лишенных рудных компонентов. Обыкновенно марганценосные формации рассматриваемой группы представляют собою сравнительно маломощную толщу мелководных карбонатных, нередко карбонатно-терригенных осадков, латерально переходящих в относительно мощные известняковые, известняково-глинистые и доломитовые толщи с кларковым (либо ниже) содержанием рудных компонентов.

По характеру тектонической позиции, строению, составу и литолого-геохимическим особенностям руд группы известняково-доломитовых формаций можно подразделить на две подгруппы:

1) известняково-доломитовых формаций марокканского типа, развитых на жестком платформенном основании (эпигерцинской платформе и т. п.);

2) известняково-доломитовых формаций геосинклинальных зон (Алпачачского, Усинского типов).

ПОДГРУППА ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВЫХ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ МАРОККАНСКОГО ТИПА

Геологический разрез Марокко отличается изобилием марганцевых рудопоявлений и залежей, встречающихся в широком стратиграфическом интервале от инфракембрия (рифей) до сеноман-туронских отложений.

Инфракембрийские марганцевые месторождения (Тиунн, Идикель и Уарцацат) принадлежат к вулканогенно-осадочным формациям порфиrowого ряда. К этим же формациям относятся в Марокко и визейские залежи марганцевых руд (месторождение Глиб ан Нам).

Месторождения, располагающиеся в более верхних частях разреза, — пермо-триасовые, лейасовые и сеноман-туронские залежи примечательны, как правило, тем, что они залегают в средней части толщи, отвечающей по своему строению трансгрессивному циклу (Bouladon et Jouravsky, 1952, 1956).

В основании рудоносной пачки обыкновенно лежат красноцветные грубозернистые песчаники и конгломераты, состоящие нередко из обломков подстилающих пород. Рудоносная пачка представлена обыкновенно доломитами, иногда с терригенной примесью, доломитовыми известняками, красноцветными глинами и мелкозернистыми песчаниками. С доломитами и красными глинами обычно ассоциируют окисные марганцевые руды, залегающие в виде выдержанных на значительном расстоянии слоев.

На рудоносной пачке лежат грубокластические, чаще всего красноцветные отложения (последние нередко бывают уничтожены более юными трансгрессиями). Уместно заметить, что постпалеозойские марганцевые месторождения Марокко расположены в основном на участках завершенной палеозойской складчатости (типа эпигерцинской платформы), которые в течение пермо-триаса и мезозоя реагировали на активную тектоническую жизнь смежных районов Средиземноморья, зон Рифа, Высокого и Среднего Атласа и других участков резкими блоковыми подвижками (Мазарович, 1951; Choubert et Marçais, 1952). Об этом красноречиво свидетельствуют характер залегания постпалеозойских марганценосных формаций — они несогласно, с размывом располагаются на различных толщах подстилающих пород (фиг. 4—9), а также особенности их фациальных изменений. В северном и восточном направлениях рудоносные отложения обыкновенно переходят в более мощные карбонатные и карбонатно-терригенные толщи, лишенные рудных концентраций; в южном и западном направлениях они нередко замещаются красноцветными грубокластическими осадками и выклиниваются.

В подгруппе известняково-доломитовых формаций марокканского типа, к которой относится подавляющее большинство постпалеозойских марганцевых залежей и рудопоявлений, можно выделить две формации:

а) красноцветную карбонатно-терригенную марганценосную формацию типа Наргешум (Nargueshoum) (фиг. 4);

б) собственно известняково-доломитовую марганценосную формацию типа Имини-Таздрем (Imini-Tasdremt).

Формации этого типа особенно характерны для мезозойских марганцевых месторождений Марокко (фиг. 5, 6).

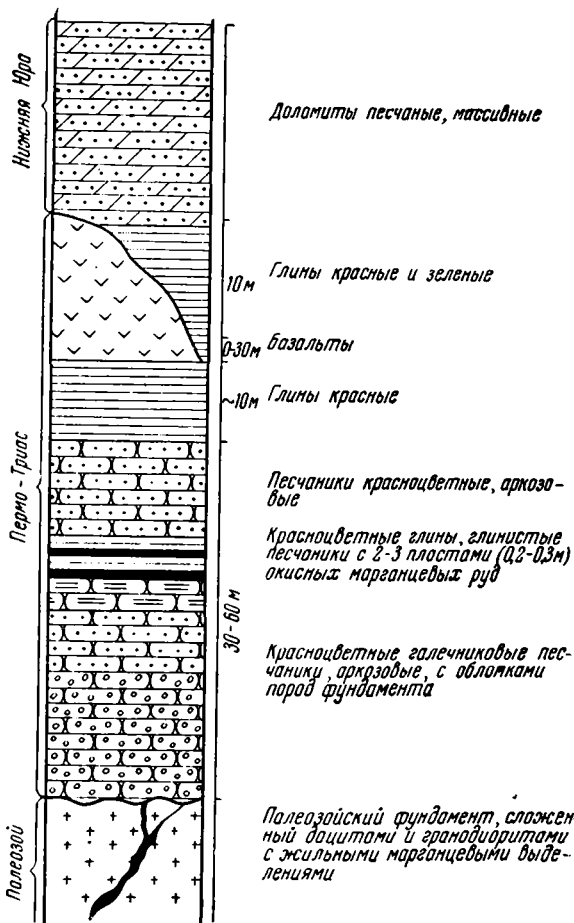
а) Красноцветная карбонатно-терригенная марганценосная формация типа Наргешум.

Эта формация наиболее полно развита в районе Ужда (северо-восточное Марокко, близ границы с Алжиром).

Здесь (месторождение Наргешум) нижним формационным членом является пачка красноцветных песчаников и конгломератов, залегающих несогласно на палеозойском фундаменте, сложенном дацитами и гранодиоритами, содержащими марганценозные жилы (фиг. 4).

В песчаниках и конгломератах встречаются обломки пород фундамента. Выше располагаются известковистые красноцветные глинистые песчаники и глины, с которыми ассоциируют окисные марганцевые руды. Ж. Буладон и Г. Журавский (Buladon, Jouravsky, 1952) выделяют два, иногда три рудных пласта, разделенных 2—3-метровыми пачками красноцветных глин и глинистых песчаников. Мощность нижнего наиболее богатого рудного пласта — 0,3 м, верхнего пласта — 0,5—0,8 м. Руды сложены в основном браунитом, представленным мелкими (0,1 мм) октаэдрическими кристаллами. Чаще всего выделения браунита ассоциируют с кальцитом, либо рассеяны в красном песчанике. Нижний слой сложен преимущественно полианитом. Руды характеризуются довольно высоким качеством (см. табл. 3, № 3). Как и большинство марганцевых руд из формаций марокканской подгруппы, они отличаются повышенными содержаниями бария ($BaSO_4$ — 5,85%) и свинца (Pb — 0,5%). Примечательно почти полное отсутствие доломитовых прослоев, если не считать маломощного горизонта в подошве нижнего рудного пласта.

В кровле формации располагаются красноцветные глины и песчаники, на которых залегают базальты, мощностью от 0 до 30 м. Над базальтами залегают слои красных глин, сменяющийся выше массивными песчаниками доломитами лейаса.



Фиг. 4. Разрез красноцветной карбонатно-терригенной формации (группа известняково-доломитовых формаций, Марокканская подгруппа) на примере месторождения Наргешум, район Ужда, северо-восточная часть Марокко. Составлен по данным Ж. Буладон и Г. Журавского (1952).

Общая мощность рассмотренной формации достигает 30—60 м.

Как видно из описания, формация типа Наргешум сложена главным образом красноцветными терригенными отложениями, карбонатные же породы находятся в резко подчиненных количествах. Это обстоятельство, казалось бы, ставит под сомнение справедливость отнесения формации типа Наргешум к группе известняково-карбонатных и, в частности к карбонатно-терригенной формации. Но, как будет показано ниже, для постпалеозойских марганценозных формаций Марокко общей наиболее характерной особенностью является их строение. Рудная пачка, в которой окисные руды марганца ассоциируют либо с доломитами, либо с красноцветными глинами, подстилается и покрывается грубокластическими, преимущественно красноцветными отложениями. Формации эти имеют отчетливо аридный, иногда эвапоритовый характер. Наконец, особенности залегания руд и их химизм (табл. 3) весьма специфичны и довольно однообразны.

Все это позволяет полагать, что резкая подавленность карбонатного вещества красноцветными терригенными отложениями в формации типа Наргешум носит характер частного, по-видимому, фациального выпадения одного из формационных членов.

б) Собственно известняково-доломитовая марганценозная формация типа Имини-Таздрем.

Подавляющее большинство промышленных залежей и рудопроявлений в мезозойских отложениях Марокко связано с собственно известняково-доломитовой формацией типа Имини-Таздрем. К ней прежде всего относятся крупнейшие в Марокко ($2,74 \cdot 10^6$ т металлического марганца) сеноман-туронские месторождения Имини (Imini) и Таздрем (Tasdremt), не говоря о множестве мелких рудопроявлений, связанных с этими отложениями, а также лейассовые месторождения Бу-Арфа (Bou-Arfa) и М'Кузза (M'Koussa) (фиг. 5—8).

Как упоминалось, рассматриваемая формация имеет отчетливо симметричное строение, отвечающее трансгрессивному циклу. В ее основании лежат красноцветные песчаники и конгломераты аркозового состава, нередко содержащие гальку нижележащих пород палеозойского или докембрийского фундамента, на глубоко денудированной поверхности которого залегают эти грубокластические породы. Ж. Буладон и Г. Журавский (1952, 1956) часто именуют эту грубокластическую пачку «нижней обломочной серией». Выше располагаются доломитовые породы с подчиненными слоями известняков, мергелей и тонкими прослоями красных глин.

На контакте песчаников и доломитов, нередко среди доломитов, располагаются обычно хорошо выдержанные по простиранию два, иногда три марганцерудных пласта. Они сложены главным образом полианитом, псиломеланом, иногда гаусманитом, коронадитом с повышенными количествами свинца и бария (табл. 3).

Над доломитовой рудоносной пачкой нередко с размывом лежит красноцветная «верхняя обломочная серия», очень схожая, как пишут об этом Ж. Буладон и Г. Журавский (1952), с подрудными грубокластическими отложениями. Породы эти представлены главным образом галечниковыми и грубозернистыми аркозами и конгломератами, в составе которых преобладают обломки гранитоидов и присутствуют красноцветные, нередко заглипсованные глины, иногда с прослоями и отдельными пластами гипсов (фиг. 5).

Латерально, главным образом на запад, отчасти на восток и север, нижняя и верхняя грубокластические серии выклиниваются, замещаясь мощными доломитовыми, известняково-доломитовыми толщами. По мере того как увеличивается общее количество доломитов, происходит обед-

нение рудных слоев и сокращение их мощности — расклиниваясь, они постепенно исчезают. В южном направлении намечается общее выклинивание формации — ее фациальный характер становится более континентальным, а в ее составе начинают преобладать красноцветные грубообломочные отложения.

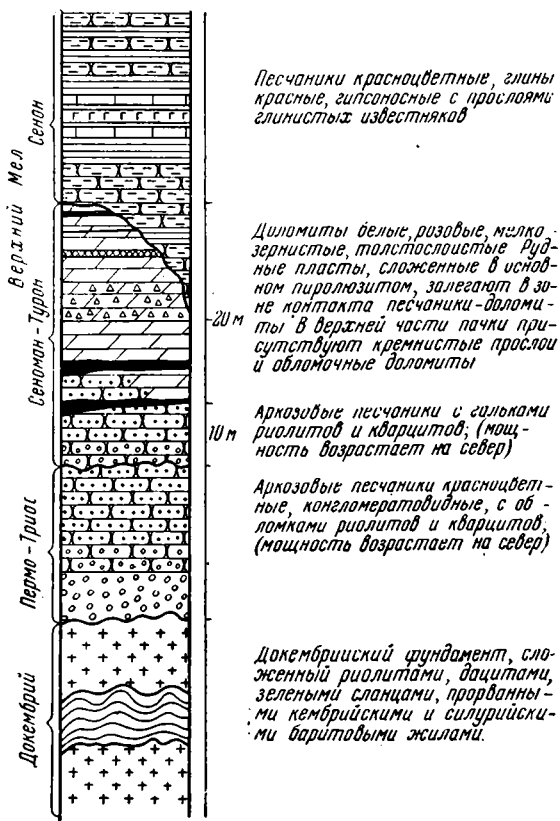
Таким образом, известняково-доломитовая формация рассматриваемого типа характеризуется довольно четкой позицией в формационном ряду — по направлению к древней береговой линии она замещается континентальными грубокластическими красноцветами, а к центру бассейна переходит в сравнительно мощные толщи доломитов.

Для конкретной иллюстрации строения и состава марганценосной известняково-доломитовой формации рассмотрим месторождения Имини и Таздрем, относительно геологического строения и генезиса которых в литературе имеется, пожалуй, сравнительно мало противоречий (Buladon, Jouravsky, 1952, 1956; Vincienne, 1956) (фиг. 5).

Полоса рудопроявлений, к которой приурочено марганцевое месторождение Имини (Южное Марокко), протягивается в восток-северо-восточном направлении более чем на 25 км. К западу-юго-западу ряд мелких рудопроявлений связывает рудоносную полосу Имини с месторождением Таздрем. С севера на юг эта рудоносная зона имеет вид узкой полосы, не превышающей 400 м, лишь в отдельных местах (Bou Tazoult) она достигает 1 км (фиг. 6, 7).

Серия «среднего мела» (инфра-сеноман) с разрывом и несогласием залегает на древнем фундаменте, сложенном докембрийскими риолитами и андезитами, а на востоке кембро-силурийскими зелеными сланцами с баритовыми жилами.

В некоторых участках на древнем фундаменте сохранились остатки грубообломочных красноцветных отложений пермо-триаса (фиг. 6). В основании рассматриваемой формации лежит 10-метровая пачка аркозовых песчаников и конгломератов, содержащая обломки риолитов и кварцитов; мощность увеличивается на север. На этих «нижних песчаниках» располагаются сеноман-туронские доломиты (10 м), мощность которых возрастает в восточном направлении. Марганцерудные пласты распо-

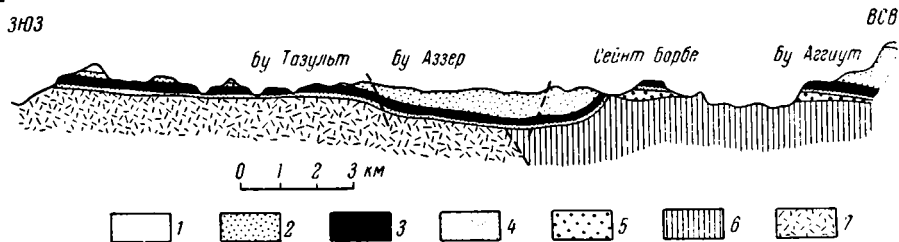


Фиг. 5. Разрез собственно известняково-доломитовой марганценосной формации типа Имини-Таздрем (группа известняково-доломитовых формаций, Марокканская подгруппа) на примере месторождения Имини, Марокко. Составлен по данным Ж. Буладон и Г. Журавского (1952)

гаются в зоне контакта доломит — песчаник, то в подошве доломитов, то в их кровле.

Доломиты белые или розовые, мелкозернистые толстослоистые (~1 м), обычно стерильные в отношении рудных компонентов, содержат остатки *Exogyra africana* Coguand. В кровле доломитов нередко встречаются тонкие прослойки кремневи.

Непосредственно на доломитах с кремнями или на верхнем рудном пласте несогласно залегают «верхние песчаники», относящиеся к сенонскому надъярису. Эти красноцветные рыхлые породы, содержащие прослойки красных гипсоносных глин и известняков.



Фиг. 6. Схема строения собственно известняково-доломитовой формации типа Имини-Таздрем в Южном Марокко, субширотный профиль через месторождение Имини, по Ж. Буладон и Г. Журавскому (1952).

1 — послемеловые отложения; 2 — песчаники верхние с прослойками известняков (сенон); 3 — доломиты безрудные (сенон-турон) с марганцерудными горизонтами; 4 — песчаники нижние, средний мел (инфрасенон); 5 — пермо-триас (песчаники, конгломераты, базальты); 6 — кристаллические сланцы (кембрий-силур) с баритовыми жилами; 7 — риолиты и андезиты (докембрий)

Рудных пластов — три; иногда два. Нередко два нижних пласта объединяются в один, общей мощностью от 1,0 м до 2,5 м. Примечательно, что песчаный прослой, разделяющий нижние рудные пласты в западной части рудоносной зоны Имини, восточнее замещается доломитом. В то же время сами рудные пласты в западном направлении замещаются песчаниками, а на востоке сменяются доломитами. В целом, эти рудные пласты хорошо выдержаны по простирацию. В их кровле обыкновенно располагается тонкий прослой красных глин, выше которых следуют доломиты. Подошва пластов также почти всегда сложена доломитом.

К северу рудные пласты, выклиниваясь, переходят в чистые доломиты, к югу они, уменьшаясь в мощности, объединяются и постепенно переходят в песчаники, импрегнированные окислами марганца.

Верхний — третий пласт (мощность 20—40 см) местами срезан предсенонским размывом и встречается локально.

Основная масса марганцевых руд представлена полианитом (полнокристаллическим пиролюзитом), в прожилках, конкрециях и жеодах отмечено наличие псиломелана и коронадита (табл. 3, анализ 6).

Руды из месторождения Имини, как и многие марганцевые руды из подгруппы известняково-доломитовых формаций Марокканского типа, отличаются повышенными количествами бария ($\text{BaO} - 1,5\%$) и свинца ($1,0\% \text{PbO}$). В рудах из месторождения Таздрем, весьма схожего с месторождением Имини, содержание свинца достигает 6%. Нижнеюрские марганцевые месторождения Бу-Арфа, М'Кузза и другие характеризуются в общем подобным строением известняково-доломитовой марганценозной формации, что и их сенон-туронские аналоги (фиг. 7, 8, 9). Но нижнеюрская марганценозная формация отличается от верхнемеловой, по-видимому, более резко выраженной континентальностью. Так, в составе нижней и верхней красноцветных, преимущественно аркозовых, кластогенных толщ, отмечаются обломки подстилающих пород докембрийского и

палеозойского фундамента. Толщи эти отличаются грубозернистостью и относительно повышенными величинами мощностей (верхняя обломочная серия в районе Бу-Арфа достигает 250 м) (фиг. 8). Рудные пласты, сложенные преимущественно полианитом и бариевым псиломеланом, ассоциируют здесь с известняково-доломитовыми породами и нередко с красными глинами, обычно содержащими повышенные количества терригенных компонентов.

Тектоническое строение лейасовых месторождений довольно сложное — они разбиты сериями разломов и осложнены флексурами и мелкими складками. Все это, по-видимому, способствовало некоторому перераспределению марганца под действием грунтовых вод в зонах повышенной трещиноватости. Такие эпигенетические прожилки и натечные образования псиломелана, пиролюзита и коронадита принимались некоторыми исследователями (J. Westerveld и др.) как свидетельство о гидротермальном происхождении этих месторождений (Буладон, Журавский, 1952).

Несколько слов о специфике химического состава марганцевых руд формаций Марокканской подгруппы. В основном — это высококачественные окисные руды, представленные полианитом, псиломеланом, отчасти коронадитом и гаусманитом, а в пермотриасовых залежах — браунитом.

Примечательно довольно малое содержание окиси железа — обычно меньше 2,0% (табл. 3) и значительные количества окиси бария (до 6,64%) и свинца (от десятых процента до 6,40%). Кроме того, здесь нередко повышенные значения окиси меди (до 0,33%) и окиси цинка (до 0,09%). Содержание же фосфора, напротив, крайне невелико — P_2O_5 редко превышает 0,08%.

Сравнивая химический состав марганцевых руд из вулканогенно-осадочных формаций порфиривого ряда инфракембрия и нижнего карбона Марокко с химизмом руд из рассмотренных формаций, нетрудно увидеть их большое сходство (табл. 3). Более того, почти все сказанное о специфике химизма постпалеозойских марганцевых руд справедливо и в отношении руд из вулканогенно-осадочных формаций Марокко. Это вряд ли окажется случайным, если учесть, что материнскими породами при формировании пермо-триасовых, нижнеюрских и верхнемеловых отложений были образования докембрия и палеозоя. Обломочный, рудный и хемогенный материал поступал в мелководный бассейн седиментации вследствие разрушения местных поднятий, многие из которых были сложены марганценовыми вулканогенно-осадочными формациями инфракембрия и карбона. Таким образом, при формировании марганцевых залежей, с одной стороны, по-видимому, существовал общий первичный источник рудного вещества в виде древних вулканогенно-осадочных толщ, а с другой стороны, вероятно, имело место многократное переотложение марганца в результате разрушения более древних марганцевых месторождений. В этой связи повышенные концентрации бария в марганцевых рудах подгруппы известняково-доломитовых формаций Марокканского типа, по-видимому, обусловлены как значительным развитием бариевой минерализации в древних вулканогенных породах фундамента, так и нередко эвапоритовой в условиях аридного климата, обстановкой седиментации.

Сенман-туронские отложения Алжира (район южной границы Атласа и Западной Сахары), относящиеся к более мористым частям формации типа Имини-Таздрем, характеризуются слабой региональной марганценосностью — наличием множества мелких марганцерудных проявлений. В районе Кааль де Брезина (Kahal de Brézina) известно крупное месторождение ($0,06 \cdot 10^8$ т металлического марганца), которое, как считает М. Бенито (M. Benito, приводится по Lucas, 1956), образовалось вследствие перераспределения марганца, рассеянного в туронских известняках под действием грунтовых вод.

Особое место в подгруппе известняково-доломитовых марганценовых формаций Марокканского типа занимает Улутелякское месторождение на Западном Урале ($55^{\circ}02'$ с. ш., $57^{\circ}07'$ в. д.). В его пределах на неровной денудированной поверхности артинских известняков и кунгурских гипсоносных пород, играющих роль жесткого фундамента, с размывом залегают рудоносные отложения уфимского яруса верхней перми (Хабаков, 1944; Бетехтин, 1946). От подстилающих пород рудоносная пачка нередко отделена прослоем песков и глин. Рудный горизонт представлен марганцовистыми известняками, залегающими почти горизонтально. Их мощность меняется от нескольких сантиметров до 11 м и составляет в среднем 4—5 м.

Рудный горизонт несогласно перекрыт верхнетретичными красными и охристо-желтыми глинами и четвертичными эллювиально-делювиальными суглинками. По упомянутому авторам, красноцветные уфимские отложения в районе самой рудоносной площади не установлены. Таким образом, верхний, надрудный терригенный формационный член в пределах Улутелякского марганцевого месторождения уничтожен эрозией.

Уровень грунтовых вод располагается ниже рудоносного горизонта. В связи с этим бедные первично-карбонатные руды окислены главным образом в псиломелан-вернадитовые разновидности с примесью кремнистого вещества (табл. 3, анализы 8, 9). Наименее измененными и, пожалуй, наиболее характерными первичными рудами являются плитчатые марганцевые известняки, состоящие из чередующихся прослоек светлого слабо марганцевого известняка и темных гидроокислов марганца. Примечательно, что в известковистых прослойках содержание изоморфной примеси закиси марганца колеблется от 1% до 5,5%, а содержание металлического марганца в прослойках, сложенных гидроокислами четырехвалентного марганца и разрушенным кальцитом — от 14 до 20% и более (табл. 3, анализ 9). Последние рассматриваются А. Г. Бетехтиным (1946) как продукты окисления манганокальцитовых прослоек.

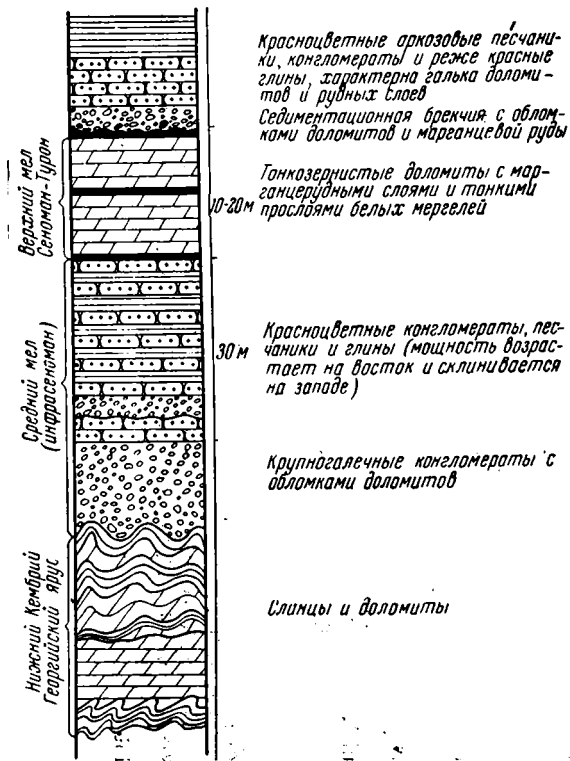
Таким образом, марганценовая формация Улутелякского типа, в отличие от постпалеозойских марганценовых формаций Марокканского типа, содержит в качестве рудного члена пачку марганцовистых известняков с манганокальцитовыми прослойками.

Строение Улутелякской формации, ее несогласное залегание на платформенном основании, литологические особенности нижнего и верхнего терригенных членов и аридный характер обстановки образования — все это позволяет поставить ее в ряд типичных представителей подгруппы известняково-доломитовых формаций Марокканской подгруппы (фиг. 10).

Итак, марганценовые известняково-доломитовые формации Марокканского типа характеризуются прежде всего определенной тектонической позицией — они с размывом, нередко с несогласием залегают на жестком платформенном основании близ древних выступов и поднятий, представлявших собой участки суши в период накопления этих формаций.

Обыкновенно рассматриваемые формации обладают четко выраженным трехчленным строением: а) нижний, обычно красноцветный терригенный член, б) собственно рудный член формации, представляющий собой ассоциацию окисных марганцевых руд с доломитами, известняками, красными глинами, иногда гипсами; в) верхний, терригенный член, нередко красноцветный.

В формационном ряду рассматриваемые марганценовые формации граничат, с одной стороны, с красноцветными грубокластическими толщами, в которые они латерально переходят по направлению к древней береговой линии, и, с другой стороны, мощными известняково-доломитовыми толщами, замещающими марганценовые формации к центральным частям бассейна седиментации. Специфика химического состава этих



Красноцветные аркозидные песчаники, конгломераты и реже красные глины, характерна галька доломитов и рудных слюев
Седиментационная брекчия с обломками доломитов и марганцевой руды

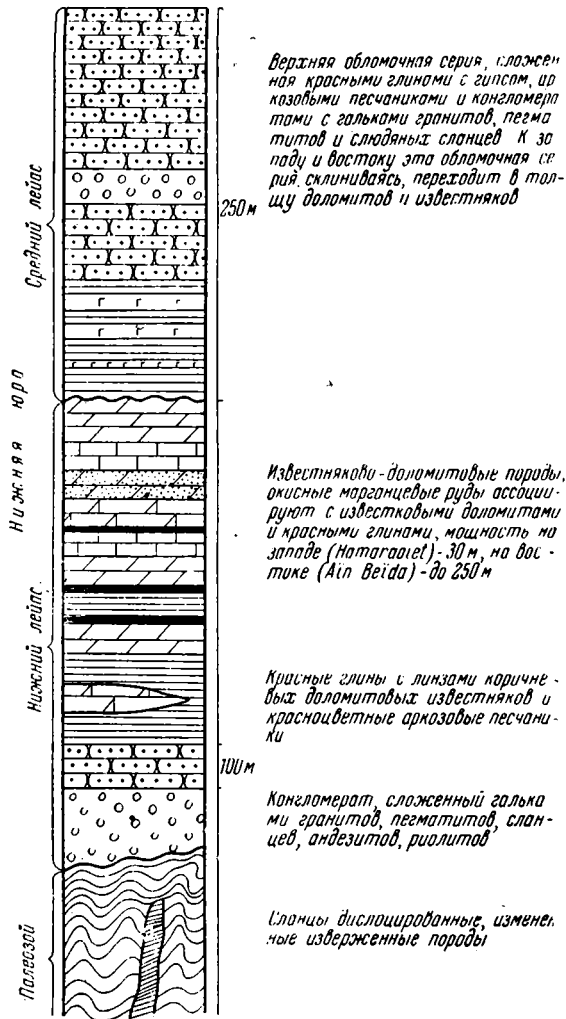
Тонкозернистые доломиты с марганцерудными слоями и тонкими прослойками белых мергелей
10-20 м

Красноцветные конгломераты, песчаники и глины (мощность возрастает на восток и скланивается на западе)
30 м

Крупногалежные конгломераты с обломками доломитов

Слимы и доломиты

Фиг. 7. Разрез собственно известняково-доломитовой марганценовой формации типа Иммини-Таздрем на примере месторождения Тааздрем в Южном Марокко. Составлен по данным Ж. Буладон и Г. Журавского (1952).



Верхняя обломочная серия, сложенная красными глинами с гипсом, доказовыми песчаниками и конгломератами с гальками гранитов, пегматитов и слюдяных сланцев. К западу и востоку эта обломочная серия скланиваясь, переходит в толщу доломитов и известняков
250 м

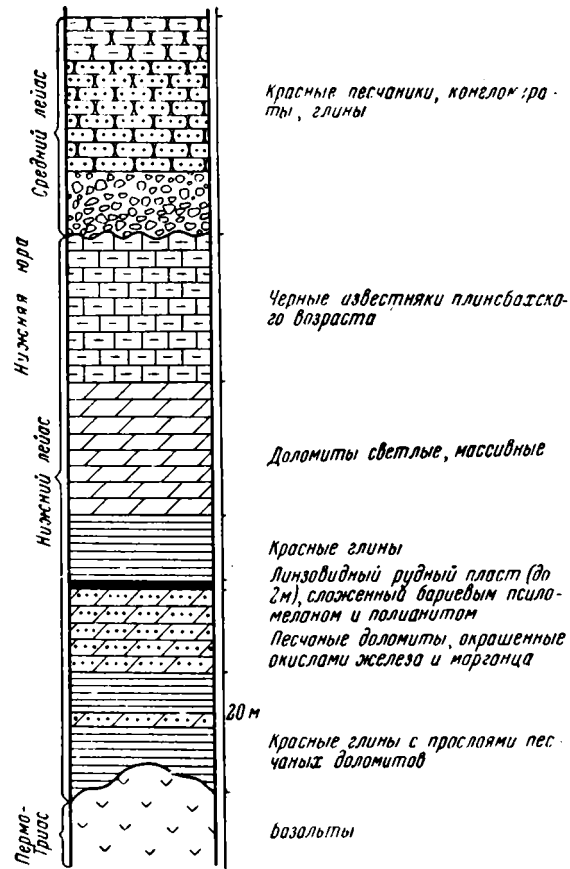
Известняково-доломитовые породы, окисные марганцевые руды ассоциируют с известковыми доломитами и красными глинами, мощность на западе (Natagaielet) - 30 м, на востоке (Atn veida) - до 250 м

Красные глины с линзами коричневыми доломитовых известняков и красноцветные аркозидные песчаники
100 м

Конгломерат, сложенный гальками гранитов, пегматитов, сланцев, андезитов, риолитов

Слимы дислоцированные, измененные, изверженные породы

Фиг. 8. Разрез собственно известняково-доломитовой формации типа Иммини-Таздрем на примере месторождения Бу-Арфа, Марокко. Составлен по данным Ж. Буладон и Г. Журавского (1952).



Красные песчаники, конгломераты, глины

Черные известняки плинсбахского возраста

Доломиты светлые, массивные

Красные глины
Линзовый рудный пласт (до 2 м), сложенный барием псилломеланом и полиднитом
Песчаные доломиты, окрашенные окислами железа и марганца
20 м

Красные глины с прослойками песчаных доломитов

базальты

Фиг. 9. Разрез собственно известняково-доломитовой марганценовой формации (Марокканская подгруппа) на примере месторождения М'Кусса, Марокко. Составлен по данным Ж. Буладон и Г. Журавского (1952).

Химический состав марганцевых руд подгруппы известняково-доломитовых формаций Марокканского типа (в %)

Компоненты	Анализы								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO ₂	69,05	64,07	Mn 46,00	68,25	58,89	90,30	64,90	13,78	33,16
MnO	11,93	10,78		7,55	4,10	2,63	5,54	4,39	Нет
Fe ₂ O ₃	3,55	0,88	1,65	1,84	11,10	1,19	1,51	1,43	0,60
Al ₂ O ₃	0,88	1,87	2,20	1,40	1,13	0,46	—	2,00	1,48
SiO ₂	5,04	—	13,30	1,88	3,08	2,48	6,90	3,00	3,44
CaO	1,27	0,17	4,30	2,90	9,30	0,30	Следы	39,05	30,32
MgO	1,95	Следы	—	1,84	1,50	0,17	0,10	0,58	0,68
BaO	0,25	0,08	—	6,64	0,12	0,65	6,26	—	—
BaSO ₄	—	—	5,85	0,10	0,48	0,05	—	—	—
K ₂ O	4,26	—	—	—	—	0,07	—	—	—
Na ₂ O	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	Нет	0,028	P=0,05	0,06	0,05	0,06	0,08	—	—
As ₂ O ₅	—	0,104	—	0,007	—	0,01	—	—	—
PbO	—	1,20	Pb = =0,50	0,13	—	0,32	5,40	—	—
CuO	0,37	—	Следы	0,06	Следы	0,33	—	—	—
ZnO	—	—	Нет	0,09	—	0,05	—	—	—
TiO ₂	0,15	—	—	MoO= =0,09	—	—	—	0,07	—
SO ₃	0,55	—	—	0,032	—	—	—	0,26	—
CO ₂	—	—	—	1,40	8,88	0,38	8,87	29,11	22,52
H ₂ O ⁺	0,85	0,11	—	3,90	1,31	0,82	—	5,69	7,72
Сумма	100,38			98,16	99,94	100,27	99,96		

1 — браунитово-криptomелановая руда из жилы Таура (Taourat), инфракембрий, район Уарцаат (Ouarzazate), Марокко (Буладон, Журавский, 1952). Вулканогенно-осадочная формация порфиrowого ряда.

2 — марганцевая руда, сложенная в основном браунитом. Пластовая залежь Тиуин (Tiouine), инфракембрий, Марокко (Буладон, Журавский, 1952). Вулканогенно-осадочная формация порфиrowого ряда.

3 — марганцевая руда, сложенная главным образом браунитом, гаусманитом, полианитом, пластовая залежь Наргешум (Nargueshoum), пермо-триас, Марокко (Буладон, Журавский, 1952).

4 — марганцевая руда, сложенная главным образом бариевым псиломеланом и полианитом, пластовая залежь М, Кузза (M' Koussa), лейас, Марокко (Буладон, Журавский, 1952).

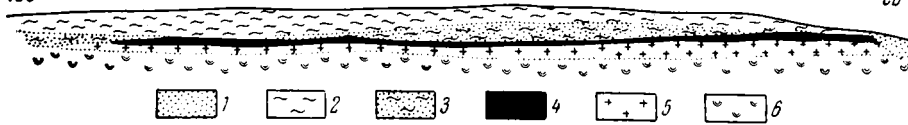
5 — полианитовая руда, месторождение Бу-Арфа (Bou-Arfa), лейас, Марокко (Буладон, Журавский, 1952).

6 — полианитовая руда, месторождение Имини, участок Бу-Тазулт, (Bou Tazoult), сеноман-гурон, Марокко (Буладон, Журавский, 1952).

7 — марганцевая руда, сложенная в основном бариевым и свинцовым псиломелан-коронадитом. Месторождение Таздрем (Tasdremt), сеноман-гуронского возраста, окко (Буладон, Журавский, 1952).

8 — марганцовистый плитчатый известняк с тонкими рудными прослойками, Улу-Телякское месторождение, уфимский ярус, верхняя пермь, Западный Урал (Бетехтин, 1946).

9 — рудные прослойки в марганцевом плитчатом известняке, Улу-Телякское месторождение, уфимский ярус, верхняя пермь, Западный Урал (Бетехтин, 1946).



Фиг. 10. Схема строения собственно известняково-доломитовой марганценовой формации (Марокканская подгруппа) на примере Улу-Телякского месторождения, по А. Г. Бетехтину (1946)

1 — террасовые отложения; 2 — буроватый суглинок — Q_2 ; 3 — глины с галькой — Tr ;
4 — марганценовый горизонт — P_2 ; 5 — глины мергелистые — P_2 ; 6 — гипсы кунгура — P_1 .

формаций уже отмечалась выше (табл. 3)—они отличаются высоким качеством (Mn до 58,95%), малыми содержаниями железа (меньше 2% Fe_2O_3) и фосфора (меньше 0,08% P_2O_5), характерно присутствие окиси бария (до 6,64%) и свинца (до 6,40%), меди (до 0,33) и цинка (до 0,09%). Все это с очевидностью указывает на аридную природу марганценовых формаций Марокканской подгруппы.

ПОДГРУППА ИЗВЕСТНЯКОВО-ДОЛОМИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН (АППАЛАЧСКОГО И УСИНСКОГО ТИПОВ)

Марганценовые формации, относящиеся к этой подгруппе, характеризуются общностью состава, но несколько различаются по строению и тектонической позиции. Они не образуют того сравнительно однородного формационного семейства, как например, региональные аналоги Никопольской формации либо марганценовые известняково-доломитовые формации Марокканского типа.

Так, известняково-доломитовая формация Аппалачского типа, стратиграфически соответствующая верхним горизонтам нижнего кембрия, представляет собой миогеосинклинальные отложения, характеризующиеся низкими рассеянными содержаниями марганца до 0,6% (Rodgers, 1945). Известняково-доломитовая формация Усинского типа, стратиграфически отвечающая усинской свите (нижний кембрий, Кузнецкий Алатау, Западная Сибирь), образовывалась в эвгеосинклинальных условиях. Рудным членом этой формации является довольно мощная пачка марганцевых известняков, родохрозитовых и манганокальцитовых руд.

Столь заметные различия между нормально-осадочными марганценовыми формациями геосинклинальных зон, по-видимому, можно интерпретировать как проявление относительно резкой специфичности и региональной индивидуальности этих формаций. Кроме того, вообще, в собственно осадочных невулканогенных образованиях геосинклинальных зон сравнительно редко встречаются повышенные концентрации марганца, образующие значительные скопления (см. фиг. 14).

Марганценовая известняково-доломитовая формация Аппалачского типа простирается в виде правильного пояса в направлении СВ—ЮЗ от Пенсильвании до южного окончания Аппалачей. Наибольшее число марганцерудных проявлений известно в западной части Блю Ридж, штат Теннесси (Hewett et al., 1956; Rodgers, 1945; Resser, 1938; Ирдли, 1954). В строении формации можно выделить три члена. Нижний терригенный член, соответствующий по своему стратиграфическому объему толщам кварцитов и глинистых сланцев Чилхови — кварциты Эрвин и глинистый сланец Хэмpton (Северный Теннесси), либо кварциты Антьетам и др. (Южные Аппалачи) (Resser, 1938). Этот формационный член сложен преимущест-

венно белыми кварцитами и песчаниками. Он латерально хорошо выдержан и лишь в северо-восточном направлении в его кровле проявляются конгломераты, представленные мелкими круглыми кварцевыми гальками. Близ самой кровли отмечается несколько метров бурых глинистых сланцев, песчаных, более или менее известковистых (пачка Эленмод). Небезынтересно отметить повышенные концентрации железа вблизи кровли нижнего терригенного формационного члена. Во многих местах, где вскрываются верхние слои кварцитов Антьетам, Ч. Рессером (1938) отмечаются древние разработки железных руд, довольно высокое качество которых обусловлено элювиальным обогащением первично убогих концентраций. Мощность этого нижнего терригенного члена от 150 м — на северо-востоке, близ границы Мариленд-Пенсильвания, до 450—500 м — на юго-западе, в Виргинии (Resser, 1938; Ирдли, 1954).

Рассматриваемые терригенно-сланцевые толщи несогласно перекрывают докембрий и связаны постепенным переходом с вышележащим доломитом Шеди. Рудным членом известняково-доломитовой формации являются слабо марганцовистые доломиты Шеди, хорошо выдерживающиеся в виде правильной полосы от Пенсильвании до южного окончания Аппалачей. Эти отложения представлены обычно мелкозернистыми доломитами светло-серыми, иногда серыми, крапчатыми синими или белыми, с тонкими прослоями серых глинистых сланцев и песчаных известняков. В северо-восточных районах количество известняков, глинистых сланцев и песчаников несколько увеличивается. Мощность доломитов Шеди колеблется от 225 до 450 м (Resser, 1938).

Обычно эти породы глубоко изменены выветриванием и превращены в землистые элювиальные массы, значительно обогащенные гидроокислами марганца и железа. Нередко такие элювиальные образования являются довольно крупными залежами высококачественных руд, сложенных пиролузитом и псиломеланом.

В исходном доломите содержание марганца составляет в среднем 0,46%. О распределении марганца в рудоносном члене формации можно судить, по данным Дж. Роджерса (Rodgers, 1945, стр. 134), приведенным нами в табл. 4.

Таблица 4

Стратиграфические подразделения	Истинная мощность, м	Среднее содержание Mn
Доломит Шеди		
Верхняя белая пачка	22,5	0,25
Верхняя синяя пачка	11,6	0,45
«Ленточная» пачка	12,9	0,60
Нижняя синяя пачка	14,1	0,31
Нижняя белая пачка	10,4	0,18
Горизонт Эрвин		
Пачка Эленмод (Helenmode) (Красные и зеленые алевриты и тонкозернистые кварциты с глинистым, доломитовым цементом)	18,5	0,07
Верхняя кварцитовая пачка (белые массивные кварциты)	3,3	0,02

Верхний формационный член, — горизонт Ром, которым венчается нижний кембрий (Resser, 1938; Ирдли, 1954), связан с лежащими ниже марганцовистыми доломитами Шеди постепенным согласным переходом.

Отложения этого горизонта характеризуются довольно пестрым литологическим составом, но их отличительной особенностью является красноцветный облик. Они состоят преимущественно (около 75%) из красных алевроитовых аргиллитов либо зеленых глинистых сланцев, образующих слой мощностью от 0,3 до 15 м. Песчаники обыкновенно присутствуют в виде тонких слоев, причем чаще всего они представлены мелкозернистыми красными, бурными и зелеными разновидностями. Слои доломитов и несколько реже встречающихся известняков нередко достигают мощности до 15 м, однако в целом их количество не превышает 10% от всех пород горизонта Ром. Важно отметить, что соотношения между глинистыми сланцами, песчаниками, доломитами и известняками весьма непостоянны. Мощность этих отложений меняется от 300 до 1020 м. Резкая литолого-фациальная изменчивость пород горизонта Ром, многочисленные знаки ржи и их общий пестроцветный характер позволяют рассматривать эти отложения как мелководные, по-видимому, лагуно-дельтовые осадки.

Таким образом, известняково-доломитовая марганценовая формация Аппалачского типа сложена мощными (700—2200 м) толщами сравнительно мелководных отложений, накапливавшихся в миогеосинклинальном бассейне. Примечательно, что слабомарганцовистые доломиты Шеди заключены между двумя, в сущности терригенными, пестроцветными толщами: красными и зелеными алевролитами пачки Эленмод в кровле кварцитов Эрвин и преимущественно красноцветными глинистыми сланцами горизонта Ром.

Известняково-доломитовая марганценовая формация Усинского типа отличается довольно сложным и латерально крайне невыдержанным литологическим составом. В целом она соответствует усинской свите нижнего кембрия, развитой в виде субмеридионально простирающейся полосы в центральной части Кузнецкого Алатау.

В районе Усинского марганцерудного месторождения (среднее течение р. Уса), рассматриваемая формация, по-видимому, согласно залегает на толще железокаменных сланцев, представляющих собой интенсивно рассланцованные и измененные вулканогенные породы преимущественно порфиритового состава. Иногда в подошве формации располагаются красноцветные туффитовые песчаники (мощностью 100—200 м), быстро выклинивающиеся по простиранию.

В строении формации достаточно отчетливо выделяются три члена: подрудный, рудоносный и надрудный (фиг. 11). За пределами месторождения отложения, слагающие эти подразделения, быстро изменяются, объединяясь в труднорасчленимую карбонатную толщу.

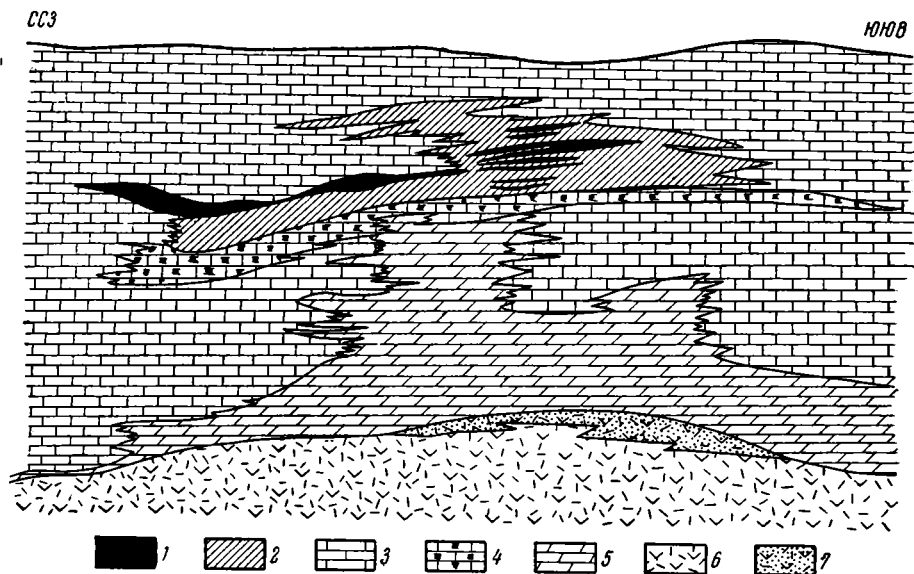
Нижний, подрудный формационный член сложен следующей последовательностью пород, весьма невыдержанных по простиранию (снизу-вверх):

1. Доломиты палево-серые, серые, мелко- и среднезернистые, массивно-слоистые с характерной тонкой полосчатостью. Нередко встречаются следы подводного оползания, в верхах толщи отмечаются тонкие кремнистые прослойки. Доломиты слабо выдерживаются по простиранию, замещаясь светло-серыми известняками. Мощность до 600 м.

2. В кровле доломитовой пачки располагаются седиментационные брекчи, представленные угловатыми обломками темно-серого доломита и кремня, сцементированных серой мелкозернистой известково-доломитовой массой. Мощность до 80 м.

3. Преобладают известняки темно-серые, черные, массивные, нередко с тонкой линейчато-волнистой, линзовидной слоистостью. Характерен битуминозный запах, возникающий при ударе молотком по породе. В подчиненных количествах (до 20—25%) присутствуют светло-серые известняки с темными линзовидными прослойками и пятнистостью, залегающие в

виде пластов (до 2—3 м) и пачек (до 30 м). В качестве отдельных маломощных прослоев (от 2—5 мм до 0,7 мм) присутствуют черные пиритсодержащие сланцы, сложенные карбонатно-слюдисто-кварцевым веществом. В обнажениях эти породы изменены выветриванием и превращены в бурые, желтые, охристые, иногда зеленоватые глинисто-серицитово-кварцевые сланцы, среди которых иногда встречаются реликты изначальных черных сланцев с пиритом. Уместно отметить, что соотношения между описанными породами крайне непостоянны. Так, двигаясь по простиранию



Фиг. 11. Схема строения известняково-доломитовой геосинклинали марганценовой формации Усинского типа на примере Усинского месторождения.

1 — карбонатные марганцевые руды; 2 — перемежаемость черных пиритосных глинисто-кремнисто-карбонатных сланцев с известняками; 3 — светло-серые и белые известняки, нередко водорослевые и археоцеатовые; 4 — известняки темно-серые и черные; 5 — доломиты палево-серые; 6 — рассланцованные вулканиты порфиритового состава; 7 — красноцветные туффитовые песчаники

на север от месторождения, можно наблюдать, как темные известняки и черные сланцы постепенно замещаются светлыми известняками с остатками археоциат и водорослей. В южной же части месторождения, напротив, темные известняки и черные пиритосные сланцы являются доминирующими породами. Общая мощность пачки достигает 1000 м (фиг. 11).

Рудоносный член рассматриваемой формации представлен неравномерной перемежаемостью главным образом марганцевых известняков, мanganокальцитовых и родохрозитовых руд с темными слабомарганцовистыми известняками и сланцами. Породы рудоносной пачки согласно залегают на подстилающих известняках. Они образуют три линзовидных залежи, вытянутые параллельно общему простиранию (ССЗ — ЮЮВ) на 4,6 км. Северная (правобережная) залежь представляет собой асимметричную линзу, мощностью до 245 м, постепенно склинивающуюся к югу до нескольких метров. Далее на юг количество карбонатных марганцевых руд вновь возрастает, они неравномерно переслаиваются с заметно преобладающими марганцовистыми известняками и черными сланцами, образуя неправильно-линзовидную Центральную или Левобережную залежь, мощностью до 170 м. Южнее руды, слагающие Центральную залежь, расклиниваясь, замещаются пачкой темных марганцовистых известняков и черных пиритосных сланцев, которые в свою очередь через 200—300 м

Химический состав марганцевых руд и пород известняково-доломитовой формации Усинского типа

(Усинское месторождение)

Компоненты	№ анализа					Компо- ненты	№ анализа*		
	1	2	3	4	5		6	7	8
М. н. о.	—	—	35,88	60,24	0,36	—	—	—	—
SiO ₂	9,88	9,26	—	—	—	SiO ₂	13,97	21,68	30,44
TiO ₂	Следы	Следы	—	—	—				
Al ₂ O ₃	1,74	0,83	0,53	2,02	Нет	Al ₂ O ₃	1,61	1,93	2,48
Fe ₂ O ₃	1,32	0,78	0,97		Нет	Fe	3,13	5,12	4,04
FeO	15,84	5,75	5,29	1,36	0,20				
MnO	28,05	48,80	10,80	0,88	0,07	Mn	11,12	9,98	3,91
CaO	8,12	3,72	17,10	11,38	53,01	CaO	24,24	22,74	21,22
MgO	2,92	2,12	2,53	0,73	2,47	MgO	3,58	2,34	1,90
Na ₂ O	0,08	0,20	—	—	—				
K ₂ O	Нет	Нет	—	—	—				
P ₂ O ₅	0,46	0,18	0,10	0,155	—	P	0,122	0,157	0,173
S	0,02	0,31	—	—	—	S	0,85	1,145	1,87
SO ₃	Нет	Нет	—	—	—				
H ₂ O ⁺	2,97	2,01	—	—	—				
H ₂ O ⁻	0,24	0,16	—	—	—				
CO ₂	28,12	26,20	25,95	10,06	44,14				
C	0,42	0,05	0,53	1,79	—				
O=S	100,18	100,37	—	—	—				
0=0	0,01	0,15	—	—	—				
С у м м а	100,17	100,22	99,63	88,46	100,22				

* Средневзвешенные значения химического состава рудоносного члена формации.

1 — ферро-родохрозитовая руда с хлоритоподобным минералом, темно-серая, тонкослойная. Левобережный участок, обр. 362, скв. 39, интервал 39,00—39,30. Аналитик Е. С. Шишова.

2 — кальцево-родохрозитовая руда, серая, тонкослойная. Правобережный участок, обр. 44, скв. 131, интервал 330, 45—330,90. Аналитик Е. С. Шишова.

3 — манганокальцитовая руда, темно-серая. Ажигольский участок, обр. 239, скв. 315, интервал 34, 30—35,00.

4 — марганцовистый глинистый известняк, темно-серый. Ажигольский участок, обр. 249, скв. 315, интервал 148, 20—148,90.

5 — известняк серый, надрудный формационный член. Ажигольский участок, обр. 283, скв. 320, интервал 7,50—8,50.

6 — северный участок месторождения.

7 — левобережный участок рудоносной толщи, центральная часть месторождения.

8 — ажигольский участок рудоносной толщи, южная часть месторождения.

к ЮЮВ переходят в Южную (Ажигольскую) залежь. Последняя представляет собой серию ферро-родохрозитовых и манганокальцитовых линз (число которых до 15—25), перемежающихся с существенно преобладающими темными марганцовистыми известняками и черными кремнисто-серицитовыми сланцами (фиг. 11). В отличие от двух более северных залежей, этот участок месторождения значительно разубожен бедными манганокальцитовыми рудами, марганцовистыми известняками и пустыми породами. В связи с этим максимальная мощность рудоносной пачки здесь составляет 370 м.

Отложения, слагающие надрудный член формации Усинского типа, связаны с рудоносной пачкой постепенным согласным переходом. Они представлены преимущественно светло-серыми и белыми известняками, крупнозернистыми, мраморизованными, массивными, с часто встречающимися остатками археоцеат, водорослей, мшанок и брахиопод. В заметно подчиненных количествах присутствуют темные пятнистые известняки и черные сланцы с пиритом. В участках северного и южного выклинивания месторождения светлые известняки пользуются наибольшим развитием, объединяясь с подрудными известняками в довольно однообразную, трудно расчленяемую толщу, весьма изменчивого состава. Мощность надрудных отложений достигает 1500—2000 м.

В тектоническом отношении район Усинского месторождения принадлежит к крутопадающему (70—90°) западному крылу синклинальной структуры, восточное крыло которой уничтожено интрузиями гранитоидов и диоритов. Породы формации осложнены многочисленными разрывными нарушениями, мелкой складчатостью и прорваны диабазовыми дайками.

Зона окисления, развитая особенно интенсивно на Левобережном и Ажигольском участках, распространяется на глубину до 100 м. Она сложена главным образом псиломелановыми и вернадитовыми рудами, бурыми ожелезненными сланцами и известняками.

Среди первичных марганцевых руд наиболее богатыми являются кальцево-родохрозитовые и ферро-родохрозитовые разности (табл. 5, анализы 1, 2), типичные представители которых характеризуются серым и темно-серым цветом, довольно высокой плотностью (до 3,5), нередко с тонкой линейной микрослоистостью, обусловленной тончайшей (0,1—1,5 мм) перемежаемостью микропрослоек марганцевого карбоната и железо-марганцевого хлоритоподобного минерала¹. Основная масса этих руд сложена микросферолитами, а также двух- и трехконцентрированными микрооолитами, показатель преломления которых несколько выше, чем у цементирующего их микрозернистого марганцевого карбоната (нередко содержащего примесь тонкораспыленных углистых частиц). Иногда такие руды интенсивно разлинзованы и милонитизированы, в них наблюдается широкое развитие микростиллолитовых швов. Хлоритоподобный минерал зеленый и светло-зеленый, часто почти изотропный либо слабо раскристаллизованный в мелкие игольчатые агрегаты ($N_g = 1,688$; $N_p = 1,668$). Нередко им слагаются тонкие диагенетические микропрослойки, реже он играет роль основной массы, в которую заключены родохрозитовые микрооолиты. Углистое вещество, вообще довольно характерное для руд этой формации, обыкновенно метаморфизовано до стадии антрацит — графит; оно тонко рассеяно в карбонатной основной массе, образуя иногда сегрегационные скопления вдоль стиллолитовых швов. Для родохрозитовых руд характерны выделения мелких кристаллов пирита и пирротина. В участках контактовых ореолов диабазовых даек отмечаются родонит, бустамит, халькопирит, мусковит и кварц. Количественные соотношения между главнейшими рудообразующими компонентами следующие (на примере микрометрического подсчета обр. 34а, скв. 131, интервал 257,30—258,00, Правобережная залежь), в %:

1. Хлоритоподобный минерал светло-зеленый, почти изотропный	23,1
2. Светлые микрооолитовые и микросферолитовые выделения родохрозита	49,3
3. Микрозернистый серый марганцевый карбонат с тонкорас- сеянным углистым веществом	14,35
4. Углистое вещество	4,93
5. Пирит и пирротин	8,32

¹ Недавно полученные данные рентгеновских определений позволяют отнести этот минерал к манганостильпномелану.

Довольно часто в родохрозитовых и манганокальцитовых рудах и марганцевых известняках встречаются обильные остатки водорослей, археоцеат и спиккулы губок, замещенные марганцевым карбонатом.

Манганокальцитовые руды обычно темно-серые и черные, слоистые и тонкослоистые, нередко обладают обломочной брекчиевидной структурой. Они состоят из мелкозернистым, карбонатным веществом, неравномерно перекристаллизованным (табл. 5, анализы 3, 4). Марганцевые и марганцовистые известняки обыкновенно очень близки к темным мелкозернистым известнякам, от которых их можно отличить, пожалуй, лишь с помощью химического опробования.

Химизм карбонатных марганцевых руд довольно закономерно изменяется в пределах месторождения (табл. 5, анализы 6, 7, 8). Судя по составу отдельных образцов руд (табл. 5, анализы 1, 2) и по величинам средневзвешенных значений химического состава, вычисленного в целом для каждой залежи Усинского месторождения (табл. 5, анализы 6, 7, 8), наиболее чистые кальциево-родохрозитовые руды встречаются на Северном участке. В южном направлении количество железа заметно увеличивается до 20—30%, и в Левобережной и Ажигольской залежах широкое развитие получают ферро-родохрозитовые руды (табл. 5, анализ 1). Наряду с железом в том же направлении значительно возрастают содержания кремнезема, глинозема, фосфора и серы, количество же извести заметно убывает. Подобный характер поведения перечисленных компонентов находит объяснение прежде всего в литологическом составе рудоносного члена формации: в южном направлении карбонатные рудовмещающие породы и руды частично замещаются по простиранию темными глинистыми известняками и сланцами.

Родохрозитовые и манганокальцитовые руды формации Усинского типа отличаются от нерудных пород повышенными концентрациями таких малых элементов, как медь, никель и кобальт. По данным З. В. Пушкиной, они обогащены Cu, Ni и Co сравнительно с надрудными и подрудными известняками в 5—10 раз (табл. 6).

Таблица 6

Содержание Cu, Ni, Co, V, Cr в рудах и породах известняково-доломитовой марганценосной формации Усинского типа по З. В. Пушкиной (1960)

Тип руды, породы	Cu	Ni	Co	V	Cr
	Пределы содержания в 10^{-4} , %				
Кальциевые родохрозиты и ферро-родохрозиты	19—35	11—32	13—25	Нет	Нет—18
Манганокальцитовые руды	15—83	5—30	Нет—15	Нет	Нет—15
Известняки темные — подрудный член формации	4—8	Нет—3	Нет—5	Нет	Нет—8
Известняки светлые — надрудный член формации	6—8	2—3	2—5	Нет—2	Нет—6
Черные пиритсодержащие сланцы	13—208	14—123	6—70	110—248	33—98
Морские аргиллиты S_2^6 Должанский район, Донбасс	14	49	5,5	104	68
Морские известняки S_2^6 Должанский район, Донбасс	3	2	2	7	6
Аргиллиты пашийского, кыновского и саргаевского горизонтов. D_3^1 , Второе Баку	44	42	8	104	34
Известняки и доломиты пашийского, кыновского и саргаевского горизонтов. Второе Баку	11	3	—	12	—
Известняки домашниковых слоев. D_3^1 , Второе Баку	14	6	—	18	—

Помимо пород и руд марганценосной известняково-доломитовой формации Усинского типа в табл. 6 включены данные по средним содержаниям меди, никеля, кобальта, ванадия и хрома (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959) для морских аргиллитов и известняков среднего карбона (C_2) миогеосинклинального бассейна Донбасса и платформенных отложений франского яруса районов Второго Баку. Оба эти бассейна характеризуются морской обстановкой седиментации и в них не отмечено следов вулканической деятельности. Несмотря на тектоническую разнородность трех бассейнов (эвгеосинклинали Кузнецкого Алатау, миогеосинклинали Донбасса и Русская платформа), из табл. 6 видно, что концентрации интересующих нас компонентов в однотипных породах этих регионов примерно одного порядка.

Приведенные данные можно, по-видимому, интерпретировать как свидетельство крайне слабого, ничтожного влияния вулканических эманаций на седиментацию отложений марганценосной известняково-доломитовой формации Усинского типа и их геохимическую специфику. Содержания тех же элементов в карбонатных марганцевых рудах Усинского месторождения также находятся в пределах обычных для нормально осадочных марганцевых руд, в частности — Никопольской формации.

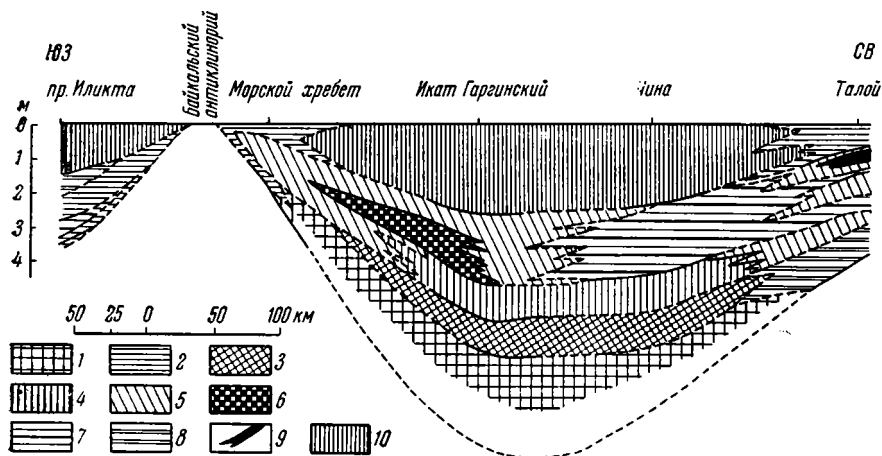
Как уже отмечалось, за пределами северного и южного выклинивания рудоносных отложений надрудные и подрудные известняки объединяются в довольно однообразную толщу светлых известняков с редкими подчиненными слоями черных известняков и углистых пиритсодержащих сланцев.

По данным Е. А. Соколовой и нашим наблюдениям, в 7—12 км к северу от рассматриваемого марганцерудного месторождения в составе усинской свиты наряду со светлыми известняками заметное развитие приобретает переслаивание темных известняков, порфиридов, туфов, туфо-песчаников, слюдистых, кремнистых и хлоритовых сланцев. Далее на север количество вулканогенного материала возрастает, и в верхнем течении Белой Усы усинская свита сложена лавами и туфовыми накоплениями порфиритового и альбитофиритового состава. Южная граница распространения вулканогенных отложений весьма резкая — в мощных толщах светлых и темных известняков, черных сланцах, латерально замещающих к ССЗ рудоносные отложения, Е. А. Соколовой и нами не обнаружено никаких признаков пирокластического материала. Нет также следов вулканизма и к югу от месторождения. Содержание марганца, железа и фосфора в этих толщах колеблется от 0,01 до 0,1%, крайне редко превышая кларки этих элементов.

В 40 км к ЮЮВ от Усинского месторождения, близ прииска Петровского находится обнажение марганцевых известняков, существенно обогащенных гидроокислами марганца в условиях поверхностного выветривания. Эта небольшая линза убогих карбонатных руд заключена в серых пятнистых массивных известняках с характерной косоволнистой слоистостью, следами подводных размывов и оползаний. Далее к югу, где усинская свита представлена преимущественно известняками, в ней отмечается ряд мелких марганцевых проявлений (районы Бель-Су и Горной Шорпи).

Таким образом, марганценосная известняково-доломитовая формация Усинского типа занимает вполне определенное положение в горизонтальном ряду эвгеосинклинальных формаций. К северо-северо-западу она латерально переходит в известняково-доломитовую формацию, в которой содержание марганца, железа и фосфора исключительно редко превышает их кларки. Далее на северо-запад безрудная известняково-доломитовая формация сменяется зеленокаменной вулканогенно-осадочной формацией. К юго-юго-востоку от Усинского месторождения широкое развитие получает известняково-доломитовая формация с весьма редкими, спорадическими марганцепроявлениями.

Из приведенного эвгеосинклинального формационного ряда (с ССЗ на ЮЮВ): зеленокаменная формация —> известняково-доломитовая формация —> марганценовая известняково-доломитовая формация Усинского типа —> известняково-доломитовая формация, казалось, нетрудно было бы сделать вывод, что источником марганцерудного вещества были мощные очаги вулканизма в зоне развития зеленокаменной формации. Однако отсутствие сколь-либо заметных концентраций железа и марганца в известняково-доломитовой формации, отделяющей марганценовую формацию Усинского типа от зеленокаменной формации, специфика распределения марганца, железа, фосфора, кремнезема, глинозема, извести и др. в пределах самой марганценовой формации, а также известные рудопроявления к югу от месторождения — все это, вероятно, позволяет



Фиг. 12. Формации Забайкальской эвгеосинклинали, по Е. В. Павловскому и В. Г. Беличенко (1958).

Типы формаций: 1 — эффузивно-терригенная; 2 — терригенная; 3 — кремнисто-терригенно-карбонатная; 4 — гематито-кремнисто-карбонатная; 5 — карбонатная; 6 — марганценовая (Икатская); 7 — карбонатно-терригенная; 8 — терригенно-карбонатная; 9 — железо-марганценовая; 10 — флишеподобная

считать зеленокаменную и марганценовую формации образованиями непарагенетическими, а источник рудного материала, вероятно, невулканогенным. В самом деле, известные области развития марганценовых вулканогенно-осадочных формаций (средний палеозой Урала, девон-карбон Казахстана, докембрий Марокко и многие другие) в подавляющем большинстве характеризуются широкой региональной зараженностью вмещающих отложений марганцем и железом, нередко фосфором, повышенными концентрациями рассеянных и малых элементов. Для таких областей, как правило, характерна повышенная кремнистость, выражающаяся в широком развитии яшм, радиоляритов, силицитов, кремнистых сланцев, окремнелости карбонатных и терригенных пород. По всей видимости, описанный Н. С. Шатским (1954) зеленокаменный формационный ряд получает в Кузнецком Алатау развитие далее на север от верховьев Белой Усы. Вероятно, именно к этому формационному ряду принадлежит марганценовая кремнисто-сланцевая формация, с которой связано Мазульское месторождение.

Весьма близок к описанным нижнекембрийским формациям Кузнецкого Алатау формационный ряд Забайкальской эвгеосинклинали (Павловский и Беличенко, 1958). Рифейская «марганценовая» формация, к которой приурочено Икат-Гаргинское месторождение, представлена перемежаемостью филлитовых, серицит-хлоритовых, марганценовых кремнисто-

карбонатных сланцев (фиг. 12). Она подстилается и покрывается, по-видимому, единой «карбонатной» формацией, сложенной массивными и полосчатыми мраморами с прослоями темных, почти черных разностей; иногда в них встречаются брекчиевидные породы, состоящие из обломков полосчатых мраморов и темных углисто-карбонатных сланцев. Мощность карбонатной формации 2200 м. К юго-западу и западу «марганценосная» формация замещается «карбонатно-терригенную» формацией, которая в этом направлении заметно сокращается по мощности (до 1200—1500 м) и содержит прослой карбонатных гравелитов. К северо-востоку по направлению к области максимального прогибания эвгеосинклинали «марганценосная» формация также переходит в «карбонатную» формацию резко увеличенной мощности.

Далее на восток, к области Талой-Усойского водораздела мощность протерозойских формаций сокращается. «Карбонатная» формация латерально переходит в «карбонатно-терригенную» формацию (мощность 150—200 м), которая в свою очередь в районе Талой-Усойского водораздела включает сравнительно маломощные линзовидные тела «карбонатной» формации (мощность 200 м) и покрывающие ее «железо-марганцевой» формации (мощность 200 м). «Железо-марганцевая» формация сложена мраморами с многочисленными линзами лав, туфобрекчий, туфов с пластовыми и линзовидными телами железо-марганцевых руд, перемежающихся с кремнисто-карбонатными, кремнисто-гематитовыми и яшмовидными породами. Среди вулканических пород преобладают разновидности риолитового состава, отмечаются рассланцованные диабазы. Е. В. Павловским и В. Г. Беличенко (1958) указываются следующие типы руд: а) марганцевые руды ($Mn < 20\%$, $Mn : Fe = 10$); б) железо-марганцевые руды ($Mn : Fe = 2,5$); в) марганцовистые железные руды ($Mn : Fe < 1$; $Mn + Fe$ от 40 до 60%); г) железные руды, сложенные гематитом и магнетитом ($Mn < 5\%$, $Fe + Mn$ от 45 до 60%).

Главными рудообразующими минералами являются браунит, гаусманит, манганит, манганокальцит, родохрозит, гематит и магнетит. Наряду с ними встречаются кварц, кальцит и барит.

Над «железо-марганцевой» формацией согласно лежат мраморы «карбонатной» формации (мощность 150—200 м).

Таким образом, при пересечении Забайкальской эвгеосинклинали от восточного ее борта к западному Е. В. Павловским и В. Г. Беличенко отчетливо показан следующий формационный ряд:

«железо-марганценосная эффузивно-яшмовая» формация → «карбонатная» формация → «карбонатно-терригенная» формация → «марганценосная (Икатская)» формация → «карбонатная» формация → «терригенная» формация (фиг. 12).

На этом примере, так же как и в случае с формационным рядом нижнего кембрия Кузнецкого Алатау, видно, что собственно марганценосная формация заключена в карбонатной формации, частью которой она, по-видимому, и является. Синхронично существующие с марганценосной формацией вулканогенно-осадочные формации не представляют тесно ассоциирующихся, парагенетически связанных образований. Они пространственно изолированы мощными толщами карбонатных и карбонатно-терригенной формаций. Иными словами, генезис «марганценосной» формации Забайкальской эвгеосинклинали не связан с вулканизмом, активно проявившимся в то время в районе Талой-Усойского водораздела и контролировавшим образование «железо-марганцевой эффузивно-яшмовой» формации.

Говоря о том, что «определенность и однозначность позиции, занимаемой фосфоритоносной, марганценосной и железо-марганценосной формациями в пространстве и времени, свидетельствует в пользу генетического единства этих формаций и их вероятной связи с рудными эманациями, наиболее обильными в «зонах проницаемости» на склонах прогибов»,—

Е. В. Павловский и В. Г. Беличенко (1958, стр. 139) далее пишут об источниках рудного вещества для «марганценосой» (Икатской) формации, — «первоисточником марганца могли быть не только глубинные эманации, но и продукты размыва областей внутригеосинклинальных поднятий.

Как известно, архейские и нижнепротерозойские породы, слагающие Байкальский антиклинорий, могли доставлять марганец в верхнепротерозойский морской бассейн в значительных количествах» (там же, стр. 140).

Последняя из приведенных выдержек, нисколько не согласуясь с первой, является, на наш взгляд, довольно красноречивой иллюстрацией экзогенного характера рассмотренных марганценосных эвгеосинклинальных формаций.

Вероятно, к этому же типу марганценосных формаций следует отнести мраморы толщи Маунт Атос (Mount Athos) верхнедокембрийской группы Эвингтон (Evington group) в междуречье Джеймс Ривер — Роанок Ривер (James River — Roanoke River) Виргиния, в 40 км к востоку от Блю Ридж (Espenshade, 1954).

Итак, группа известняково-доломитовых марганценосных формаций представлена в основном мелководными карбонатными отложениями. Формации Марокканской подгруппы являются прибрежными образованиями платформенных бассейнов — в их строении заметную роль играют красноцветные терригенные осадки, слагающие основание и кровлю формации, причем пласты окисных марганцевых руд тесно связаны с отложениями доломитов, нередко содержащими прослойки гипсов и ангидритов. Латерально эти формации характеризуются определенной направленностью изменений: по направлению к берегу они замещаются красноцветными грубокластическими толщами, а к центральным частям бассейна переходят в довольно однородные известняково-доломитовые отложения.

Известно, что марганец, находящийся в растворе, довольно тонко реагирует на общее увеличение концентрации растворенных ионов, выпадая в осадок. Можно с известной уверенностью считать, что тесная связь окисных марганцевых руд с доломитами и нередко гипсами, относительно малая мощность этих руд, четкая стратиграфическая выдержанность по площади и ассоциация с относительно высокими концентрациями BaO (до 6%), нередко в форме барита, PbO (до 5,40%), CuO (до 0,33%) и ZnO (до 0,09%), а также довольно низкое содержание окисного железа (Fe_2O_3 не больше 1,5—2,0%), которое раньше марганца реагировало на повышение солености бассейна и в рассеянном виде выделялось среди кластических красноцветных отложений, наконец, высокое качество самих окисных марганцевых руд (Mn — 45—59%) — все это является свидетельством аридной природы формаций рассматриваемой подгруппы (табл. 3).

Известняково-доломитовые формации геосинклинальных зон не несут столь ярко выраженной печати влияния аридного климата на их образование, как например, формации Марокканской подгруппы. Однако известняково-доломитовая формация Аппалачского типа представляет собой толщу марганецсодержащих доломитов, заключенную между красноцветными терригенными отложениями, сформировавшимися в мелководном многогеосинклинальном бассейне. Аридный характер этой формации выражен сравнительно слабо. Формация Усинского типа представлена мелководными карбонатными отложениями эвгеосинклинали; в этом случае говорить о климатическом контроле рудоносных отложений довольно трудно. Очевидно, что все эти формации являются экзогенными образованиями, рудное вещество которых связано с корами выветривания, причем по мере перехода от платформенных бассейнов седиментации к собственно геосинклинальным интенсивность аридного климатического фактора, по-видимому, ослабевает. В частности, для формации Усинского типа характерна связь довольно богатых карбонатных руд марганца с черными битуминозными известняками, пиритоносными углистыми сланцами и вообще

с несколько повышенными количествами $S_{орг}$, рассеянного в самих рудах. В этом случае низкие величины Eh и соответствующих рН явились факторами высаживания марганца и железа в карбонатной и отчасти силикатной форме, при сравнительно повышенных концентрациях рудных компонентов в надонной воде и относительно ограниченной роли диагнестеза.

Таким образом, в целом к рассматриваемой группе относятся экзогенные марганценовые формации, образовавшиеся в широком спектре тектонических обстановок. В климатическом отношении они принадлежат к собственно аридной зоне и, по-видимому, к пограничным с ней участкам гумидной зоны.

ГРУППА МАРГАНЦЕНОСНЫХ ДЖЕСПИЛИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Известно, что джеспилитовые формации являются прежде всего крупнейшими в истории Земли докембрийскими железорудными образованиями, в которых марганец играет второстепенную роль. И тем не менее группа марганценовых джеспилитовых формаций занимает по своим запасам довольно видное место среди марганценовых формаций мира. Запасы ее составляют $61,71 \cdot 10^6$ т металлического марганца.

По характеру тектонической позиции, строению, составу и особенностям оруденения в группе марганценовых джеспилитовых формаций можно выделить три подгруппы:

1) Подгруппа эвгеосинклинальных марганценовых джеспилитовых формаций — докембрийская эвгеосинклиналь Эспенясу, штаты Минас-Жераис и Баия, Бразилия; районы Постмасбурга и Калахари, Южно-Африканский Союз (Оливейра, 1959; Bastos, 1956; Park, 1956; Villiers de, 1956; Kupferburger et al., 1956).

2) Подгруппа миогеосинклинальных марганценовых джеспилитовых формаций — район Малого Хингана, СССР и др. (Илларионова, Каминская, Намрюк, 1958; Бетехтин, 1946).

3) Подгруппа платформенных марганценовых джеспилитовых формаций — район Моро до Уркум, штат Мато Гросо, Бразилия (Barbosa, 1956).

Марганценовые джеспилитовые формации теснейшим образом связаны с собственно джеспилитовыми формациями, хвостами, либо краевыми частями которых они являются.

Чаще всего марганцерудные залежи локализируются в зонах перехода от железорудных толщ, где содержание марганца составляет доли процента, к известняково-доломитовым отложениям, в которых рассеянный марганец содержится в повышенных концентрациях. Например, отмечено до 4% Mn в доломитовой серии Постмасбурга, Южно-Африканский Союз; или от 1,45 до 4,20% MnO и 2,80 до 5,60% FeO в доломитовых мраморах серии Минас, штат Минас-Жераис, Бразилия.

В ряде случаев отмечается постепенный переход от чистых гематитовых и магнетитовых руд к окисным марганцевым рудам.

Таким образом, пространственно-временные соотношения этих двух геохимически родственных элементов можно, по-видимому, выяснить лишь при общем решении проблемы джеспилитовых формаций. Было бы крайне противоестественно разрывать общую проблему джеспилитов и вопросы их марганценовости.

По этим соображениям здесь не приводится описание марганценовых джеспилитовых формаций, так как они заслуживают особого рассмотрения, как неотъемлемая часть докембрийских железистых образований.

МАРГАНЦЕНОСНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Основные вопросы геологии, состава и металлогении марганценосных вулканогенно-осадочных формаций ранее рассматривались Н. П. Херасковым (1951) и Н. С. Шатским (1954), выделившим две основные группы или формационных ряда:

1. Марганценосные вулканогенно-осадочные формации зеленокаменного ряда, связанные с вулканизмом спилитово-кератофирового состава.

2. Марганценосные вулканогенно-осадочные формации порфирирового ряда, ассоциирующие с вулканизмом трахито-липаритового состава.

Не приводя здесь характеристики марганценосных вулканогенно-осадочных формаций, что в основном уже сделано Н. С. Шатским, подчеркнем лишь некоторые их особенности.

а. Подавляющее большинство марганценосных вулканогенно-осадочных формаций приурочено к различным зонам геосинклинальных областей. Наибольшая часть формаций зеленокаменного ряда накапливалась в эвгеосинклинальных бассейнах. Формации порфирирового ряда связаны преимущественно с посторогенными миогеосинклинальными и отчасти с эвгеосинклинальными зонами.

б. Группа вулканогенно-осадочных формаций зеленокаменного ряда, как правило, характеризуется малыми концентрациями марганца (однако значительно выше кларка), широко рассеянными в пределах формации. Рудные концентрации марганца обычно невелики по своим запасам, а залежи марганцевых руд представляют собой гнезда и линзы, спорадически рассеянные во вмещающих вулканогенно-кремнистых толщах.

Общие запасы рудных концентраций в формациях этой группы — $5,583 \cdot 10^6$ т металлического марганца. Таким образом, рассматриваемые формации содержат весьма значительные абсолютные количества марганца, ничтожная доля которых образует рудные концентрации. В связи с этим сами марганценосные формации зеленокаменного ряда представляют собой нередко весьма благоприятные материнские породы для формирования экзогенных месторождений.

в. Группа вулканогенно-осадочных формаций порфирирового ряда, в отличие от формаций зеленокаменного ряда, характеризуется сравнительно меньшей рассеянностью марганца среди слагающих ее образований и соответственно большей степенью концентрации этого элемента. В этом случае намечается соотношение, обратное тому, что мы видели в формациях зеленокаменного ряда: абсолютные массы малых концентраций марганца в формациях порфирирового ряда сравнительно меньшие, а количества рудных содержаний относительно большие. Общие запасы рудных концентраций в формациях этой группы составляют $8,893 \cdot 10^6$ т металлического марганца.

г. Обычно в рассматриваемых формациях зеленокаменного ряда преобладают довольно бедные силикатные, иногда карбонатные марганцевые руды, а относительно богатые окисные руды встречаются в заметно подчиненных количествах. Специфичен и химизм этих руд: наряду с высокой кремнистостью в них отмечается повышенное содержание железа, иногда фосфатов, своеобразный комплекс малых элементов. Так, помимо повышенных содержаний Cu, Ni, Co, V, Cr отмечаются нередко заметные концентрации Pb, Ag, Au, As и др. (палеозойские и мезозойские залежи Японии, Кубы, Урала, руды штата Вашингтон, США и др.).

д. В группе марганценосных формаций порфирирового ряда окисные марганцевые руды пользуются сравнительно большим развитием. Обычно это довольно богатые пирролюзитовые либо браунитово-гаусманитовые руды, нередко тесно связанные с железистыми разностями. Для

них часто характерны довольно высокие содержания бария, свинца, цинка, иногда золота, олова и др. (Марокко, месторождение Глиб-ан-Нам, Тнуйн, Идикель, руды Талой-Усойского водораздела Забайкалья, Атасуйской группы месторождений Казахстана и другие).

МАРГАНЦЕНОСНАЯ ФЛИШЕВАЯ ФОРМАЦИЯ

Эта формация пользуется крайне ограниченным распространением — она известна в районе стыка Аджаро-Триолетской складчатой системы и Артвино-Самхитской глыбы в Грузии. Общие запасы ее весьма незначительны: $0,054 \cdot 10^6$ т металлического марганца, причём запасы отдельных месторождений находятся в пределах $0,0044 \cdot 10^6$ — $0,02 \cdot 10^6$ т металлического марганца.

Оруденение приурочено к зоне перехода от нижних флишевых отложений палеоцена к покрывающим их вулканогенным толщам андезитового состава (Авалиани, 1958). Окислы марганца и железа пропитывают и нередко замещают туфопесчаники и туфоконгломераты. Они обычно образуют пластообразные залежи, линзы и гнезда, сложенные псиломеланом, пиролюзитом, манганитом и нередко гематитом.

Среднее содержание Mn — 16% до 36,4%, среднее содержание Fe — 13% до 44%.

Таким образом, рассматриваемая формация представляет собой особую разновидность марганценосных вулканогенно-осадочных формаций.

Нижним ее членом является собственно флишевая терригенная толща.

Зона перехода от нижних флишевых образований к покрывающей ее вулканогенной толще играет роль рудного члена. Железо-марганцевые руды связаны в основном с пирокластическими породами, из которых они, по-видимому, были экстрагированы в результате эпитермальной деятельности. Над вулканогенной толщей залегает верхняя флишевая толща, относимая к эоцену.

ГРУППА МАРГАНЦЕНОСНЫХ НАЛОЖЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

К группе марганценосных наложенных формаций принадлежит комплекс гипергенных образований, которые, как уже отмечалось, формируются в результате наложения на убогие первично-марганценосные формации процессов вторичного перераспределения рудных компонентов приводящих к образованию богатых залежей. Сюда относятся прежде всего мощные марганценосные коры выветривания латеритного типа, с которыми связаны залежи в штатах Майсур, Бихар, Андхра, Индия и крупнейшее месторождение Моанда в районе Франсевиль, Габон, Африка ($60 \cdot 10^6$ т металлического марганца). В эту же группу входят и довольно крупные залежи окисленных марганцевых руд Посмасбургского месторождения в Южно-Африканском Союзе. Последнее образовалось в результате выщелачивания рассеянного марганца из пород доломитовой серии (до 4% Mn) под действием циркуляции подземных вод в зоне тектонических брекчий. Перечень типов марганценосных наложенных формаций оказался бы неполным, если не упомянуть весьма многочисленных марганцевых шляп и зон окисления, развитых на первичных марганцевых залежах.

Необходимо также подчеркнуть, что наложенные формации нередко развиваются на коренных породах, в которых содержание марганца не превышает кларка.

Например, месторождение Моанда, Габон, Африка принадлежит к коре выветривания пород франсевильского яруса верхнего докембрия (Band, 1956). Последние представлены полевошпатовыми песчаниками и глинистыми черными углистыми, нередко красноцветными сланцами. Содержание марганца в сланцах колеблется в пределах от 0,01 до 0,3%, в песчаниках оно несколько меньше. Для сланцев характерны повышенные количества $C_{орг}$ — от 3,0% до 11,0%.

Марганцевые месторождения штата Майсур, Индия (Karunakaran, 1956) также относятся к латеритной коре выветривания, развитой по филлитам, хлоритовым сланцам и мраморам Дарварской системы.

Таким образом, группа марганценосных наложенных формаций представляет собой, в сущности, гипергенные образования, содержащие, как правило, богатые руды, сложенные окислами и гидроокислами марганца.

Запасы рудных концентраций в пересчете на металлический марганец для этой группы составляют $66,799 \cdot 10^6$ т.

ГРУППА КРЕМНИСТО-СЛАНЦЕВО-ОРТОКВАРЦИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Марганцевые месторождения, относящиеся к этой группе, освещены в опубликованных работах крайне неравномерно и в общем довольно слабо. Судя по известным нам материалам, рассматриваемую группу формаций можно подразделить на две подгруппы:

1. Подгруппу платформенных ортокварцито-кремнисто-сланцевых карбонатных марганценосных формаций. Сюда относятся преимущественно синийские месторождения Китайской платформы, типичным представителем которых является месторождение Вафанзы и Сянтань.

2. Подгруппу ортокварцито-кремнисто-сланцевых карбонатных марганценосных формаций геосинклинальных зон. К ней принадлежат сравнительно небольшие месторождения довольно бедных марганцевых руд, представителем которых являются готландские залежи Узбекистана (Тахта-Карга, Дауташ, Кызыл-Байрак).

Для всей этой формационной группы характерен прежде всего парагенез ортокварцитов, глинистых и кремнистых сланцев, нередко черных углистых карбонатных пород и пластовых залежей марганцевых руд. Последние представлены окисными и карбонатными разновидностями, марганценосными сланцами.

Ориентировочные запасы этой группы формаций составляют в пересчете на металлический марганец $28,16 \cdot 10^6$ т, причем на долю формаций платформенной подгруппы приходится $28,00 \cdot 10^6$ т или 99,4%.

ВОПРОСЫ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛАВНЕЙШИХ МАРГАНЦЕНОСНЫХ ФОРМАЦИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В геологической литературе многократно обсуждались вопросы связи накоплений ряда полезных ископаемых с определенными этапами в истории Земли (Альтгаузен, 1956; Билибин, 1955; Пустовалов, 1940; Страхов, 1947, 1949, 1960). Выявлены, в частности, эпохи угленакопления, фосфатообразования и концентраций редких металлов, эпохи железорудные и другие.

Н. М. Страхов, рассматривая распределение марганцевых руд в истории Земли (1947), выделяет следующие марганцерудные эпохи: докембрийскую

марганцерудную эру, весьма значительную по своим запасам (она состоит из нескольких марганцерудных эпох), нижнекембрийскую и нижнекаменноугольную марганцерудные эпохи, эквивалентные железорудным эпохам, палеогеновую марганцерудную эпоху, которая по грандиозности рудонакопления представляла собой чрезвычайное и специфическое время в истории Земли — это была «марганцерудная эпоха первого ранга» (Страхов, 1947, стр. 28). В результате анализа стратиграфического распределения железных и марганцевых руд Н. М. Страхов считает, что «марганцерудные эпохи в общем весьма близки к железорудным и либо совпадают с ними полностью (в большинстве случаев), либо же показывают лишь незначительные и второстепенные отклонения» (1947, стр. 30). В недавно опубликованной монографии Н. М. Страховым (1960) были уточнены выводы, сделанные в работах сороковых годов, показаны основные черты эволюции распределения накоплений марганца и факторы, ее контролирующие.

В этом разделе предпринимается попытка проследить стратиграфическое распределение выделенных главнейших марганценосных формаций, изменение их состава и величин рудоносности во времени. Еще раз напомним, что рассматриваемые нами формации выделены на основе изучения сравнительно крупных марганцевых месторождений мира. Многие мелкие месторождения и рудопроявления марганца при этом не учитывались, так как большинство из них имеют лишь минералогическое значение, несмотря на большое число публикаций, им посвященных. Приведенный материал позволяет лишь в известной степени количественно подойти к вопросам марганцевого рудообразования в историческом плане и оценить относительную роль различных марганценосных формаций в определенные геохронологические отрезки.

До кембрий был эрой формирования значительных количеств марганцевых руд, соответствующих в пересчете на металлический Mn — $94,97 \cdot 10^6$ т, либо 9,1% мировых запасов. Но если учесть, что хронологическая продолжительность докембрия составляет примерно 1,5—2,0 млрд. лет, т. е. в 3—4 раза более пострифейского времени в истории Земли, то приведенные запасы окажутся относительно невелики. При этом, разумеется, надо иметь в виду, что, рассматривая докембрийские месторождения, мы имеем дело лишь с ничтожными реликтами некогда более крупных марганцевых месторождений, пережившими сложную геологическую историю. Кроме того, в зонах глубокого метаморфизма в связи с геохимическими особенностями марганца, имеет место рассеивание его концентраций.

В архее весьма характерна гондитовая формация, широко развитая в центральных провинциях Индии (штат Мадхия Прадеш, Саусарская серия, запасы $16,8 \cdot 10^6$ т Mn). Эта же формация широко развита на юге Мадагаскара (графитовая система) и в Африке: в Конго (серия Кибара) и Мали (серия Ансонго).

В архейских глубоко метаморфизованных толщах Центрального Бразильского щита и Прибрежного Бразильского щита отмечаются многочисленные рудопроявления марганца, связанные с этой формацией (Оливейра, 1959; Bastos, 1956; Park, 1956).

В своих наиболее характерных проявлениях (Центральные провинции Индии) гондитовая формация представлена глубоко метаморфизованными ортокварцито-глинистыми, а местами карбонатными отложениями, заключающими пласты окисных, крайне редко карбонатных руд марганца.

Вулканические породы весьма нетипичны для этой формации, а среди пород Саусарской серии они вообще неизвестны. Можно полагать, что древние осадки, слагающие гондитовую формацию, накапливались в обстановке сравнительно спокойного тектонического режима.

Протерозой был временем, когда почти на всех континентах нашей планеты происходило накопление джеспилитовых формаций. Последние, будучи, в сущности, крупнейшими в истории Земли железорудными образованиями, заключают в своих краевых частях значительные количества марганцевых руд. Наиболее богатыми представителями этой формационной группы является джеспилитово-доломитовая формация ($21,65 \cdot 10^6$ т Mn), к которой принадлежат месторождения штата Минас Жераис, Бразилия и Постмасбурга, Южно-Африканский Союз. Марганцевые руды этих формаций локализируются в зоне перехода от собственно джеспилитовой формации к доломитовой, представляющих собой эвгеосинклинальные образования. Иными величинами рудоносности отличаются месторождения собственно джеспилитовой марганценозной формации: Калахари, Южно-Африканский Союз ($30,0 \cdot 10^6$ т Mn), Великих Озер, США и штата Мату Гросу (Бразилия), а также ряд других месторождений.

Это главным образом крупнейшие железорудные месторождения, в которых марганец играет роль примеси. Но несмотря на то, что марганец, в целом, является второстепенным элементом джеспилитовых формаций, количества его сравнительно велики: по меньшей мере $61,7 \cdot 10^6$ т, или около 6% от мировых запасов. Значимость рудных накоплений марганца в джеспилитовых формациях проявится отчетливее, если вспомнить, что среди формаций докембрия они занимают первое место, составляя около 67% от всех запасов Mn — руд, в них залегающих.

подавляющая часть джеспилитовых марганценозных формаций является, по всей вероятности, геосинклинальными образованиями, накопившимися в эвгеосинклинальных бассейнах. Однако некоторые марганцевые месторождения, относящиеся к собственно джеспилитовой марганценозной формации (например, Урукум, штат Мату-Гроссу), носят ясно выраженный платформенный характер.

Известно, что в докембрии вулканическая активность земной коры была весьма интенсивна, а влияние вулканических процессов на ход рудообразования — исключительным. Однако докембрийские вулканогенно-осадочные марганценозные формации содержат сравнительно незначительные количества рудных накоплений марганца — приблизительно $2,9 \cdot 10^6$ т Mn, или 0,003% от мировых запасов. В протерозое и рифее среди формаций рассматриваемой группы наибольшей рудоносностью отличаются вулканогенно-осадочные формации зеленокаменного ряда, с которыми связаны месторождения Африки — Ганы, Берега Слоновой Кости и Верхней Вольты ($2,0 \cdot 10^6$ т Mn). Вулканогенно-осадочные марганценозные формации порфиривого ряда характеризуются сравнительно меньшей рудоносностью — примерно $0,9 \cdot 10^6$ т Mn — это главным образом инфракембрийские месторождения Марокко и Алжира. Но, сравнивая цифры, иллюстрирующие рудоносность формаций зеленокаменного и порфиривого рядов, следует учесть, что западноафриканские месторождения, связанные с формациями зеленокаменного ряда, испытали существенное обогащение вследствие глубокого тропического выветривания, тогда как марганцерудные залежи формаций порфиривого ряда изменены сравнительно слабо.

С синийскими отложениями Китайской платформы почти целиком связаны формации ортокварцито-кремнисто-сланцевой карбонатной группы, характерными представителями которых являются месторождения Сянгань, Цзуньси и, вероятно, Вафанзы. Рудоносность формаций этой группы составляет примерно $28,0 \cdot 10^6$ т или около 28% металлического Mn докембрия, считая лишь рудные концентрации.

Таким образом, в докембрии главная масса рудных концентраций марганца связана с формациями геосинклинальных зон, лишь в верхнем докембрии (синий) с достаточной отчетливостью проявляются платформенные мар-

ганценозные формации, в парагенезе которых заметную роль играют ортокварциты, черные углистые сланцы, битуминозные известняки и доломиты.

П а л е о з о й характеризуется широким распространением вулканогенно-осадочных формаций в разрезе и по площади. Среди них заметно преобладают представители зеленокаменного ряда, к которым относятся Приишимская группа месторождений Казахстана (См₁); Харьковское месторождение, ст. Блява, Урал (готландий); Атасуйская группа месторождений, Казахстан (верхний девон); 150 мелких месторождений в Башкирии (нижний девон — готландий); Херсонское месторождение ст. Блява, Урал (нижний девон — готландий). К вулканогенно-осадочным зеленокаменным формациям принадлежит также множество мелких месторождений, запасы которых столь малозначительны, что не имеют практической ценности.

Общее же содержание рудных концентраций марганца в этих формациях составляет приблизительно $11,8 \cdot 10^6$ т или 18% от запасов марганцевых руд в палеозое.

Вулканогенно-осадочные формации порфирового ряда развиты в палеозое значительно меньше. С ними, вероятно, связаны Джездинская и Муржикская группы месторождений Казахстана (верхний девон), Кульмское, Белоглинское и Аккермановское месторождения Урала, а также месторождение Глиб-ан-Нам, Марокко нижнекаменноугольного возраста. Запасы металлического марганца, находящегося в рудных концентрациях в этих формациях, составляют приблизительно $2,45 \cdot 10^6$ т или около 5% от запасов палеозойских формаций.

Но несмотря на широкое развитие в палеозое марганценозных вулканогенно-осадочных формаций, наибольшей рудоносностью характеризуются представители группы известняково-доломитовых формаций. К ним принадлежат геосинклинальная формация Усинского типа (нижний кембрий) и платформенная (мобильный участок платформ) формация, с которой связано Улу-Телякское месторождение (верхняя пермь), причем рудоносность первой примерно в 20 раз более второй. Общее количество марганцевых руд палеозойских формаций известняково-доломитовой группы составляет примерно $28,0 \cdot 10^6$ т Мп, или 43% от запасов этого отрезка времени.

В группе ортокварцитово-кремнисто-сланцевых карбонатных формаций соотношения иные: подавляющая часть рудных концентраций марганца приходится на долю платформенного месторождения Лохуа-Лопинь верхнего карбона, провинция Цзянси, Центральный Китай (примерно $12,0 \cdot 10^6$ т Мп или 19% палеозойских запасов) и лишь незначительные количества марганцевых руд (около 0,4% запасов палеозоя) связаны с геосинклинальными формациями — месторождения готландского возраста в Кара-Тюбинском хребте Узбекистана.

В палеозое впервые в геологической истории Земли появляется представитель платформенной ортокварцитово-глауконитово-глинистой формации: месторождения района купола Тимна, Южный Израиль, относящиеся к готландию. Однако запасы этой формации сравнительно с ее палеогеновыми аналогами весьма невелики — $2,48 \cdot 10^6$ т или 4% от палеозойских запасов.

Итак, при рассмотрении распределения главнейших марганценозных формаций в палеозое нетрудно заметить, что с формациями геосинклинальных областей связано, по крайней мере, 67—70% запасов марганцевых руд этого времени.

Платформенные марганценозные формации палеозоя, так же как и докембрия, имеют сравнительно подчиненное значение. Приблизительная доля палеозойских марганцевых руд от общемировых запасов континентов составляет 6%.

Мезозой в истории Земли был эрой крайне незначительного и ограниченного накопления марганцевых руд — примерно 0,003—0,004% от мировых запасов. Причем $\frac{9}{10}$ этих количеств приходится на долю платформенной известняково-доломитовой формации в Северной Африке: нижнеюрское месторождение Бу-Арфа в Марокко и верхнемеловые месторождения Таздрем, Имини, Кааль де Брезина в Алжире, суммарные запасы которых составляют около $3,22 \cdot 10^6$ т Mn. Остальная часть падает на месторождения, относящиеся к вулканогенно-осадочным формациям зеленокаменного ряда: Себабна (нижней юры) в Алжире и Ванданского хребта на Дальнем Востоке.

Таким образом, при весьма ограниченных и сравнительно сократившихся масштабах марганцевого рудообразования в мезозое накапливались преимущественно рудные концентрации марганца, связанные с платформенными бассейнами.

Третичный период знаменуется колоссальными накоплениями марганцевых руд на относительно ограниченных пространствах ряда районов Европейской части СССР и смежных государств. Подавляющая масса рудных концентраций этого периода относится к Никопольской (ортокарцитово-глауконитово-глинистой) формации, развитой на жестком платформенном основании либо близком в тектоническом отношении субстрате.

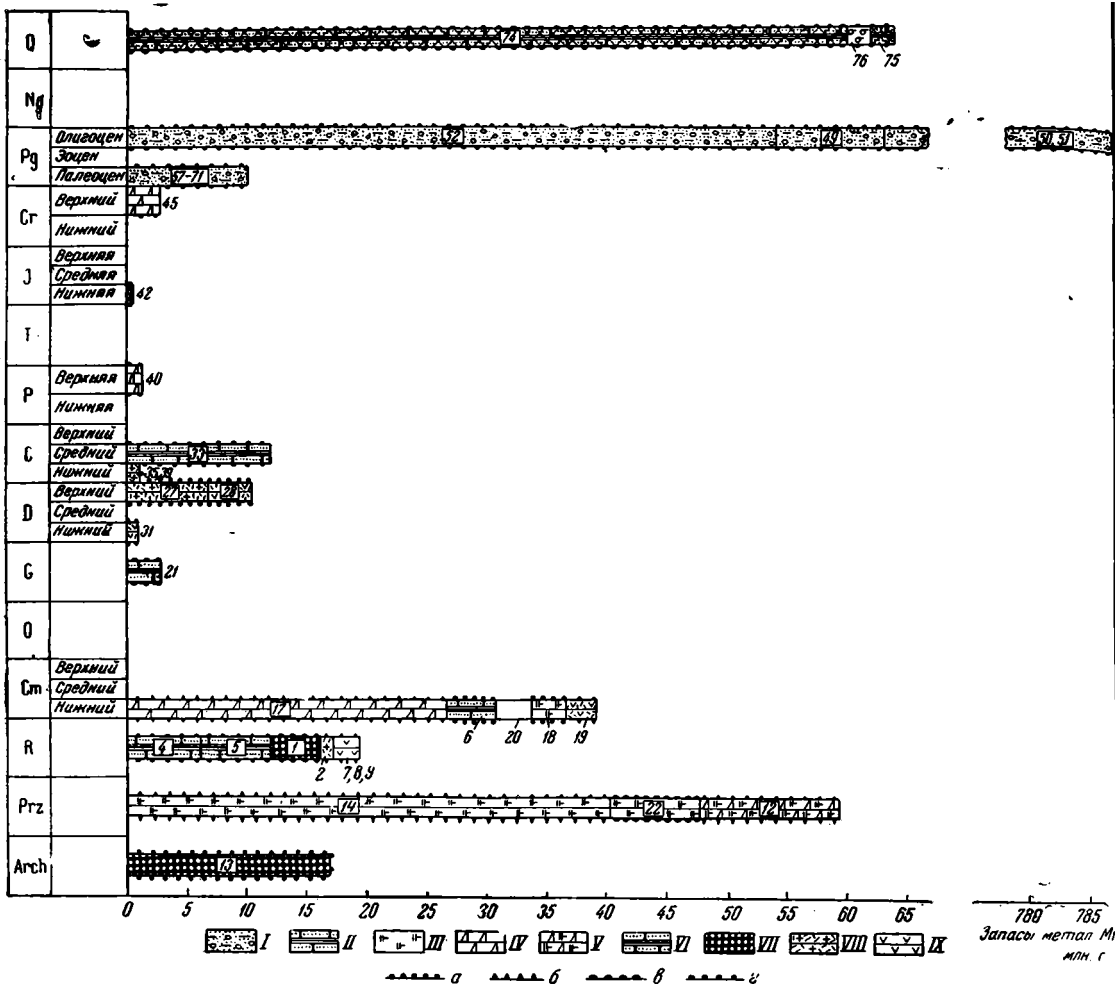
В палеоцене Никопольская формация приобретает широкое развитие в виде меридионально вытянутой полосы вдоль восточного склона Северного Урала протяженностью около 150 км. Помимо того, в это же время имело место формирование ряда мелких месторождений марганцевых руд, связанных с геосинклинальной флишевой формацией, в которой заметную роль играют вулканогенные отложения (Тетрицкаройская группа месторождений, Грузия).

Запасы руд марганца в этой флишевой формации столь незначительны, что не меняют, по существу, общего количества рудного марганца в палеоцене, равного примерно $9,95 \cdot 10^6$ т Mn.

В олигоцене происходит формирование крупнейших в истории Земли марганцевых месторождений Юга Европейской части Советского Союза и ряда мелких месторождений в Болгарии, Турции и некоторых странах Средиземноморья. Подавляющее большинство этих месторождений принадлежит к ортокарцитово-глауконитово-глинистой (Никопольской) формации, в которой заключено не менее 73% (или $794,3 \cdot 10^6$ т Mn) от мировых запасов марганцевых руд. Наиболее крупными месторождениями этой формации являются: Никопольское, Больше-Токмакское и Ингулецкое месторождения марганцевых руд, расположенные на южном склоне Украинского кристаллического массива, Чиатурское и ряд других тяготеющих к нему месторождений Центральной и Западной Грузии, приуроченных к относительно жестким, типа срединных массивов, участкам геосинклинальных областей, Лабинское месторождение Северного Кавказа и месторождение Мангышлака, располагающиеся на эпигерцинском складчатом основании.

Таким образом, третичный период был временем полного господства платформенной ортокарцитово-глауконитово-глинистой марганценосной формации над всеми остальными марганценосными формациями. Несмотря на то, что вопросы образования Никопольской формации остаются во многом еще не ясными, экзогенный ее характер и связь с корами выветривания не оставляет сомнений.

Во второй половине третичного периода, а в некоторых регионах значительно раньше, широко развивается процесс формирования латеритных марганцевых кор выветривания, продолжающийся во многих случаях и поныне. Эти латеритные марганцевые месторождения и составляют в основном группу наложенных марганценосных формаций.



Фиг. 13. Диаграмма стратиграфического распределения главнейших марганценовых формаций.

Типы формаций: I — никопольская (ортокарцитово-глауконитово-глинистая); II — наложенные формации; III — группа джеспилитовых формаций; IV — группа известняково-доломитовых формаций; V — доломитовая формация джеспилитовой группы; VI — группа кремнисто-сланцевых ортокарцитовых формаций; VII — гондитовая формация (типа Мадхия Прадеш); VIII — вулканогенно-осадочные формации порфиорового ряда; IX — вулканогенно-осадочные формации зеленокаменного ряда.

Месторождения, приуроченные: а — к миогеосинклинали; б — к эвгеосинклинали; в — к древним слабоподвижным платформам; г — к платформенным площадям с повышенной тектонической активностью (эпипалеозойские платформы, срединные массивы, небольшие древние платформы, краевые прогибы на древнем платформенном основании)

Цифры на фигуре: Четвертичный период: 74 — Африка, Габон, Франсвилль, месторождение Моанда, 75 — Индия, штат Майсур: Шимага, Читалдруд, Вилари; 76 — Индия, штат Бихар: Сингххум, Кеондонхар, Банли.

Палеоген: 52 — Грузия, Чиатурское месторождение; 49 — Северный Кавказ, Лабинское месторождение; 50 — Украина, Никопольское месторождение; 51 — Украина, Больше-Томмакское месторождение; 57—71 — группа месторождений Северо-Уральского марганцевого бассейна (Получное, Березовское, Марьятское, Ивдельское и др.).

Верхний мел: 45 — Марокко, месторождения Таздрем, Имини.

Юра: 42 — Марокко, Бу-Арфа.

Пермь: 40 — Башкирия, Улу-Телякское месторождение.

Карбон: 33 — Китай, Цзянси, Лохуа-Лоппинь; 35 — Казахстан, Караганда-Успенская группа месторождений; 36 — Таджикистан, Кара-Тюбе, Чатыр-Отегское месторождение; 37 — Урал, Кульское месторождение; 38 — Урал, Белоглинское месторождение; 39 — Урал, Аккермановское месторождение.

Девон: 27 — Казахстан, Атасуйская группа месторождений; 28 — Казахстан, Джедидинская группа месторождений; 31 — Урал, Башкирия, 150 отдельных месторождений.

Готландий: 22 — Бразилия, штат Мату-Гроссу (не исключен рифейский возраст); 21 — Израиль, Темна.

Кембрий: 17 — Западная Сибирь, Усинское месторождение; 6 — Китай, Ляонин, Вафань; 18 — Дальний Восток, Мало-Хинганская группа месторождений; 19 — Казахстан, Приишимская группа месторождений; 20 — Украина, Чивчинские горы.

Рифей: 1 — Африка, Мали, Ансоуго; 2 — Алжир, Геттара; 4 — Китай, Цзянси, Сянтань; 5 — Китай, Хунань, Цзуньси.

Протерозой: 7 — Африка, Берег Слоновой Кости; 8 — Верхняя Вольта, Тьере; 9 — Африка, Гава, Нзута; 11 — Южно-Африканский Союз, Калахари; 12 — Южно-Африканский Союз, Постмасбург; 14 — Бразилия, штат Минас-Жераис.

Архей: 13 — Индия, Мадхия Прадеш и др.

Фиг. 14. Диаграмма распределения рудных концентраций марганца в главнейших марганценосных формациях.

Условные обозначения формаций см. на фиг. 13. Цифры на фигуре:

Ортокварцито-глауконитово-глинистая формация: 52 — Грузия, Чигатура, P_g; 57, 71 — группа месторождений Северо-Уральского марганцевого бассейна, P_g; 49 — Северный Кавказ, Лабинское месторождение, P_g; 21 — Израиль, Тимна, G; 50 — Украина, Никольское месторождение P_g; 51 — Украина, Больше-Гонмакское месторождение, P_g²
 Группа наложных, преимущественно латеритных формаций: 74 — Африка, Габон, Франсвилль, Моанда, по рифейским толщам; 75 — Индия, штат Майсур (Шимого, Чингалдуг, Бихари, по архейским толщам); 76 — Индия, штат Бихар (Сингхвхум, Кеондонхар, Банли, по архейским толщам); 77 — Индия, штат Бихар (Корапугт, Калаханда, Панда, по архейским толщам).

Группа джеспилитовых формаций; 11 — Южно-Африканский Союз, Калахари, Pr₂; 14 — Бразилия, Минас-Жераис, Pr₂; 15 — Дальний Восток, Мало-Хинганская группа месторождений, Cm₁; 22 — Бразилия, Мату-Грассу, месторождение Урукум, (G? R?); 12 — Южно-Африканский Союз, Постмасбург, Pr₂.

Группа известняково-доломитовых формаций; 17 — Западная Сибирь, Усинское месторождение, Cm₁; 40 — Башкирия, Улутеляк, R; 42 — Марокко, Бу-Арфа, J₁; 45 — Марокко, Газдрем и Имини, Cr₂.

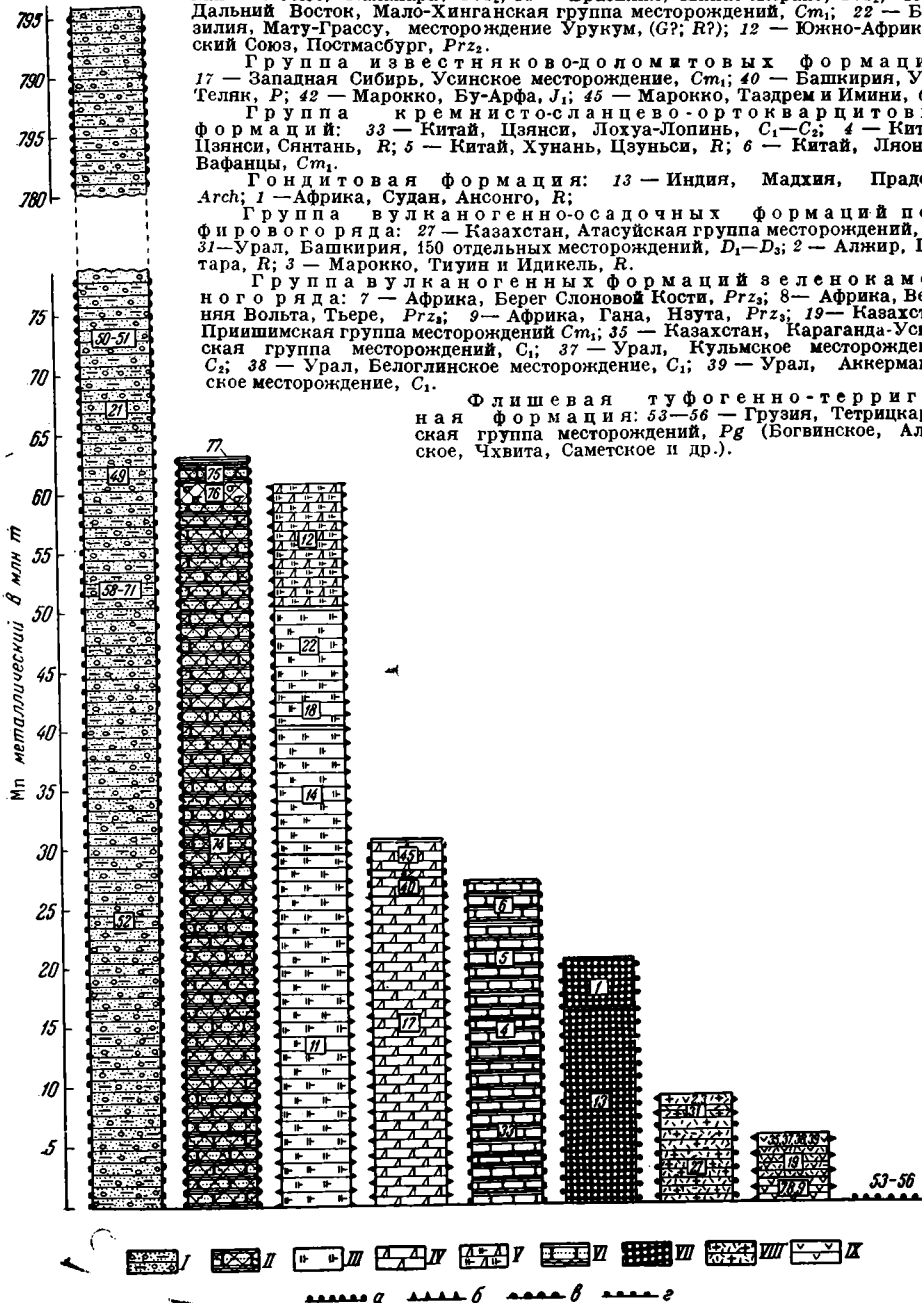
Группа кремнисто-сланцево-ортокварцитовых формаций: 33 — Китай, Цзянси, Лохуа-Люпинь, C₁-C₂; 4 — Китай, Цзянси, Сянгань, R; 5 — Китай, Хунань, Цзуньси, R; 6 — Китай, Ляонин, Вафаньцзи, Cm.

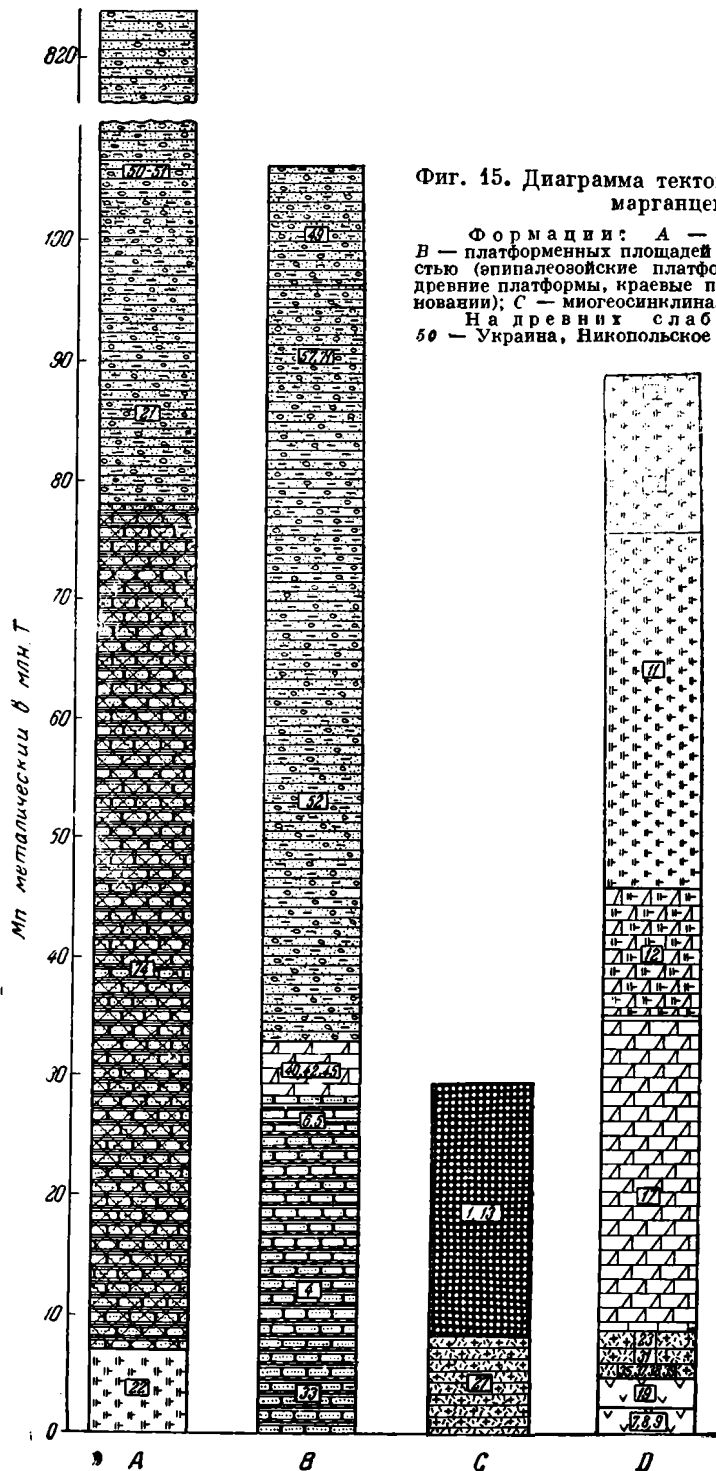
Гондитовая формация: 13 — Индия, Мадхья, Прадеш, Arch; 1 — Африка, Судан, Ансонго, R;

Группа вулканогенно-осадочных формаций порфиорового ряда: 27 — Казахстан, Атасуйская группа месторождений, D₃; 31 — Урал, Башкирия, 150 отдельных месторождений, D₁-D₃; 2 — Алжир, Геттара, R; 3 — Марокко, Тиун и Идикель, R.

Группа вулканогенных формаций зеленокаменного ряда: 7 — Африка, Берег Слоновой Кости, Pr₂; 8 — Африка, Верхняя Вольта, Тьере, Pr₂; 9 — Африка, Гана, Нзута, Pr₂; 19 — Казахстан, Пришимская группа месторождений Cm₁; 35 — Казахстан, Караганда-Успенская группа месторождений, C₁; 37 — Урал, Кульское месторождение, C₂; 38 — Урал, Белоглинское месторождение, C₁; 39 — Урал, Аккермановское месторождение, C₁.

Флишевая туфогенно-терригенная формация: 53-56 — Грузия, Тетрицкаройская группа месторождений, P_g (Богвинское, Алгетское, Чхвита, Саметское и др.).





Фиг. 15. Диаграмма тектонического размещения главнейших марганцевосных формаций

Формации: А — древних слабоподвижных платформ; В — платформенных площадей с повышенной тектонической активностью (эпипалеозойские платформы, срединные массивы, небольшие древние платформы, краевые прогибы на древнем платформенном основании); С — миогеосинклинальные; D — эвгеосинклинальные.

На древних слабоподвижных платформах: 50 — Украина, Никопольское месторождение P_g; 51 — Украина, Б.

Токамакское месторождение P_g; 21 — Израиль, Тимна; G; 75 — Индия, штат Майсур, Arch; 76 — 77 — Индия, штат Бихар, Arch; 74 — Африка, Габон, Франсевиль, Моанда, R; 22 — Бразилия, Мату-Грасу месторождение Урукум, G? (R).

На платформенных площадях с повышенной тектонической активностью: 49 — Северный Кавказ, Лабинское месторождение, P_g; 57 — 71 — группа месторождения Северо-Уральского марганцевого бассейна P_g; 52 — Грузия, Чиагурское месторождение, P_g; 40 — Башкирия, Улу-Телякское месторождение, P₂; 42 — Марокко, Бу-Арфа, J₁; 45 — Марокко, месторождение Газдем и Имни, C₂; 6 — Китай, Ляонин, Вафань, C₇₁; 5 — Китай, Хуанань, Цзуньси, R; 4 — Китай, Цзянси, Сянтань, R; 33 — Китай, Цзянси, Лохуа-Лопинь, C₁—C₂.

Миогеосинклинали: 1 — Африка, Мали, Ансонго, R; 13 — Индия, Малхия, Прадеш, Arch; 27 — Казахстан, Атасуйская группа месторождений, D₃.

Эвгеосинклинали: 18 — Дальний Восток, Мало-Хинганская группа месторождений, C₇₁; 14 — Бразилия, Минос-Жераис, P₂; 11 — Южно-Африканский Союз, Калахари, P₂; 12 — Южно-Африканский Союз, Посмасбург, P₂; 17 — Западная Сибирь, Усинское месторождение, C₇₁; 2 — Алжир, месторождение Геттара, C₇₁; 3 — Марокко, месторождение Тиун и Идикель, R; 31 — Урал, Башкирия, 150 отдельных месторождений, D₁ — D₃; 35 — Казахстан, Караганда-Успенская группа месторождений, C₁; 37 — Урал, Кульмское месторождение, C₁; 38 — Урал, Белоглинское месторождение, C₁; 39 — Урал, Аккермановское месторождение, C₁; 19 — Казахстан, Приимская группа месторождений, C₇₁; 7 — Африка, Берег Слоновой Кости, P₂; 8 — Африка, Верхняя Волта, Тьере P₂; 9 — Африка, Гана, Нзуга, P₂.

Общие запасы металлического Мп в месторождениях, приуроченные к древним слабоподвижным платформам: 818, 123·10⁶ т.

К платформенным площадям с повышенной тектонической активностью: 105,924·10⁶ т; к миогеосинклиналям: 6,893·10⁶ т; к эвгеосинклиналям: 88, 481·10⁶ т. Всего 1018,94·10⁶ т.

к которой вообще относятся залежи, связанные с вторичным обогащением первично убогих концентраций (например, вторичные концентрации марганца, образовавшиеся в каменноугольный период по убогим марганцеватым докембрийским доломитам в Постмасбурге, Южно-Африканский Союз).

Основные месторождения группы наложенных формаций находятся в странах влажного тропического климата, являющегося неперенным условием их образования. Среди них можно отметить месторождение Моанда в Габоне, ряд месторождений в штатах Майсур, Бихар, Андхра, Индия. Суммарные запасы их составляют $63,8 \cdot 10^6$ т Мп, по самым скромным подсчетам, или около 6% от мировых запасов.

Таким образом, кайнозойские марганцевые руды многократно превышают по своим запасам накопления рудных концентраций марганца во все предыдущие геологические эры, составляя приблизительно 84% от мировых запасов.

Возникают вопросы, как интерпретировать приведенные данные; являются ли известные нам на сегодня марганцевые месторождения с разведанными запасами отражением объективной картины состояния и истории земной коры, в отношении рудных накоплений марганца? Или чрезвычайная обогащенность кайнозоя, сравнительно со всей предыдущей геологической историей, является следствием недостаточной изученности древних толщ либо разрушения и рассеивания залежей древних концентраций в последующие эпохи? В общем, несомненно, что чем древнее возраст изучаемых толщ, тем более отрывочный характер сведений удастся нам получить о времени их формирования. И совершенно не исключено, что в докембрии существовали крупнейшие марганцевые месторождения, не уступавшие залежам палеогена. Геохимическая специфика марганца, как это показано В. И. Вернадским (1960), такова, что он образует значительные рудные накопления лишь в самых верхних слоях литосферы, рассеиваясь с глубиной. Это обстоятельство требует особого внимания в отношении древних марганцевых месторождений. Несмотря на все эти трудности, по-видимому, можно наметить общую тенденцию исторического марганцерудонакопления, и лишь в самом общем виде оценивая его интенсивность.

Итак, в докембрии доминируют геосинклинальные марганценовые формации, для многих из которых возможен вулканогенный источник рудного вещества; лишь в синие появляются отчетливые платформенные формации (фиг. 13, 14, 15).

В палеозое также преобладают геосинклинальные марганценовые формации, однако и платформенные формации играют заметную роль в балансе запасов марганцевых руд этой эры.

Мезозой в истории марганцевого рудообразования Земли был эрой крайне незначительных и пространственно ограниченных накоплений. В это время имеет место подавляющее преобладание марганцевых руд, связанных с платформенными формациями.

В кайнозое, как только что отмечалось, масштабы марганцевого рудообразования многократно превысили все известные более ранние накопления.

Анализируя тектоническое и стратиграфическое распределение руд: алюминия, железа, марганца, Н. М. Страхов (1947, 1960) показал возрастание роли платформенных рудных бассейнов в общем ходе развития земной коры.

В определенные геохронологические отрезки рудные накопления марганца локализовались на сравнительно ограниченных пространствах. Как свидетельствует об этом изложенный материал, марганцевые руды накапливались в определенных регионах, бассейнах, провинциях, но не имели общепланетарного распространения. Исключением из этого могут быть

докембрийские гондитовая и джеспилитовая марганценозные формации, отражающие специфику резко отличных обстановок ранних эпох в истории Земли.

Следовательно, имеется больше оснований говорить о нерудных эпохах в истории накопления марганца, таких как ордовик, нижняя пермь, триас, нижний мел, возможно, средняя и верхняя юра, в течение которых не происходило формирования сколь-либо значительных накоплений марганцевых руд, чем о глобальных эпохах марганцевого рудообразования.

И в заключение, — показанная тенденция увеличения значимости платформенных марганцерудных бассейнов в ходе эволюции Земли действительна лишь в самом общем виде для континентов. В целом же для всей земной коры картина марганцевого рудообразования значительно сложнее — свидетельством тому являются громадные запасы марганцевых руд на дне мирового океана, образования во многом еще не познанные, не изученные, количество которых, вероятно, не уступает континентальным.

Л И Т Е Р А Т У Р А

- А в а л и а н и Г. А. В кн.: «Природные ресурсы Грузинской ССР». Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- А л ь т г а у з е н М. Н. Причины возникновения эпохи накопления редких металлов и фосфора в морских осадках нижнего палеозоя. М., Госгеолтехиздат, 1956.
- А д р у с о в Н. И. Краткий геологический очерк полуострова Тьюбкараган и Горного Мангышлака. — Труды Ком. Моск. сел. хоз. ин-та по исслед. фосфоритов, серия 1, отчет по геол. исслед. фосфорит. залежей, 3, 1911.
- А н д р у щ е н к о П. Ф. О фации манганитовых руд в Полуночном месторождении на Северном Урале. — Изв. АН СССР, серия геол. № 2, 1950.
- А н д р у щ е н к о П. Ф. Минералогия марганцевых руд Полуночного месторождения. — Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 150, серия рудных м-ний (№ 16), 1954.
- А н о с о в Ф. Я., Г и н з б у р г И. И. Очерки по геохимии марганца. О некоторых рассеянных элементах в Чиагурских марганцевых рудах и о проблеме генезиса этих руд. — Труды Ломоносов. ин-та геохимии, кристаллогр. и минер. АН СССР, вып. 9, 1938.
- Б е т е х т и н А. Г. Задачи по геологическому изучению марганцевых месторождений Казахстана. — Сов. геология, сб. 1, 1944.
- Б е т е х т и н А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946.
- Б и б л и б и н Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
- Б р у к с А. Климаты прошлого. Перевод с англ. под ред. Б. П. Алисова и В. И. Громова. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1952.
- В е р н а д с к и й В. И.¹ Геохимия марганца в связи с учением о полезных ископаемых (доклад на конференции, апрель 1935 г.). Избр. соч. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954
- В е р н а д с к и й В. И.² Очерки геохимии, история марганца. Избр. соч. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Г р я з н о в В. И. О манганитовых рудах Никопольского марганцевого месторождения. — Изв. АН СССР, серия геол., № 2, 1950
- Г р я з н о в В. И. Минералогическая характеристика карбонатных марганцевых руд Никопольского бассейна. — Научные записки Днепропетр. ун-та, т. 3, сб. работ Научно-исслед. ин-та геол., вып. 53, 1956.
- Е ф р е м о в Н. Е. Лабинский марганец и пути его промышленного использования. — Сов. геология 8, № 12, 1938.
- И л л а р и о н о в а В. И., К а м и н с к а я А. М., Н е м р ю к А. А. Обзор месторождений и рудопроявлений марганцевых руд СССР. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- И р д л и А. Структурная геология Северной Америки. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры 1954.

- К о с т ы л е в а Н. В. Минералогия глин Никопольского марганцевого рудного месторождения. Автореф. дис. на соиск. уч. степени канд. геол.-мин. наук. Днепропетровск, 1959.
- К р и ш н а н М. С. Геология Индии и Бирмы. Перевод с англ. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1954.
- К р у г Е. В. Отчет по исследованию месторождения марганцевых руд на Мангышлаке. Л., Изд-во Геол. комитета, 1927.
- М а з а р о в и ч А. Н. Основы региональной геологии материков. Ч. 1—2. М., Изд-во Моск. ун-та, 1951.
- М е р к л и н Р. Л., М о р о з о в а В. Г., С т о л я р о в А. С. О биостратиграфии майкопских отложений Южного Мангышлака. Докл. АН СССР, т. 133, № 3, 1960.
- Н о в о х а т с к и й И. П. О металлогении железа и марганца и методике составления металлогенических и прогнозных карт на железные и марганцевые руды в Центральном Казахстане. В кн.: «Материалы научной сессии по металлогеническим и прогнозным картам». Доклады, Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
- О л и в е й р а д и А в е л и н о И. Очерки по геологии Южной Америки. Сб. статей. Перевод с англ. Под ред. Ю. М. Шейнманна. М., Изд-во иностр. лит-ры, 1959.
- П а в л о в с к и й Е. В., Б е л и ч е н к о В. Г. Осадочные формации верхнего протерозоя Саяно-Байкальского нагорья и связанные с ним полезные ископаемые. В кн.: «Закономерности размещения полезных ископаемых». Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958.
- П у с т о в а л о в Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1—2. М.— Л.: Гостоптехиздат, 1940.
- С т а н к е в и ч Л. О., К о с т ы л е в а Н. В. Химико-минералогическое исследование глинистых минералов Никопольского марганцевого месторождения. В кн.: «Исследование и использование глин». — Материалы Совещания во Львове в мае — июне 1957 г., Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1958.
- С т о л я р о в А. С. Новые данные по стратиграфии олигоценовых отложений Мангышлака.— Бюлл. Научно-техн. информ. Мин-ва геол. и охраны недр СССР, № 3 (15), 1958.
- С т р а х о в Н. М. Железорудные фации и их аналогии в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 73 (№ 22), 1947.
- С т р а х о в Н. М. Основы исторической геологии. Ч. 1—2. М.— Л. Гостгеолоиздат, 1948.
- С т р а х о в Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1949.
- С т р а х о в Н. М., З а л м а н з о н Э. С., Г л а г о л е в а М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа.— Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 23, 1959.
- С т р а х о в Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1—2. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Х а б а к о в А. В. Улу-Теляк — новое месторождение окисленных карбонатных марганцевых руд в пермских отложениях Башкирии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1944.
- Х а с а н о в Ф. Г. Марганцевые руды восточного обрамления Тургайского прогиба. В кн.: «Труды Объединенной Кустанайской научной сессии, посвященной проблемам Тургайского регионально-экономического комплекса». Т. 2. Геол. секция Алма-Ата, Изд-во АН Каз. ССР, 1958.
- Х е р а с к о в Н. П. Геология и генезис восточно-башкирских марганцевых месторождений. В кн.: «Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти акад. А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Х е р а с к о в Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 27, вып. 5, 1952.
- Х е т а г у р о в Г. В., К о т о в а Л. М. Минералогический состав руд Лабинского месторождения марганца.— Сб. научных трудов Северо-Кавказ. горно-металл. ин-та, вып. 14, 1957.
- Ш а т с к и й Н. С. О марганценовых формациях и о металлогении марганца. Ст. 1. Вулканогенно-осадочные марганценовые формации.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1954.
- Ш е й н м а н н Ю. М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли.— Труды Всес. научно-исслед. ин-та золота и редких металлов, Магадан, серия геол., вып. 49, 1959.
- Ш т р е й с Н. А. К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-

- A s w a t h a n a r a y a n a U. Absolute ages of the Archaean Orogenic Cycles of India. Amer. Journ. Sci., 254, N 1, 1956.
- B a n d Z. Les gisements et indices de manganese de l'Afrique Equatoriale Française XX Congreso geologico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganese. T. 2. Africa. Mexico, 1956.
- B a r b o s a O. Evolution du géosynclinal Espinhaso. Congrès geologique international. XX session. Comptes rendus. Sect. 13, pt. 2, Fasc. 14, Alger, 1954.
- B a r b o s a O. Manganese at Urucum, state of Mato Grosso, Brazil. In: XX Congreso geologico internacional. Symposium del manganese. T. 3. Mexico, 1956.
- B a s t o s P. E. Other occurrences of manganese in Brazil. In: XX Congreso geologico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganese. T. 3. America, Mexico, 1956.
- B e n t o r J. K. The manganese occurrences at Timna (Southern Israel), a Lagoonal deposit. In: XX Congreso geologico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganese. T. 4. Asia y Oceania. Mexico, 1956.
- B o l g a r s k y M. Etude géologique et description pétrographique du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire.— Bull. de la direction des Mines. Imprimerie National. Paris, 1950.
- B o u l a d o n J., J o u r a v s k y G. Manganese, Géologie des gîtes minéraux marocains. Dans: XIX Congrès géologique international. Monographies régionales, 3^e ser., Maroc., N 1. Rabat, 1952.
- B o u l a d o n J., J o u r a v s k y G. Les gîtes des manganese du Maroc. (Suivi d'une description des gisements du Precambrien III). in: XX Congreso geologico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganese. T. 2. Africa. Mexico, 1956.
- C h o u b e r t G., M a r c a i s J. Géologie du Maroc. Fasc. I, pt. 1. Aperçu structural. Dans: XIX Congrès géologique international. Monographies régionales, 3^e ser., Maroc., N 6. Rabat, 1952.
- D o r r J., C o c l h o I p h., H o r e n A. The manganese deposits of Minas Gerais, Brazil. In: XX Congreso geologico internacional. Symposium del manganese. T. 3. Mexico, 1956.
- D u n n J. A. Microscopical features of some specimens of Gold Coast manganese ores. Gold Coast Geol. Surv. Mem., N 5, appendix, 1943.
- E s p e n s h a d e G. H. Geology and mineral deposits of the James River-Roanoke River manganese district, Virginia. U. S. Geol. Surv. Bull., N 1008, 1954.
- F e r m o r L. L. The manganese.— Ore deposits of India. Mem. Geol. Surv. of India, 37, 1909.
- F e r m o r L. L.¹ On the age and continuation of the manganese-ores of the Nagpur—Balaghat Area, Central Provinces. Rec. Geol. Surv. of India, v. 41, pt. 1, 1911.
- F e r m o r L. L.² Notes on the manganese ore deposits of Gangpur State, Bengal and on the distribution on the Gondite Series in India. Rec. Geol. Surv. India, 41, pt. 1, 1911.
- F e r m o r L. L. An attempt at the correlation of Peninsular India. Mem. Geol. Surv. of India, 70, pt. 1, 1936.
- H e w e t t D. F. et al., Manganese deposits in the United States. In: XX Congreso geologico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganese. T. 3. America. Mexico, 1956.
- K a r u n a k a r a n C. Manganese ore deposits of Mysore, India. In: XX Congreso geologico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganese. T. 4. Asia y Oceania. Mexico, 1956.
- K u p f e r b u r g e r W., B o a r d m a n G., B o s c h P. R. New considerations concerning the manganese ore deposits in Postmasburg and Kuruman Areas, Northern Cape Province Union of South Africa. In: XX Congrès geologico internacional. Symposium del manganese. T. 2. Mexico, 1956.
- L u c a s G. Gisements et indices de manganese en Algérie. In: XX Congreso geologico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganese. T. 2. Africa, Mexico, 1956.
- P a r k C. F. Manganese ore deposits of the Serra do Novia District, Federal Territory of Amapa Brazil. In: XX Congreso geologico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganese. T. 3. America. Mexico, 1956.
- P a r k C. F. et al., Notes on the manganese ores of Brazil. Economic Geol., 46, N 1, 1951.

- R e s s e r** C. E. Cambrian system (Restricted) of the Southern Appalachians. Geol. Soc. Amer., Spec. papers, N 15, 1938.
- R o d g e r s** J. Manganese content of the Shady dolomite in Bumpass Cove, Tenn. Econ. Geol., 40, 1945.
- S e r v a n t** J. Les gisements et indices de manganèse de l'Afrique Occidentale Française. In: XX Congreso geológico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganeso. T. 2. Africa, Mexico, 1956.
- S e r v i c e** H. The geology of Nsuta manganese ore deposits. Gold Coast Geol. Surv. Mem., N 5, 1943.
- S h u k l a** et al., Manganese ore deposits of Madhya Pradesh, India. In XX Congreso geológico internacional. Symposium sobre gacimientos de manganeso. T. 4, Asia Oceania, Mexico, 1956.
- S o n d h i** V. P. Manganese ores in India. In: XX Congreso geológico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganeso. T. 4. Asia y Oceania. Mexico, 1956.
- S t r a c z e k** J. et al., Manganese ore deposits of Madhya Pradesh, India. In: XX Congreso geológico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganeso. T. 4. Asia y Oceania. Mexico, 1956.
- V i l l i e r s** J. de. The manganese deposits of the Union of South Africa. In: XX Congreso geológico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganeso. T. 2. Mexico, 1956.
- V i n c i e n n e** H. Observations géologiques sur quelques cîtes marocians de manganèse syngénétique. XX Congreso geológico internacional. Symposium sobre yacimientos de manganeso. T. 2. Africa, Mexico, 1956.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

Предисловие	3
<i>Л. Н. Формозова. Геохимия оолитовых железных руд речного и дельтового генезиса</i>	5
<i>И. М. Варенцов. О геохимии Усинского марганцевого месторождения в Кузнецком Алатау (о распределении Mn, Fe, P, CaO, MgO, Al₂O₃, SiO₂ и S в рудоносной толще Усинского месторождения карбонатных марганцевых руд).</i>	
Введение	28
Краткие сведения о геологии Усинского месторождения	28
Краткая минералого-геохимическая характеристика карбонатных марганцевых руд	33
О распределении Mn, Fe, P, Al ₂ O ₃ , CaO, MgO, SiO ₂ и S в рудоносных отложениях Усинского месторождения	41
О методике представления материала	41
О распределении Mn, Fe и P	43
1. Распределение Mn, Fe, P в основных разрезах месторождения	43
2. Распределение средневзвешенных содержаний, абсолютных масс, кларков концентрации Mn, Fe и P в пределах рудоносной толщи	48
3. О распределении CaO, MgO, Al ₂ O ₃ , SiO ₂ и S в рудоносных отложениях Усинского месторождения	55
Заключение	58
<i>Л. Н. Формозова. Условия образования оолитовых железных руд в нижнем палеозое и докембри</i>	65
Введение	65
Описание некоторых типичных районов развития оолитовых железных руд в нижнем палеозое	69
1. Чехия (Чехословакия)	69
а) Геологическое положение рудоносного района и характер рудовмещающих пород	69
б) Рудные горизонты некоторых месторождений ордовика Чехии	74
2. Тюрингия (ГДР)	77
а) Геологическое положение рудоносного района и характер рудовмещающих пород	77
б) Типы руд Восточной Тюрингии и их минералогический состав	80
3. Северный Уэльс (Англия)	82
а) Геологическое положение рудоносного района и характер рудовмещающих пород	83
б) Типы руд Северного Уэльса и их минералогический состав	88
Тектонические особенности размещения руд	91
Формационный характер рудоносных отложений	95
Границы и мощности вулканогенной кремнисто-сланцевой рудоносной формации	97
Связь руд нижнего палеозоя и докембрия с вулканической деятельностью.	99
Некоторые данные о палеогеографических условиях образования оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия	104

Особенности минералогического и химического состава оолитовых руд нижнего палеозоя и докембрия	108
Заключение	115
<i>И. М. Варенцов. О главнейших марганцевосных формациях</i>	119
Введение	119
Никопольская формация (ортокварцито-глаукоцитово-глинистая).	121
Гондитовая формация (типа Мадхия Прадеш)	130
Группа известняково-доломитовых марганцевосных формаций	137
Подгруппа известняково-доломитовых марганцевосных формаций Марокканского типа	138
а) Красноцветная карбонатно-терригенная марганцевосная формация типа Наргешум	139
б) Собственно известняково-доломитовая марганцевосная формация типа Имини-Газдрем	140
Подгруппа известняково-доломитовых формаций геосинклинальных зон (Аппалачского и Усинского типов)	147
Группа марганцевосных джеспиллитовых формаций	158
Марганцевосные вулканогенно-осадочные формации	159
Марганцевосная флишевая формация	160
Группа марганцевосных наложенных формаций	160
Группа кремнисто-сланцево-ортокварцитовых формаций.	161
Вопросы распределения главнейших марганцевосных формаций в земной коре	161

*Варенцов-Игорь Михайлович
Формозова Любовь Николаевна*

**Осадочные руды железа и марганца
(опыт геохимического и формационного исследования)**

Труды Геологического института, вып. 70

*Утверждено к печати Геологическим институтом
Академии наук СССР*

Редактор издательства *В. С. Журавлев*

Технический редактор *С. П. Голубь*

Корректор *А. Б. Томишинская*

РИСО АН СССР № 24—33 В. Сдано в набор 23/XII 1961 г.

Подписано к печати 4/V 1962 г. Формат 70×108 $\frac{1}{16}$.

Печ. л. 11+3 вкл.=16,44 усл. печ. л. Уч.-издат. л. 15,7

(0,4 уч.-изд. л. вкл. Тираж 1800 экз. Т-04011. Изд. № 667.

Тип. зак. № 2714

Цена 1 руб. 09 коп.

Издательство Академии наук СССР
Москва, Б-62, Подсосенский пер., 21.

2-я типография Издательства АН СССР
Москва, Г-99, Шубинский пер., 10.

ИСПРАВЛЕНИЯ И ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
34	3 св.	Ј	ЈІ
38	табл. 6, графа 3, 22 св.	80	70,3
41	табл. 11, графа 1, 7 св.	ферро-родохрозито- вая	родохрозитовая
60	13 св.	данных утверждение	данных является не- состоятельным утвер- ждение
63	9—10 св.	генетических	генетически
69	13 св.	аайкальская	байкальская
70	18 св.	разрезов	размеров
74	5 св.	исопаемых	ископаемых
94	24 св.	юго-западную	юго-восточную
106	20—21 св.	Большой Академии	Большой Акадии
167	фиг. 14, 6—7 св.	Никольское	Никопольское

Цена 1 руб. 09 коп.