

И. В. НИКОЛАЕВА

БАКЧАРСКОЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЕ  
ООЛИТОВЫХ  
ЖЕЛЕЗНЫХ  
РУД

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

---

И. В. НИКОЛАЕВА

БАКЧАРСКОЕ  
МЕСТОРОЖДЕНИЕ  
ООЛИТОВЫХ  
ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

ИЗДАТЕЛЬСТВО „НАУКА“  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
НОВОСИБИРСК  
1967

Под редакцией  
академика *А. Л. Яншина*

## ВВЕДЕНИЕ

**В** 1952—1957 гг. на восточной окраине Западно-Сибирской низменности был открыт ряд месторождений оолитовых железных руд, приуроченных к верхнемеловым и палеогеновым отложениям. Все эти месторождения включаются в единый Западно-Сибирский железорудный бассейн, простирающийся с севера на юг прерывистой полосой более чем на полторы тысячи километров. На территории бассейна открыто более десятка отдельных участков (рис. 1), многие из которых оказались крупными месторождениями (Колпашевское, Парабель-Чузыкское и др.). Геологические запасы руд каждого из них оцениваются в десятки миллиардов тонн. Крупнейшим месторождением

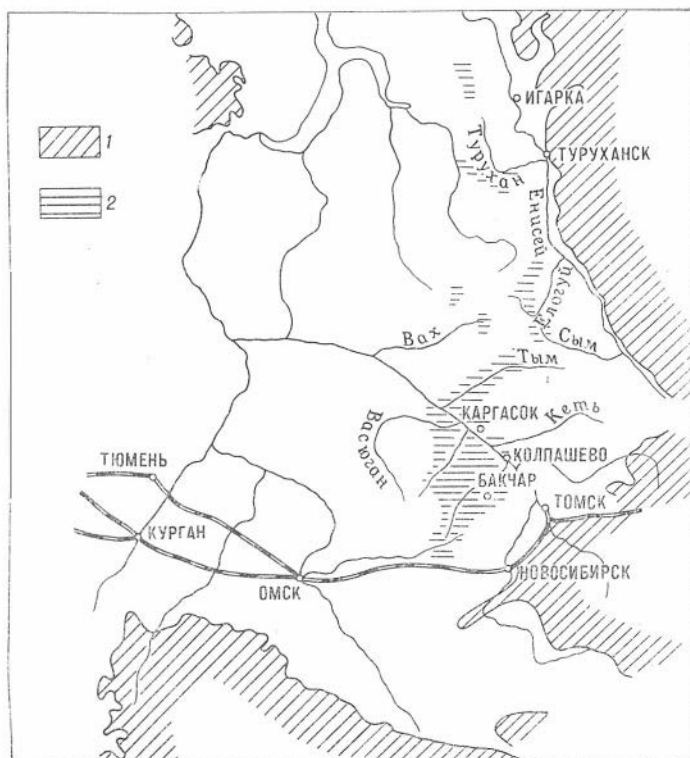


Рис. 1. Западно-Сибирский железорудный бассейн.  
1 — горное обрамление; 2 — разведанные участки бассейна.



этой полосы является Бакчарское. Оно признано также одним из крупнейших месторождений оолитовых железных руд Советского Союза.

Месторождение сразу же привлекло внимание научно-исследовательских организаций, началось изучение строения и условий накопления железных руд, а также возможности промышленного освоения месторождения.

Несмотря на появление ряда работ, освещающих вопросы геологии и генезис оолитовых руд, детальные литологические исследования на месторождении не проводились, хотя оно было вскрыто бóльшим числом скважин (66, рис. 2), чем любое другое. Кроме того, бурение новых

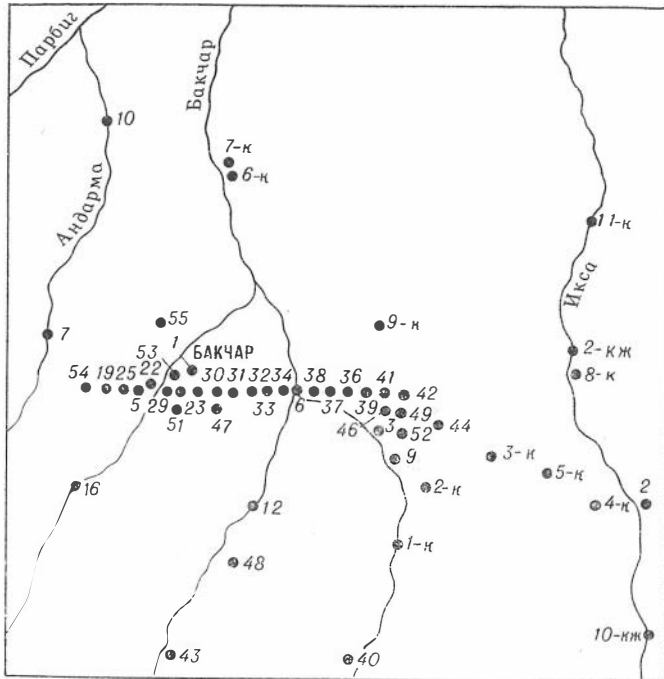


Рис. 2. Схема расположения скважин на месторождении.

скважин дало фактический материал, который не вязался со многими сложившимися ранее представлениями о строении железноносных отложений и генезисе оолитовых руд. Автору было поручено заняться детальным литологическим изучением месторождения, результатом чего и явилась настоящая работа.

Материалом для исследования послужили образцы керна колонковых скважин, просмотренного и отобранного в 1958 г. под руководством Н. Х. Белоус, а также образцы, взятые в 1962—1963 гг. Керна просмотрен по 56 скважинам. Изучались шлифы (750) руд и пород (750), аншлифы руд (35), проведены анализы гранулометрического состава рыхлых руд и пород (более 100), отобрано около 100 мономинеральных проб, изучено около 40 отмученных глинистых фракций, выполнено более 100 химических анализов, 40 термических и 50 рентгеноструктурных анализов и др. Построены литолого-фациальные карты, карты мощностей и типов руд в горизонтах.

Все эти исследования позволили сделать новые выводы об условиях образования оолитов, ооидов и самих оолитовых руд. В работе дается

уточнение к существовавшей ранее схеме расчленения железоносных отложений; отмечается ведущая роль процесса накопления вторичных гидроокислов железа в образовании руд; указывается на важную роль хлорита, глауконита и глинистых минералов как концентраторов вторичных гидроокислов железа; отмечается фациальная приуроченность глауконитсодержащих отложений к зонам морских течений, эти донные течения усиливались во время накопления железных руд, и их влияние отразилось на гранулометрическом, а также химическом составе руд и железоносных пород; доказывається, что рудосодержащие горизонты и разделяющие их отложения слагают разрез рецессионного типа (Наливкин, 1956) и, следовательно, говорить о трансгрессивном или регрессивном залегании тех или других не имеет смысла.

Работа проводилась в геологическом музее Института геологии и геофизики СО АН СССР. Рентгеновские анализы выполнены Т. Н. Григорьевой (ИГиГ), химические — Э. С. Гулецкой и Л. С. Ефимовой (ИГиГ), и частично в лаборатории Томской комплексной экспедиции НТГУ, термические анализы выполнены в ХМИ СО АН СССР и СНИИГГиМСе. В оформлении работы участвовали старшие лаборанты Е. А. Васильева, А. А. Баженова и С. Г. Моторин. Были использованы данные А. А. Бабина по стратиграфии и опробованию руд месторождения.

В процессе работы автор пользовалась консультациями сотрудников ИГиГ А. А. Дымкина, Ю. П. Казанского и В. И. Синякова. Ценные советы и замечания были получены от академика А. Л. Яншина и старшего научного сотрудника ИГН АН СССР Л. Н. Формозовой. Всем указанным лицам автор приносит глубокую благодарность.

---

## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

**М**есторождение было открыто в 1957 г. при проведении структурно-поискового бурения коллективом геологов поисковой партии Новосибирского территориального геологического управления. К этому времени в литературе появились первые сведения об открытом несколько ранее Колпашевском месторождении (Бабин и др., 1957; Шацкий, 1957; Нагорский, Зайченко, 1957). В 1958 г. М. П. Нагорским были опубликованы первые сведения о Бакчарском месторождении: о минеральном составе и мощности руд, о локализации последних в трех горизонтах различного возраста, закономерностях строения последних и палеогеографии времени формирования железорудных горизонтов, о вероятных источниках поступления железа в бассейн. М. П. Нагорский считал Бакчарское месторождение непосредственным продолжением Колпашевского, и эта точка зрения повторялась во всех его последующих работах. Накопление руд, как считал М. П. Нагорский, происходило «в обширном морском заливе», названном Чаинским, который занимал всю площадь современного бассейна р. Чаи, в период регрессии моря, сопровождавшейся перемывом, окислением и замещением гидрокислами железа глауконита, а также железистых хлоритов.

Позднее появились иные представления о фациальных условиях формирования рудосодержащих горизонтов, которые Ю. П. Казанский (1959, 1960) описывал как разнофациальные образования. В частности, на Бакчарском месторождении нарымский горизонт, по представлениям Ю. П. Казанского, формировался в прибрежных участках моря, колпашевский — в лагуне, бакчарский — в речном русле и дельте.

В 1958—1965 гг. в ряде статей были опубликованы сведения об отдельных минералах, слагающих руды и рудовмещающие породы в районе Среднего Приобья. Большинство из них прямо или косвенно затрагивают и Бакчарское месторождение. Обломочные минералы описаны Ю. П. Казанским (1958), Т. И. Гуровой (1959), Е. В. Шумиловой (1963) и др.; глинистые минералы, их минералогическая характеристика и особенности распределения в разнофациальных отложениях освещены в статьях Е. Г. Сорокиной (1960), Т. Ф. Антоновой (1960), Ю. П. Казанского и др. (1960), К. М. Абакумовой и др. (1965), а также в сводных литологических работах (Бузулуцков, 1957; Казаринов, 1958; Шумилова, 1963, и др.). В ряде монографий (Бузулуцков, 1957; Казаринов, 1958, и др.) были даны первые сведения и о хемогенных минералах; довольно детальная характеристика всех минералов дана Ю. П. Казанским (1963); специальные статьи посвящены исследованию отдельных минералов:

фосфатов (Казанский, Усов, 1960; Миртов, Васильев, 1958; Иванов. Казанский, 1958; Белоусов, Николаева, 1961), глауконита (Гурова, 1959. 1960), хлоритов (Николаева, 1965).

Схематическая характеристика Колпашевско-Бакчарского района Западно-Сибирского железорудного бассейна дана Г. А. Беллером и Н. А. Храмовым (1962). Отмечается, что в составе рудосодержащей толщи Колпашевского месторождения наблюдается значительно больше терригенно-глинистого материала, чем на Бакчарском месторождении.

В 1964 г. опубликован сборник «Западно-Сибирский железорудный бассейн» большого коллектива авторов, посвященный целому ряду вопросов геологии рудосодержащих отложений. В работе рассматриваются общие предпосылки образования руд, тектоническое строение и история развития района, дается геолого-экономическая характеристика отдельных месторождений, рассматриваются минеральный состав, типы руд и пород бассейна, литолого-фациальное строение рудосодержащих горизонтов, общие закономерности в строении железоносных отложений, а также условия образования железных руд. В работе опубликованы также соображения о путях освоения бассейна.

В этой работе, в общих чертах, наряду с другими рассматривается Бакчарское месторождение. Геолого-экономическая характеристика его дана А. А. Бабиным, а литолого-фациальное описание железоносной толщи — Н. Х. Белоус. В составе верхнемеловых — палеогеновых отложений Н. Х. Белоус выделяет шесть рудосодержащих горизонтов. Все они формировались, по ее мнению, в прибрежно-морских условиях: в лагунах вблизи речных дельт, в лиманах и в самих дельтах.

#### **СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РУДОСОДЕРЖАЩИХ ГОРИЗОНТОВ**

Рудосодержащие горизонты приурочены к верхнемеловым и палеогеновым отложениям и перекрываются довольно мощной толщей, достигающей 160—200 м, третичных и четвертичных отложений. Горизонты прослеживаются на всей площади месторождения, а также за ее пределами и разделяются безжелезистыми или слабожелезоносными породами и нередко с размывом перекрывают друг друга. Мощность железоносной части разреза в пределах Бакчарского месторождения сильно сокращена за счет многочисленных размывов отложений и достигает всего 20—80 м. Возраст выделенных единиц разреза в ряде случаев датируется условно, поскольку не найдена руководящая фауна. Это послужило причиной различного понимания объема свит и положения рудосодержащих горизонтов. Детальное литологическое изучение железоносных отложений дало нам дополнительные критерии для расчленения разреза, о чем будет сказано ниже.

Поскольку корреляционная схема для региона не разработана, сопоставление мы проводим с разрезами Колпашево-Нарымского и Максимкинского районов, наиболее близких по строению, для которых разработана схема расчленения разреза в соответствии с унифицированной стратиграфической схемой Сибири 1960 г.

Железоносные отложения входят в состав платформенного чехла, общая мощность которого в этих районах Западно-Сибирской плиты составляет (по геофизическим данным) около 2000 м. С юга на север она увеличивается. Начинаются платформенные отложения тюменской свитой (нижняя — средняя — верхняя юра); выше лежит марьяновская свита (верхняя юра — нижний мел), куломзинская и киялинская свиты

(нижний мел), затем покурская свита (нижний — верхний мел) и т. д. На месторождении вскрыта лишь верхняя часть платформенного чехла, начиная от покурской свиты и выше. Приводим их общую характеристику.

Покурская свита (апт-альб-сеноман). Отложения вскрыты лишь одной скважиной (скв. 1). Ю. П. Казанский (1963) выделяет в эту свиту интервал 491—424 м, в котором отмечаются серые мелкозернистые слюдистые пески с подчиненными прослоями алевритов и гидрослюдистых глин. В породах наблюдаются обилие растительного детрита и тонкие прослои лигнита.

Возраст покурской свиты на Бакчарской площади определяется по спорово-пыльцевому комплексу. Ссылаясь на заключение В. Я. Янковской, Ю. П. Казанский считает его сеноман-туронским.

Однако по характеру спор и пыльцы сеноман и турон на востоке низменности не различаются, и, надо думать, что в данном случае их комплекс характеризует слои сеноманского возраста, поскольку выше по разрезу лежат породы, относящиеся к турону. Характер пыльцы и спор свидетельствует о том, что скважиной 1 вскрыты лишь верхи покурской свиты, так как более глубокие ее слои относятся к альбу и апту.

Кузнецовская свита (турон). Выше отложений покурской свиты в той же скважине на Бакчарском месторождении вскрыты серые глины с прослоями пестроцветных глинистых пород общей мощностью 73 м. Эта свита по своим литологическим особенностям близка верхнесимоновской подсвите Максимкинярского района, где нижележащие отложения, соответствующие по возрасту покурской свите, представлены серыми песками, песчаниками, алевролитами и темными зелено-серыми глинами нижнесимоновской подсвиты. В силу этого литологического сходства при описаниях Бакчарского района рассматриваемые породы обычно выделялись под названием верхнесимоновской подсвиты. Однако нам представляется неудобным выделять в одном разрезе верхнесимоновскую подсвиту и не выделять нижнесимоновскую. Поэтому мы предпочитаем называть рассматриваемые породы кузнецовской свитой по имени соответствующего стратиграфического подразделения более центральных районов Западно-Сибирской низменности.

По возрасту кузнецовскую свиту следует относить к турону. Это доказывается находками туронских иноцерамов в керне скважин, пересекавших эту свиту в более западных районах, а также отпечатков растений и насекомых в верхнесимоновской подсвите Максимкинярского района.

Ипатовская свита (коньяк-нижний сантон). Перекрывающие пестроцветные отложения серые глины, алевриты и пески относятся Ю. П. Казанским (1963) к ипатовской свите. Пески мелко- и крупнозернистые, горизонтально- и косослоистые, глинистые, иногда слабо каоилизированные. Алевриты серые или темно-серые, горизонтально или косослоистые, нередко с послойно расположенным растительным детритом. Глины серые и темно-бурые от обилия гумуса, содержат растительный детрит, реже плохо сохранившиеся листья. В разрезе наблюдается закономерное изменение состава пород снизу вверх от глин и алевритов до песков и песчаников. В составе песчаников в том же направлении увеличивается содержание кварца, и в самой верхней части появляются прослои алеврито-глинистых пород с глауконитом. Полная мощность отложений (91 м) вскрыта только одной скважиной. Ю. П. Казанский (1963) сопоставляет эти отложения с ипатовской свитой на р. Тым, в которой содержится турон-сеноманский спорово-пыльцевой комплекс.

Согласно унифицированной схеме, в состав свиты включается также нарымский рудосодержащий горизонт, залегающий над описанными выше отложениями. Мощность железоносных отложений горизонта в большинстве случаев составляет 10—14 м. Однако в некоторых скважинах центральных и западных районов она измеряется лишь первыми метрами.

Строение горизонта на площади месторождения неоднородное: в одних участках преобладают железистые песчаники, в других — породы смешанного пелито-псаммитового либо преимущественно пелитового состава. Определенной закономерности в изменении гранулометрического состава пород с удалением от береговой линии не наблюдается.

На площади месторождения наблюдается чередование разрезов, сложенных породами псаммитового, псаммито-пелитового либо пелитового состава.

Снизу вверх по разрезу строение горизонта изменяется вполне закономерно: в нижней части его отмечаются глауконито-кварцевые песчаники, затем зеленые псаммито-пелитовые хлидолиты, реже пелитовые хлорито-глинистые или глауконито-глинистые породы; в средней и верхней части отмечаются песчаники с рудными оолитами и руды. Хлорито-глинистые породы с перемытыми оолитами, перекрывающие руду и песчаники, мы включаем в состав вышележащей славгородской свиты, с отложениями которой они сходны по гранулометрическому составу и закономерностям изменения его по площади.

Н. Х. Белоус и др. (1964) выделили на востоке месторождения так называемый нулевой горизонт, залегающий среди континентальных отложений ниже нарымского горизонта. Следует заметить, что такое название горизонта вполне оправдано, поскольку в природе его не существует, по крайней мере на площади месторождения. Судя по строению, типам руд и пород — это не что иное, как сам нарымский горизонт, и руды в нем залегают на глауконитовых песчаниках, которые никак не могут считаться континентальными образованиями.

Славгородская свита (верхний сантон-кампан). Нарымский рудосодержащий горизонт с небольшим размывом перекрывается пачкой алевритито-глинистых и глауконитовых пород, относившихся всеми предыдущими исследователями к славгородской свите. В строении свиты участвуют пески, песчаники, алевритистые глины, гравелиты и железные руды. Гранулометрический состав пород закономерно изменяется с востока на запад от песков до алевролитов и глин. В зоне перехода песков в песчанистые алевриты локализуются линзы оолитовых руд и гравелитов. Последние слагаются преимущественно ожелезненными обломками местных пород с подчиненным количеством кварца. Мощность свиты, в целом небольшая (10—15 м), неравномерно сокращена в результате постседиментационного перемыва, особенно на северо-востоке и юго-западе площади. Так, на р. Иксе, в скв. 11-к свите соответствует прослой в 0,2 м гравелита, сложенного обломками алевритистых глин. На юго-западе площади месторождения свита представлена прослоями алевритистых глин мощностью 3—4 м.

С р. Парбиг из сходных по составу и положению в разрезе глинистых и песчано-алевролитовых пород Б. В. Фрейман описала обедненный комплекс сантон-кампанских фораминифер, что позволило Ю. П. Казанскому сопоставлять отложения со славгородской свитой.

Ганькинская свита (мастрихт-даний). Свита со значительным размывом залегают на нижележащих отложениях. Строение ее на территории месторождения очень неоднородное. В ее разрезе различаются три пачки, состоящие из различных типов пород. Нижнюю и



верхнюю пачку слагают песчано-алеврито-глинистые глауконитсодержащие породы, причем в последней к северо-западу они фациально замещаются известковистыми глинами. В средней части свиты залегает колпашевский рудосодержащий горизонт.

А. А. Бабин (1959) сообщает о сделанных А. Г. Казьминой и Э. Н. Кисельман находках фораминифер, указывающих на нижнемаастрихтский возраст отложений, подстилающих колпашевский горизонт, и верхнемаастрихтский возраст отложений, перекрывающих этот горизонт. В верхней части свиты отмечаются фораминиферы, характерные для дания. Горизонт имеет довольно сложное строение и выделяется различными авторами в разном объеме. Например, Н. Х. Белоус (1964) без достаточных оснований включила в его состав часть тымско-бакчарского горизонта на западной половине месторождения, А. А. Бабин — часть нарымского, из-за чего западный и восточный участки горизонта оказались генетически несопоставимыми. Мы рассматриваем колпашевский горизонт в том объеме, в котором его выделил Ю. П. Казанский (1963), поскольку прослеживающиеся в различных районах месторождения типы руд и пород близки между собой, но отличаются от таковых в ниже- и вышележащих рудосодержащих горизонтах по текстурно-структурным признакам, типам конкреций и т. д. Мощность горизонта измеряется 6—18 м, строение его по площади неоднородное: на востоке преобладают руды, а на западе — псефито-пелитовые хлидолиты с прослоями гравелитов и песчаников. В составе руд и пород большую роль играют обломки местных пород, указывающих на интенсивные процессы конседиментационного перемыыва отложений.

Бакчарская свита (палеоцен-эоцен). В центральной части низменности отложения указанного возраста выделяются под названием талицкой и люлинворской свит. На месторождении аналогом этих свит являются железоносные отложения, выделявшиеся А. А. Бабиным (1959) в бакчарскую свиту. Позднее сам автор отказался от нее, включив эти отложения в состав нижележащей ганькинской свиты, но сделал это, однако, без всяких оснований, поскольку, как отмечает Ю. П. Казанский (1963), в рудах бакчарского горизонта В. Я. Янковская и Л. Г. Маркова обнаружили богатый палеогеновый спорово-пыльцевой комплекс. Кроме того, в глауконито-кварцевых песчаниках из зоны выклинивания рудных линз Т. Ф. Возженниковой (Бабин, 1959) описаны перидинии, позволяющие датировать возраст вмещающих их отложений как палеоцен — нижний эоцен. Поэтому мы считаем необходимым сохранить в стратиграфическом разрезе Бакчарского месторождения бакчарскую свиту, которая по возрасту должна соответствовать всей талицкой и какой-то части люлинворской свиты центральных районов низменности. Верхи люлинворской свиты в разрезе Бакчарского месторождения, возможно, не имеют аналогов, поскольку здесь в кровле бакчарской свиты наблюдаются следы размыва.

Мощность отложений бакчарской свиты варьирует от 5 до 36 м. Строение ее по площади неравномерно, о чем будет сказано ниже. Характерным признаком отложений свиты является их повышенная железистость на всем интервале, от кровли до подошвы, в некоторых скважинах разрез почти нацело сложен рудами. Поэтому в данном случае понятия «свита» и «рудосодержащий горизонт» совпадают.

В составе рассматриваемых отложений одни исследователи (Казанский, 1963; Белоус и др., 1964) различают два рудосодержащих горизонта, другие (Нагорский, 1959) — только один.

По литологическим признакам, и в частности по преобладающему типу содержащихся в них руд, отложения делятся на три части: ниж-

нию с распространенными в ней преимущественно зелеными хлидолитами, средней — включающую сыпучую руду, и верхнюю — содержащую руду, крепко сцементированную хлорито-сидеритовым цементом. Первые выделялись в состав тымского (или чигаринского) горизонта, а две другие включались в состав бакчарского горизонта.

С таким подразделением мы не можем согласиться, поскольку между отмеченными двумя нижними пачками, различающимися по литологическому строению, существуют постепенные переходы, что особенно хорошо заметно в наиболее полных разрезах горизонта на западной половине месторождения. В них можно наблюдать, как снизу вверх по разрезу хлорито-глинистые породы, становясь песчанистыми, переходят в сильноглинистые песчаники, затем в слабоглинистые пески, содержащие прослой сыпучих руд, а пески, в свою очередь, сменяются почти чистыми сыпучими рудами, которые кверху обогащаются обломками руд и замещаются гравелито-оолитовыми рудами, крепко сцементированными сидеритом. На нижележащих отложениях эти руды залегают несогласно, со значительным размывом. На это указывает резкая смена гранулометрического состава руд, линзочки глауконито-кварцевых песчаников в основании этой пачки, в которых глауконит почти свежий или окислен незначительно, а также линзочки гравелитов из окатышей светло-зеленых глин, внешне сходных с морскими глинами люлинворской свиты. Такие руды с вмещающими их глауконито-кварцевыми песчаниками, очевидно, можно выделить в самостоятельный бакчарский горизонт. Нижележащие сыпучие руды и хлидолиты будут относиться, таким образом, к тымскому горизонту.

Строение тымского горизонта по площади неравномерно. На востоке разрез его сложен почти нацело рудами, в разрезах центральной части месторождения наблюдается переслаивание песчаников и хлорито-глинистых хлидолитов с вкраплинами песчинок кварца, глауконита, гидротетитовых оолитов. На западе, как уже отмечено было выше, разрезы имеют сложное строение.

С приближением к окраине в породах повышается содержание глауконита. Это дает нам право считать, что глауконитосодержащие пески и песчаники, вскрытые на западной и северной частях месторождения, являются фациальным аналогом горизонта, как это предполагалось ранее Ю. П. Казанским (1963), Н. Х. Белоус и др. (1964). Мощность горизонта 5—30 м.

Бакчарский горизонт имеет мощность 2—8 м. Слагается он рудами, сцементированными чаще всего хлорито-гизингерито-сидеритовым цементом и железистыми песчаниками. На западе песчаники обогащены глауконитом. На первый взгляд, эти песчаники сходны с таковыми из базального горизонта, перекрывающего железоносные отложения, почему некоторые исследователи объединяют их в единый базальный горизонт (Бабин, 1964), с чем никак нельзя согласиться. Как известно, для базального горизонта характерно утонение гранулометрического состава пород снизу вверх по разрезу. В данном случае «базальный горизонт» имеет совсем другое строение: в нижней его части наблюдаются мелкозернистые глауконито-кварцевые песчаники (5 м) с тонкими прослоями кварцевых мелкозернистых гравелитов; выше лежит прослой (0,3 м) кварцевого крупнозернистого гравелита с примесью мелких кварцевых галек и сидеритовым цементом, он перекрывается мелкозернистым глауконито-кварцевым песчаником с сидеритовым (1 м) и глинистым (0,5 м) цементом; выше лежит глинистый алеврит (0,1 м), а затем зеленая листоватая глина. Как видно из описания, базальным горизонтом можно считать только верхнюю часть отложений, начина-

ющуюся крупнозернистым гравелитом с гальками, кверху постепенно сменяющимися песчаниками, а затем глинами.

Чеганская свита (верхний эоцен — нижний олигоцен). Рудосодержащие отложения трансгрессивно перекрываются пачкой глауконито-кварцевых песчаников с гальками кварца, кремня, сидерита и глинистыми окатышами. Кверху песчаники сменяются зелеными листоватыми глинами, в которых Т. Ф. Возженникова отмечает находки перидиней, сходных с перидинейми из нижнеслигоценовых отложений Северной Германии. Изучены палеогеновые спорово-пыльцевые спектры чеганской свиты. На основании отмеченных находок возраст глин в Западной Сибири датируется нижним олигоценом. Однако по аналогии с Северным Приаральем авторы унифицированной схемы предполагают присутствие в нижней чеганской свите и слоев верхнего эоцена. Мощность глин достигает 2—12 м, редко более.

Некрасовская серия, вмещающая все континентальные олигоценые и неогеновые отложения, с разрывом перекрывает чеганские глины. Мощность отложений варьирует от 75 до 145 м. В нижней части серии залегают светло-серые пески от грубозернистых с прослоями гравелитов и гальками в основании до среднезернистых, редко мелкозернистых в кровле. Мощность песков достигает 40 м. Верхняя часть серии слагается алевритами, глинами и песками с небольшими линзами бурых углей и лигнитов. Возраст отложений датируется по отпечаткам листьев, найденным в глинах.

Четвертичные отложения сплошным чехлом перекрывают нижележащие породы некрасовской серии. Мощность их достигает 40—50 м. Они представлены глинами и суглинками покровного характера.

---

## ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ И УСЛОВИЯ ИХ НАКОПЛЕНИЯ В ЖЕЛЕЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ

**В**се минералы, слагающие эти отложения на месторождении, можно разделить на три генетические группы: аутигенные, глинистые и обломочные.

### АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Они описаны в отдельных статьях А. А. Бабиным и др. (1957), Ф. С. Бузулуцковым и др. (1957), Ю. В. Миртовым и Васильевым (1958), М. П. Нагорским (1958), Т. И. Гуровой (1959, 1960). Наиболее полные описания даны Ю. П. Казанским и др. (1958—1960, 1963, 1964), Н. Х. Белоус, И. В. Николаевой (1960), Ю. П. Казанским, И. В. Николаевой (1964). Ниже описываются минералы из руд и железосных пород месторождения. Новые методы диагностики минералов позволили выявить ряд свойств их, не описанных предшествующими исследователями. Ниже описываются формы выделения и парагенетические ассоциации минералов, рассматриваются физико-химические условия их образования, а также условия образования оолитов и ооидов.

### Гидроокислы железа

По результатам изучения довольно большого количества образцов, а также на основании данных других исследователей (Бабин и др., 1957; Нагорский и др., 1958; Казанский, 1960, 1963, и др.) можно сказать, что основными минералами руд Бакчарского месторождения являются гетит и гидрогетит. Лепидокрокит (?) встречается в незначительном количестве в виде сферолитов в гизингерито-хлорито-сидеритовом цементе руд. Гидроокислы железа слагают оолиты, ооиды, пропитывают обломки хлорита и глауконита, замещают зерна кварца, обломочного полевого шпата и других минералов.

Гетит слагает меньшую по сравнению с гидрогетитом часть оолитов в рудах месторождения, причем наиболее распространен он в оолитах и ооидах с черной оглянцовой поверхностью в рудах колпашевского и тымского горизонтов. Гетит слагает ядра и концентрические зоны оолитов. В некоторых оолитах наблюдается чередование концентров гетита и гидрогетита либо преобладание одного из них в центральной или периферической части оолита. Выделения микросгустковой формы отмечаются в ооидах и обломках хлорито-глинистых пород, полностью замещенных гидроокислами железа. В большинстве случаев гетит

определяется нами по оптическим свойствам. В отраженном свете он серовато-белый, что свидетельствует об исключительной тонкозернистости гетита (Рамдор, 1962), с очень редкими бурыми рефлексами. В массе гетита различаются точечные (при увеличении в 50—100 раз) вроски глинистых чешуек, реже кварца, количество их в большинстве случаев незначительное (прилож., рис. 5). Измеренные в шлифах по обычной методике (Дмитриев, 1949; Пудовкина, 1957), значения микротвердости агрегатов колеблются от 520 до 630  $кг/мм^2$ , что соответствует 5,2—5,5 по шкале Маоса, и характерно для мелкозернистых агрегатов гетита (Вольнский, 1949; Рамдор, 1962; Юрк и др., 1960). Удельный вес рудных галек и оолитов из руд равен 3,8—4,0, т. е. близок гетиту. Пересчет химического состава оолитов, ооидов и рудных галек (табл. 1) позволяет предполагать наличие железистого моногидрата в некоторых оолитах и ооидах из руд месторождения.

Гидрогетиты встречаются во всех типах руд и являются преобладающими минералами в рудах с хлорито-глинистым и сидерито-гизингерито-хлоритовым цементом. Показатели преломления, замеренные Ю. П. Казанским (1963) в сплавах, равны 2,3—2,4, т. е. такие же, как у гетита (Вольнский, 1949). В отраженном свете гидрогетит светло-серый и беловато-серый, по отражательной способности часто почти не отличается от гетита, но в отличие от последнего имеет повышенное количество глинистых и хлоритовых чешуек и других вросков. В оолитах наблюдается чередование белых гетито-гидрогетитовых и серых, сложенных хлоритом, концентров. Микротвердость таких агрегатов достигает 430—450  $кг/мм^2$ , что характерно для гидрогетита (Юрк и др., 1960). Однако следует подчеркнуть, что значения микротвердости для гетита и гидрогетита мы принимаем условно, так как они получены для сложного агрегата, состоящего из гидроокислов железа, гидрослюды и коллоидных веществ, которые обнаруживаются оптическими, термическими и рентгеноструктурными анализами. Термические анализы гетит-гидрогетита обнаруживают эндоэффекты при 130—150 и 335—360°, а также и при 570—625°. Только второй эндоэффект определенно гетитовый (Кротов, Роде, 1936, и др.), обусловленный разложением моногидрата. Два других обусловлены примесью гидрослюды (что обнаруживают и рентгенограммы). Вероятно, эндоэффект 130—150° обусловлен также и рентгеноаморфными гидроокислами, представляющими собой продукты разложения железистых силикатов. Наличие последних убедительно показано при изучении аналогичных бакчарским керченских руд Ю. Ю. Юрком, Е. Ф. Шнюковым и др. (1960). Такие сложные механические примеси делают невозможным точный пересчет данных химического анализа на формулу гидроокислов железа, так как соотношения воды между компонентами смеси не установлено. При пересчете мы исключили механическую примесь кварца и гидрослюды, приняв, что такие окислы, как  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $MnO$  и, возможно,  $TiO_2$ , очевидно, входят в состав гидрослюды,  $P_2O_5$  и сера являются, вероятно, адсорбированными примесями. В какой минеральной форме находится  $FeO$ , сказать трудно. Возможно, что часть его входит в состав гидрослюды или других силикатов. Однако мы исключили его как механическую примесь, поскольку пересчет на силикаты в такой смеси не представляется возможным. Как видно из таблицы, после пересчета получается, что некоторые оолиты (скв. 3, обр. 537; скв. 47, обр. 141; скв. 47, обр. 137) по содержанию воды на молекулу  $F_2O_3$  в формуле можно считать гетитовыми: они характерны для тымского горизонта. В рудах бакчарского и колпашевского горизонтов присутствуют смешанные гидроокислы, группы гидрогетитов (скв. 44, обр. 194<sub>1</sub> и А; скв. 34, обр. 266; скв. 22, обр. 87; скв. 41, обр. 182;

## Химический состав гетит-гидрогетитовых компонентов из руд

Оксиды	Обр. 194, скв. 44, гл. 195,5 м				Обр. 141, скв. 47, гл. 233,7 м		Обр. 266, скв. 34, гл. 200,5— 203,5 м		Обр. 298, скв. 32, гл. 191,9 м		Обр. 137, скв. 47, гл. 229,5 м	
	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.
SiO <sub>2</sub>	12,95		12,63		10,95		10,52		12,74		12,54	
TiO <sub>2</sub>	0,24		0,21		0,25		0,18		0,19		0,42	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,29		5,35		4,55		3,69		4,46		7,45	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	59,22	88,6	58,58	86,6	62,05	89,8	63,32	87,2	53,04	84,3	64,28	90,0
FeO	3,33		3,15		2,80		3,42		7,71		0,99	
CaO	0,33		0,61		0,50		0,45		1,02		0,29	
MgO	0,84		0,92		0,48		0,76		1,46		0,83	
MnO	0,23		0,16		0,24		Сл.		0,01		0,02	
K <sub>2</sub> O	} 0,57		} 0,60		} 1,41		} 1,44		} 0,94		} 0,89	
Na <sub>2</sub> O												
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,60		1,69		1,38		1,83		1,40		1,60	
S	Сл.		0,01		Сл.		Не опр.		0,31		0,29	
П. п. п. (H <sub>2</sub> O)	14,29 (5,73)	11,4	16,72 (6,78)	13,4	15,75 (6,40)	10,2	14,25 (2,78)	12,8	18,04 (7,03)	15,7	10,72 (3,55)	10,0
Сумма	99,89		100,63		100,36		99,86		101,32		100,32	
Молек. от- ношение		1/1,1		1/1,4		1/1,0		1/1,3		1/1,6		1/1
Оксиды	Обр. 537, скв. 3, гл. 196 м		Обр. 87, скв. 22, гл. 164 м		Обр. 178, скв. 30, гл. 243,8 м		Обр. 182, скв. 41, гл. 205 м		Обр. 495, скв. 46, гл. 244 м			
	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.	исход- ные	после пересч.		
SiO <sub>2</sub>	14,85		8,88		16,14		9,32		11,50			
TiO <sub>2</sub>	0,41		0,40		0,34		0,28		0,25			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,96		4,63		2,54		4,72		7,66			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	60,22	91,2	67,98	86,0	60,92	85,5	64,21	86,3	66,38	86,5		
FeO	2,14		0,71		1,77		0,88		1,77			
CaO	0,29		0,30		1,20		0,40		1,90			
MgO	0,99		0,87		1,08		0,72		1,48			
MnO	Не обн.		0,34		0,44		0,29		0,51			
K <sub>2</sub> O	} 1,03		} 0,23		} 0,15		} 0,09		} 0,64			
Na <sub>2</sub> O												
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,58		1,70		1,14		1,52		1,75			
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33		0,28		0,28		0,56		0,11			
П. п. п. (H <sub>2</sub> O)	10,94 (3,40)	8,8	11,92 1,92	14,0	11,20 2,44	14,5	11,72 2,32	13,7	11,25 0,24	13,5		
Сумма	99,74		99,56		99,64		100,03		100,44			
Молек. отноше- ние Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> : H <sub>2</sub> O		1/0,9		1/1,4		1/1,5		1/1,4		1/1,4		

Примечания. Обр. 194 — ооиды и рудные обломки, руда с хлорито-глинистым цементом; обр. 141 и 137 — оолиты преобладают, руда с хлорито-глинистым цементом; обр. 266 и 298 — ооиды (в основном), руда с гизингерито-глинистым цементом; обр. 537 — оолиты, руда с хлорито-глинистым цементом; обр. 87 — оолиты, руда сыпучая; обр. 178 — оолиты, руда с гизингеритовым цементом; обр. 182 — оолиты, руда с хлорито-глинистым цементом; обр. 495 — гальки и гравий из хлорито-глинистой породы. Анализы выполнены в лаборатории ИГУ.

скв. 46, обр. 495), оолиты из нарымского горизонта (скв. 30, обр. 138) состоят из гидрогетита (молекулярное отношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub>O = 1 : 1,5). В ооидах из колпашевского горизонта (обр. 191, скв. 41 и обр. 298, скв. 32) молекулярное соотношение Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> : H<sub>2</sub>O меньше, чем должно



быть по формуле гидрогетита, причем оно тем меньше, чем меньше окисного железа и чем больше в них посторонних примесей. Нам представляется, что в сложении таких оолитов и ооидов участвуют коллоидные многоводные гидроокислы кремния и, возможно, алюминия и железа наряду с кристаллическими гидроокислами железа. Действительно, для всех гетито-гидрогетитовых компонентов характерны септарияльные трещины дегидратации, которые особенно заметны после протравливания их пятипроцентной соляной кислотой без подогревания. Эти трещины и свидетельствуют о происшедшем растворении силикатов в ооидах, что позволяет предполагать наличие коллоидных продуктов (вторичных).

Тонкодисперсные гидроокислы железа исследовать гораздо труднее, так как они простыми лабораторными методами не отделимы от силикатов, которые ими замещаются. Все термограммы и рентгенограммы показывают присутствие гетита. Следовательно, эти гидроокислы относятся к группе гетит-гидрогетита.

Отмеченные выше формы выделения и закономерности сростания гетита и гидрогетита с другими минералами позволяют сказать, что основная масса гидроокислов железа в рудах и железистых породах образовалась в процессе замещения ими силикатных минералов: железистых хлоритов, глауконита, гидрослюда, каолинита, в меньшей степени кварца, полевого шпата и других.

Кроме того, наблюдаются гидроокислы железа в послыном переслаивании с железистыми хлоритами в оолитах, в которых слагающие их минералы можно считать первично хемогенными образованиями.

Таким образом, основными концентраторами гидроокислов железа разного происхождения являются оолиты, меньше ооиды и другие компоненты руд и пород.

Рассмотрим особенности строения и условия образования оолитов.

В рудах и породах Западно-Сибирского бассейна оолиты различаются по генетическому и морфологическому признакам. Генетический признак представляет особый интерес. Так, Ю. П. Казанский (1963) и А. П. Бердников (1964) различают диагенетические оолиты нарастания и оолиты замещения. Оолитами нарастания считаются такие, ядра которых имеют обломочное происхождение. Оолиты замещения образуются, как считают авторы, путем преобразования окисленного глауконита в хлорит в процессе диагенеза. Отмечается также, что последние имеют преимущественное распространение. Однако по материалам Бакчарского месторождения этого не наблюдается. В рудах и породах часто отмечаются перемытый и окисленный глауконит и обломки пелитоморфных хлоритовых пород. Они замещены тонкозернистыми гидроокислами железа, распространенными равномерно или в виде микросгустков, что наблюдается как в шлифах (прилож., рис. 12, 36), так и в полированных аншлифах. Оолиты по ним не образуются.

Оолитами мы, вслед за Ф. В. Чухровым (1955), называем «шаровидные, эллипсоидальные или близкие к ним агрегаты минералов, обладающие концентрически-слоистым (скорлуповатым) строением». Оолиты достигают 2 мм в поперечнике. Близкого понимания этого термина придерживаются многие исследователи оолитовых железных руд других месторождений, причем отмечаются довольно разнообразные типы оолитов. Так, Л. Н. Формозова (1959) различает в железных рудах Северного Приаралья первичные хлорито-гидрогетитовые оолиты и оолиты, подвергавшиеся выветриванию; последние сложены гидрогетитом и гетитом и нередко имеют неясное концентрическое строение. И. П. Новохатский (1956), изучавший месторождения оолитовых руд Казахстана

и обобщивший большой литературный материал по отечественным и зарубежным месторождениям оолитовых руд, предлагает следующую морфогенетическую классификацию оолитов. Им различаются оолиты: 1) нормального нарастания, в которых слои хлорита и гидрогетита располагаются вокруг ядра; 2) коагуляционные — преимущественно гидрогетитовые с нерезким концентрическим строением и включениями других минералов вне концентров; 3) регенерированные; 4) сложные оолиты — образования нескольких генераций; 5) замещения сидеритом, пиритом, хлоритом; 6) деформированные пластически или раздробленные; 7) полые (по сути, эти пустоты от выщелоченных оолитов, заполняющиеся обломочным или глинистым материалом). На Бакчарском месторождении отмечаются все эти разновидности, кроме второй. Наиболее широко распространены оолиты первого и пятого типов, причем последние образуются обычно по первым.

Оолиты нормального нарастания широко распространены в рудах нарымского (прилож., рис. 1—4) и бакчарского горизонтов. Они широко известны в литературе по западносибирским железорудным месторождениям. Эти оолиты считаются диагенетическими образованиями.

Среди оолитов, измененных в процессе замещения различными минералами, наиболее широко распространены гетито-гидрогетитовые, реже отмечаются сидеритовые, пиритовые и хлоритовые оолиты. Генезис гетито-гидрогетитовых оолитов, как известно, трактуется по-разному. Некоторые исследователи считают их седиментационными образованиями, приводя в качестве доказательства своей гипотезы ряд доводов. Так, например, оолиты «наряду с кластическим материалом (галечным, гравийным, песчаным) участвуют в сложении косой слоистости и слагают пачки косых серий в эрозионных ложбинах речных русел» (Яницкий, 1960). Кроме того, они содержат послойные концентрические включения кварцевых песчинок, обломков концентров и т. п., прилипших якобы при перекачивании полужатвердевшего оолита по дну (Яницкий, 1960; Кротов, 1956; Новохатский, 1958), и, наконец, оолиты отсортированы по размеру (Заварицкий, 1929; Точилин, 1952, и др.). Однако во всех без исключения гетито-гидрогетитовых оолитовых рудах Бакчарского месторождения постоянно присутствует значительное количество обломков оолитов без признаков пластической деформации, представляющих собой половинки оолитов, части отделившихся концентров, а также угловатые обломки алевритовой зернистости, выколочившиеся по трещинам дегидратации из оолитов. Это свидетельствует о возникновении обломков в процессе перемыва уже затвердевших оолитов и, следовательно, о размыве уже литифицированных отложений. Отсортированность оолитов по размеру, очевидно, обязана также процессу их вторичного перемыва, подобно тому, как это трактуется для залежей таких руд в керченских, казахстанских, западносибирских и других месторождениях (Шнюков, Науменко, 1958; Кротов, 1956; Казанский, 1963, и др.). Наконец, концентрические включения частиц терригенного материала и обломков концентров оолитов нам приходилось наблюдать в первичных оолитах хлорито-гидрогетитового состава (прилож., рис. 3, 4), при этом возникновение включений никак не может быть связано с прилипанием частиц в процессе перемещения оолита по дну. Рассмотрим этот случай.

На рис. 4 (прилож.) мы видим, что периферийная зона оолита заполнена мелким терригенным материалом, глинисто-хлоритовой массой и обломками концентров. Такие же скопления отмечаются нередко в цементе в виде небольших жилок, скорее всего диагенетических, поскольку по ним наблюдается образование ярко-зеленого хлорита. По-

лости по периферии оолитов и жилки в цементе могли возникать в результате дегидратации старевших коллоидов. Кроме того, нередко в таких периферийных полостях оолитов и обломков оолитов (!) наблюдаются сферолиты или зерна сидерита неправильной формы (прилож., рис. 1, 2), пластически деформирующие соприкасающиеся с ними концентры. Нередко они деформируют оолит, придавая ему угловато-скруглую форму (прилож., рис. 1). Совершенно очевидно, что и деформация оолитов сидеритом и заполнение полостей алеврито-пелитовой (в свое время полузатвердевшей) цементирующей массой происходило в процессе диагенеза.

Учитывая отмеченные выше особенности строения оолитов, можно установить определенные черты сходства их с оолитами из руд других месторождений, например Северного Приаралья, описанных Л. Н. Формозовой (1959) и впервые показавших, что только гидрогетито-хлоритовые оолиты являются первичными хемогенными (диагенетическими) образованиями, тогда как гетито-гидрогетитовые оолиты образуются в процессе перемыва и окисления первых и замещения их гидроокислами железа. Результаты наших наблюдений подтверждают этот вывод.

Таблица 2

Изменение химического состава хлорито-глинистых пород при перемыве (свк. 46, обр. 494)

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	П. п. п.	H <sub>2</sub> O	Сумма
Свежая хлорито-глинистая порода, алеврито-пелитовая	35,02	1,80	9,80	20,78	12,39	3,60	1,66	0,49	1,37	1,21	11,36	1,6	100,21
Галька охристо-желтая мягкая	29,98	0,56	6,64	44,06	3,44	1,80	1,12	0,28	1,22	1,10	9,54	0,6	99,44
Галька темно-коричневая твердая	11,50	0,25	2,66	66,38	1,77	1,90	1,48	0,51	1,75	0,64	11,25	0,24	100,4

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории ИТГУ.

Вторичные гидроокислы железа широко развиты по хлориту, глаукониту, глинистым минералам. Они накапливались в процессе перемыва силикатных пород. Как уже отмечалось, при перемыве гидрогетито-хлоритовых оолитов последние переходят в гетито-гидрогетитовые оолиты (прилож., рис. 5). Рассмотрим пример накопления вторичных гидроокислов железа в процессе перемыва терригенно-глинистых пород.

В славгородской свите отмечаются единичные зерна в породах и целые галечно-гравийные прослои, сложенные обломками алеврито-глинистых пород. Эти обломки имеют различную окраску — от зеленовато-серых до охристых и коричневых. Охристые обычно хрупкие, мягкие, сильно пористые, в центре содержат реликты серо-зеленой первичной породы (прилож., рис. 7), от которой сильно отличаются по химическому составу (табл. 2): понижается содержание кремнезема, глинозема, а также щелочных и щелочноземельных элементов и резко повышается содержание трехвалентного железа. Очевидно, замещению гидроокислами железа подвергаются не только железистые хлориты, но и глинистые минералы. В темно-коричневых гальках и гравии изменение химического состава вещества идет в том же направлении. Баланс щелочноземельных элементов почти не изменяется по сравнению с охри-

стыми обломками. Несколько повышается по сравнению с материнской породой и охристыми зернами содержание фосфора, вероятно, в результате адсорбции его гидроокислами железа. Как видно из табл. 1 и 2, такие же содержания железа, фосфора (а также кремния, титана, алюминия и др. элементов) наблюдаются в гетито-гидрогетитовых оолитах и ооидах. Сходство состава в данном случае может свидетельствовать о том, что образование всех гетито-гидрогетитовых компонентов (оолитов, ооидов и обломков) обязано одному и тому же процессу накопления вторичных гидроокислов железа при перемыве первично силикатных компонентов в придонных условиях.

При просмотре шлифов коричневых галек и гравия в косом свете было обнаружено, что гидроокислы железа в них располагаются в виде концентров (прилож., рис. 8), повторяющих контур обломка. Более плотные и более частые слои локализуются по периферии зерен, что характерно для случая центростремительного направления проникающих растворов (Чухров, 1955). Гравий и гальки пород, в разной степени ожелезненных, имеют характерные формы: они либо округлые, либо дугообразные, в различной степени уплощенные (прилож., рис. 6). Округлые — более крупные (до 3 см в поперечнике) гальки имеют оглянцованную поверхность, а внутри них часто сохраняется слабо уплотненная охристая масса. Дугообразные гальки и гравий (последний отмечается чаще) имеют оглянцованную выпуклую поверхность, а вогнутая — часто матовая, иногда с примазками охристого вещества.

Наличие реликтов относительно слабо измененной породы в центрах обломочных зерен и форма обломков свидетельствуют о синхронности процессов перемыва и замещения обломков гидроокислами железа, протекавших в водной среде. Блестящая поверхность у обломков появляется после почти полного замещения их гидроокислами железа и обязана, очевидно, явлению поверхностного натяжения, обусловленного дегидратацией коллоидов (железисто-кремнеземистых?), а не только механической полировке водой или тем более ветром, как это объясняется в отношении оолитов других месторождений (Кротов, 1956; Нагорский, 1959, и др.). Характерно, что такие гетито-гидрогетитовые обломки несут септариальные трещины дегидратации, характерные для коллоидных веществ. В коллоидные превращаются, как видно, первично кристаллические образования, в процессе выщелачивания их при перемыве. Экспериментальными работами Ю. М. Епатко и К. А. Воробьевой (1964) установлено увеличение растворимости кварца в щелочной среде в присутствии окислов железа. Это правило, очевидно, справедливо и для других силикатов (гидрослюда, хлорита и т. д.).

Весьма характерным подтверждением процесса накопления гидроокислов железа могут служить наблюдения над изменением состава глауконита. Как показывают приведенные цифры (табл. 3), в глауконите по мере замещения его гидроокислами железа уменьшается содержание кремнезема, глинозема (срав. с табл. 4), щелочных металлов. Однако в отличие от описанного выше процесса изменения алевритопелитовых пород в окисленных глауконитах (из псаммитовых глауконитов) повышается содержание двухвалентного железа, значительная часть которого связана, вероятно, в форме хлорита (Казанский, 1963). Встречаются также зерна глауконита, обычно в псаммитопелитовых глауконититах, замещенные гидроокислами железа, очевидно, в процессе их перемыва в придонных условиях.

Таким образом, в силикатных породах могут накапливаться гидроокислы железа, вплоть до образования рудных концентраций. В данном случае прослой гравелитов и окисленные глаукониты можно рассмат-

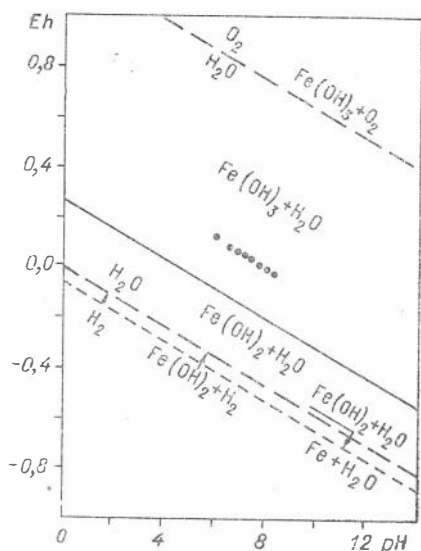


Рис. 3. Диаграмма полей устойчивости гидроокиси и гидрозакиси железа при 25°С и 1 атм общего давления (Гарреллс, 1963). Точки отвечают величинам рН и Eh оолитов (гетитовых и гидрогетитовых).

что самые высокие значения рН, равные 8,45, имеют место при отрицательных значениях окислительно-восстановительного потенциала в оолитах гети того состава.

Глаукониту посвящен ряд специальных работ. Т. И. Гурова (1959, 1960) занималась исследованием химического состава глауконита из

Таблица 3

Изменение химического состава глауконита по мере замещения его гидроокислами железа

Оксиды	Скв. 38, обр. 859	Скв. 38, обр. 866	Скв. 37, обр. 152	Скв. 32, обр. 823
SiO <sub>2</sub>	39,12	37,89	39,98	16,96
TiO <sub>2</sub>	0,32	0,21	0,30	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,71	3,33	3,69	3,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	38,53	35,13	39,92	49,23
FeO	1,97	4,67	5,75	8,49
MgO	1,73	2,62	2,04	1,41
MnO	0,047	0,12	0,24	0,48
CaO	1,30	0,80	0,95	1,40
Na <sub>2</sub> O	0,27	0,27	0,27	1,53
K <sub>2</sub> O	3,40	3,01	2,65	
П.п.п.	6,27	8,74	10,31	13,90
H <sub>2</sub> O	2,79	2,89	2,73	1,72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,14	0,12	1,09
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,15	0,24	0,31
Сумма	99,83	99,97	100,16	160,07

Примечание. Анализы выполнены в лабораториях ИГиГ СО АН СССР и НТГУ.

Таблица 4

Химический состав глауконита

Оксиды	Скв. 54, обр. 567	Скв. 10, обр. 461
SiO <sub>2</sub>	50,32	44,76
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,21	9,99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,46	22,47
FeO	2,47	2,65
MgO	2,46	2,82
MnO	0,07	0,02
CaO	1,60	0,50
Na <sub>2</sub> O	4,02	6,77
K <sub>2</sub> O		
П.п.п.	6,03	6,53
H <sub>2</sub> O	5,28	2,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,20
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,09
Сумма	100,25	99,60

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории НТГУ.

различных районов распространения верхнемеловых и палеогеновых глауконитсодержащих отложений. Она установила однотипность в распределении глауконита разного состава во всех свитах указанного стратиграфического интервала, обусловленную фациальными условиями образования минерала и пришла к выводу, что железистые разности характерны для прибрежных отложений, тогда как высококремнистые локализуются в более глубоководных образованиях.

Ю. П. Казанский (1964) описывает две морфологические разновидности зерен глауконита в верхнемеловых и палеогеновых отложениях Среднего Приобья: с микроагрегатным строением и вермикулитоподобные сростки. Им приводятся размеры, оптические свойства и химический состав глауконитовых зерен из различных типов пород, приводятся результаты рентгеновского и термического изучения глауконита.

На Бакcharском месторождении распространен железистый глауконит (селадонит, Лазаренко, 1956) (табл. 4). Ниже описываются форма зерен и особенности их химического состава, позволяющие судить об условиях образования этого минерала.

Показатели преломления  $N_g'$  изменяются от 1,640 до 1,610, а  $N_p'$  от 1,620 до 1,590. Такие колебания обусловлены непостоянством химического состава минерала. Последний определенным образом зависит от типа вмещающих его пород, что уже отмечалось для глауконитов Русской платформы (Горбунова, 1950; Махинин, 1951; Литвиненко, 1965) и Западно-Сибирской низменности (Гурова, 1959, 1960; Казанский, 1963). Так, в псаммитовых глауконититах и в песчаниках отмечается глауконит с высоким содержанием железа, а в псаммито-пелитовых породах — с относительно пониженным содержанием этого металла. Следует только отметить, что на Бакcharском месторождении первые локализуются в зоне морских течений (рис. 9), а не у берега, как отмечает Т. И. Гурова для соседних районов низменности, о чем подробнее будет сказано ниже (см. главу IV).

Некоторый интерес представляют цифры, характеризующие содержание калия в глауконите. Изучением этого вопроса занимались В. М. Клярский и др. (1964), определявшие абсолютный возраст глауконитсодержащих отложений. В табл. 5 приводятся данные по содержанию калия в глауконитах из верхней пачки ганькинской свиты. Цифры указывают на значительные колебания содержания калия в глауконитах из одной и той же пачки. При этом наблюдается закономерное увеличение содержания калия в глауконите по направлению с востока на запад, в глубь моря.

Все типы глауконита, независимо от их химического состава, имеют типичное для гидрослюды (Михеев, 1957) строение кристаллической решетки. Термический анализ образцов обнаружил характерные для минерала эффекты (Горбунова, 1950). Так, эндоэффект при 140°С объясняется потерей гигроскопической воды, а при 590°С — выделением конституционной воды. Иногда появляются экзоэффект при 900°С и за ним плавный эндоэффект при 985°С, характерные, по Л. И. Горбуновой, для превращения монтмориллонита.

Формы выделения глауконита довольно разнообразны (прилож., рис. 10). Он встречается в виде пелитоморфной массы, в виде зерен, в

Таблица 5  
Содержание калия в глауконитах из верхней пачки ганькинской свиты

Место взятия образца					
скв. 2	скв. 42	скв. 47	скв. 52	скв. 55	скв. 10
2,93	3,82	3,40	5,00	5,00	6,50



псевдоморфозах по зернам обломочных терригенных минералов, реже замещает растительный детрит. В виде пелитоморфной, обычно цементующей, массы глауконит встречается в песчаниках, а также в псаммитовых и алевритовых глауконититах. Часто наблюдаются ооиды, образовавшиеся, очевидно, в результате собирательного перераспределения пелитоморфного осадка. Эти ооиды обладают округлой, овальной или эллипсоидальной формой. Состав зерен-ооидов близок к цементу, они имеют микроагрегатное или микроволокнистое строение. Внутри них, а также в цементе сохраняются реликты слабо раскристаллизованного, вероятно первичного (?), глауконита, причем ооиды повторяют их очертания. Размер основной массы зерен варьирует от 0,1 до 0,4—0,5 мм. Изредка отмечаются более крупные зерна, достигающие 0,8—1,5 мм и имеющие сложную неправильную форму. Отмеченные особенности формы и состава зерен-ооидов свидетельствуют об их диагенетическом образовании.

Кроме ооидов, различаются два морфогенетических типа зерен с микроагрегатным строением и вермикулитоподобные глауконитовые сростки.

Зерна первого типа имеют угловато-округлую форму, поскольку их края частично поломаны. Они несколько мельче зерен-ооидов (0,1—0,3 мм в поперечнике). Кроме того, в псаммито-пелитовых глауконититах, содержащих зерна этого типа, последними ассоциирует примесь кварцевых песчинок близкого размера, а в глинистых сгустках цемента отмечаются зерна глауконита и кварца алевритовой размерности. В зернах глауконита, в свою очередь, фиксируются включения кварцевых алевритовых, реже псаммитовых частиц, иногда растительного детрита, которые указывают на образование глауконита в процессе диагенеза. Морфологические особенности зерен и характер терригенной примеси в породах свидетельствуют о том, что первые претерпели значительный локальный перемыв, в процессе которого получили механические нарушения и были несколько отсортированы по размеру.

Зерна второго типа имеют округлую или эллипсоидальную форму и обычно мельче вышеописанных зерен. Размер их в основном не превышает 0,2 мм. В них тоже отмечаются включения обломочных частиц. Терригенный материал в породах с такими зернами относительно более крупный (до 0,4 мм), он наряду с морфологическими особенностями свидетельствует о сравнительно продолжительном процессе перемыва.

Изредка отмечаются глауконитовые оолиты (прилож., рис. 14).

**Хлориты** в железоносных отложениях Западно-Сибирского бассейна отмечаются всеми изучавшими их исследователями (Нагорский, Зайченко, 1957; Бабин, Герасимова, Кассир, 1957; Нагорский, 1958; Гурова, Сорокина, 1959, и др.). В работе Ю. П. Казанского (1963) впервые даются сведения о химическом составе, приводятся рентгеноструктурный и термический анализы хлоритов из центральных районов Западно-Сибирской низменности. Последние методы позволили Ю. П. Казанскому разделить хлориты на два типа: с совершенной (с базальным отражением 14 Å) и несовершенной (7 Å) кристаллическими структурами. Вторые хлориты рассматриваются как «первичные», которые преобразуются в стадию диагенеза в хлориты с совершенной структурой. В нашей работе (Николаева, Белоус, 1964) была дана характеристика морфологии хлоритов, условий образования хлоритов из железоносных отложений Среднего Приобья, а также были намечены типы хлоритов по их оптическим свойствам. Позднее (Николаева, 1965) свойства этих минералов освещались более подробно: отмечались хлориты с совершенной и несовершенной структурой, изменение их при на-

гревании, преобладание высококремнистых (но малоглиноземистых) хлоритов на месторождении, приводились структурные формулы.

Хлориты являются одними из наиболее распространенных минералов в железосодержащих отложениях Бакчарского месторождения. Основная часть их сосредоточена в пелитоморфных хлоритовых породах. Сравнительно редко отмечаются тонкие прослои оолитовых и псевдооолитовых пород, сложенных хлоритом. В рудах они играют подчиненную роль, уступая гидроокислам железа. Они слагают цемент, иногда в небольшом количестве присутствуют в составе оолитов, оонидов и обломков пород.

Формы выделения хлоритов специфичны и отличны от других минералов. Среди них различаются следующие: хлорит в оолитах нарастания слагает концентры оолитов совместно с гидроокислами железа; встречаются единичные оолиты, сложенные одним хлоритом? (прилож., рис. 2) обычно светло-зеленого или светло-желтого цвета с серой или аномальной синевато-серой интерференционной окраской; хлорит слагает ооиды (прилож., рис. 4), образовавшиеся в процессе собирательного перераспределения пелитоморфной массы цемента.

Кроме того, наблюдается образование оонидов в массе пелитоморфного хлорита в стадии регрессивного диагенеза. Состав оонидов и пелитоморфной массы породы одинаков. Контуры оонидов намечаются зонами осветленного хлорита, гизингерита или полыми трещинами. В последнем случае порода имеет зернистую псевдообломочную структуру. Форма оонидов округлая, иногда неправильная. В шлифе можно наблюдать переход пелитоморфного хлорита в оонидный и смешивание с песчаным терригенным материалом. Таким образом, ооиды как в первом, так и во втором случае образовались в результате различных процессов физико-химического преобразования осадка, а не просто механического перемыва. Однородность их по величине также не является показателем механической сортировки этих компонентов (это справедливо для оонидов без признаков механических нарушений и интенсивного замещения гидроокислами железа), а скорее свидетельствует об отсутствии влияния этого фактора в процессе накопления осадков либо проявления его в незначительной степени.

Пелитоморфный хлорит в цементе руд и хлоритовых породах является основной разновидностью. Чаще всего он имеет микрочешуйчатое строение, слабо раскристаллизован, иногда изотропен. Хлориты слагают корковый, поровый, ступчатый и базальный цемент руд, а также основную массу пелитоморфных глинисто-хлоритовых пород.

Очень редко хлорит отмечается в тонких жилках, рассекающих цемент, оолиты и обломки в хлоритовых породах. В жилке хлорит имеет пластинчатое строение. По внешнему виду и показателю преломления он близок хлориту из цемента. По времени образования такой хлорит является позднедиагенетическим и отлагался, вероятно, по трещинам, возникшим в период диагенеза.

Хлорит замещает зерна кварца, полевого шпата, биотита и других минералов.

Большинство исследователей в настоящее время считают хлориты диагенетическими образованиями. Описанные выше формы выделения этих минералов можно объединить в две группы: диагенетические и эпигенетические. Среди первых различаются собственно диагенетические новообразования в оолитах нарастания и цементе и метасоматические, образовавшиеся по глаукониту и зернам обломочного терригенного материала. Физико-химические показатели среды осаждения хлоритов, согласно экспериментальным работам и теоретическим расчетам,

характеризуются значениями рН от 5,7 до 7,8 и Eh от (+185 мв) до (-20 мв) соответственно (Крумбейн и Гаррелс, 1952; Гаррелс и Хьюбер, 1953; Гаррелс, 1962, и др.). Замеры рН и Eh истирания хлоритовых пород оказались близкими этим значениям. Причем частично эти значения совпадают с физико-химическими показателями среды осаждения гидроокислов железа в воде. Следовательно, метастабильные гидроокислы железа и железистые силикаты, близкие хлоритам, могли формироваться в одной и той же среде при наличии необходимых компонентов. Парагенетическая ассоциация этих минералов наблюдается в оолитах нарастания, в концентрических зонах которых отмечается полойное чередование хлоритов и гидрогетита, являющихся первичными образованиями.

Кроме того, значения рН и Eh среды образования хлорита частично совпадают с таковыми для сидерита. Парагенетическая ассоциация этих минералов отмечается главным образом в цементе руд и пород.

Такая смена парагенетических ассоциаций от оолитов к цементу обусловлена, очевидно, нарастанием восстановительных свойств осадка с глубиной его захоронения, что характерно для диагенеза (Страхов, 1963, 1955).

**Гизингерит** в меловых отложениях Западной Сибири отмечался еще в 1958 г. (Алескерова и др.), но характеристика его не была дана. Позднее (Казанский, 1963) вещество это было описано как продукт окисления железистого хлорита, представляющий собой механическую смесь свободных гидроокислов Si, Al и Fe. Нами были изучены оптические и химические свойства этого минерала, его парагенетические ассоциации. Настоящая работа существенно дополнена данными исследования минерала рентгеноструктурным и термическим методами, методами инфракрасного излучения и электронного парамагнитного резонанса.

Ниже мы приводим результаты сравнительного изучения гизингерита из оолитовых руд с гизингеритом месторождения Тетюха\* (Приморский край).

Внешне и по оптическим свойствам бакчарский гизингерит близок эталонному, а также гизингеритам, описанным в литературе (Никольский, 1953; Груздев и Ратникова, 1960; Судо и Накамура, 1952; Велен и Голдих, 1961, и др.). Это минерал красно-бурого и зеленовато-бурого цвета, хрупкий, с раковистым изломом и стекляннм блеском, с удельным весом 2,5; изотропный, с показателем преломления 1,42—1,43. В шлифе, очевидно, за счет дегидратации минерала в процессе изготовления шлифа, показатель преломления повышается до 1,48—1,50, при этом появляется и двупреломление до 0,005—0,010, обусловленное внутренними напряжениями в минерале при дегидратации, что весьма характерно для коллоидных минералов (Чухров, 1955). Химический состав минерала, по данным различных исследователей (Чухров, 1955; Никольский, 1953; Мозгова, 1957; Судо и Накамура, 1952; Велен и Голдих, 1961, и др.), очень близок (табл. 6). Химические и оптические свойства нашего гизингерита совпадают с литературными. Этот факт ясно указывает на наличие у минерала постоянных стехиометрических признаков.

Гизингерит встречается в цементе руд и железозоносных пород, а также замещает песчинки и гальки кварца, реже обломки хлорито-глинистых пород. В цементе он заполняет поры полностью или образует волокнистые корковые агрегаты по стенкам пор или вокруг оолитов.

---

\* Является эталонным образцом. Получен из минералогического музея им. А. Е. Ферсмана, изучался Н. Н. Мозговой (1957).

## Химический состав гизингеритов

Окислы	Бакчарское месторождение, нарымский горизонт	Бакчарское месторождение, кол. ашевский горизонт	Верхний рудник Тетюхе, М. Н. Мозгова (1957)	Саксаганская полоса, А. П. Никольский (1953)	Вольный, Л. Л. Иванов
SiO <sub>2</sub>	33,00	32,62	33,60	36,11	36,64
TiO <sub>2</sub>	0,14	0,21	Сл.	Сл.	Сл.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,16	2,94	0,84	Нет	Нет
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,06	40,36	38,92	31,13	36,84
FeO	4,54	5,52	0,89	4,35	5,51
CaO	1,90	1,97	1,18	0,57	0,83
MgO	1,23	0,63	0,44	5,14	1,26
MnO	Нет	Не опр.	0,27	0,17	—
K <sub>2</sub> O	0,29	0,20	Не опр.	Нет	—
Na <sub>2</sub> O	0,20	0,18	"	"	—
H <sub>2</sub> O	10,00	10,62	16,58	14,84	—
П. п. п.	9,56	4,62	7,24	7,02	18,87
С у м м а	100,08	99,87	99,96	99,35	99,69

Базальные участки цемента в таких породах слагаются железистым хлоритом или гидрослюдами. Однако в нем изредка отмечается и гизингерит в виде корок радиально-лучистого агрегата по стенкам ооидов и между ними. Совершенно очевидно, что выделения минерала приурочены к ослабленным зонам, по которым могли проникать кислые воды, так что их, вероятно, следует считать регрессивными эпигенетическими образованиями. Кроме того, в некоторых типах руд и пород отмечается гизингеритовый цемент с реликтами хлоритовых сгустков, окаймленных по периферии полоской гидроокислов железа. Таким образом, по формам выделения гизингерит близок хлориту. Однако ассоциации его то с хлоритовым (нарымский горизонт), то с гидрослюдистым (колпашевский горизонт) цементом свидетельствует о возможности преобразования различных силикатов в гизингерит. Весьма характерно, что в трещинах дегидратации гизингерита обычно наблюдается сидерит, иногда франколит. Вполне вероятно, что слабокислую среду создавала угольная кислота, образующаяся в осадках при разложении органического вещества.

Рентгеновское изучение бакчарского и эталонного гизингеритов (табл. 7) обнаруживает сходство их.

Рефлексы, принадлежащие гизингериту ( $d=13,46; 4,45; 3,61; 2,57; 1,515$ ), представляют собой широкие размытые линии, почти полосы. Дополнительные четкие рефлексы принадлежат гетиту. Однако инфракрасный спектр образца оказался нечувствительным к этой примеси, а также к искусственной механической примеси гетита (до 10%), что позволило считать, что в исследуемом гизингерите примесь гетита меньше этого количества. Рефлексы, принадлежащие гизингериту, сохраняются в основном при отжиге до 590°С, хотя и теряют свою интенсивность. На рентгенограмме образца, отожженного при 800°С, рефлексов гизингерита не наблюдается; очевидно, структура его разрушается. Рентгенограмма обладает значительным фоном, свидетельствующим о наличии в образце аморфной фазы.

Результаты рентгеноструктурного анализа гизингерита и продуктов отжига его при различных температурах

Исходный		150°		345°		590°		800°		1100°	
<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>	<i>d</i>	<i>I</i>
13,46	10р	9,80	1	—	—	—	—	—	—	—	—
4,45	1р	4,47	1	4,51	1	4,58	0,5	4,42	0,5	—	—
4,15	2	4,12	1	4,14	1	4,14	1	4,14	0,5	4,14	10
3,61	1р	—	—	3,62	1	3,62	1	3,66	2	3,65	3
3,34	7	3,36	10	3,34	9	3,34	10	3,35	6	3,30	1
2,81	8	2,82	10	2,81	10	2,707	5	2,693	9	2,674	10
2,57	7	2,60—2,53	3р	2,583	3р	2,525	10	2,525	10	2,49	10
2,44	6	—	—	2,435	5	—	—	—	—	—	—
2,47	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,139	1	—	—	2,14	4	2,19	2	2,19	5	2,19	8
1,968	1	—	—	1,966	4	—	—	—	—	2,05	5
1,824	1	1,81	0,5	1,810	4	1,83	1	1,84	5	1,829	9
1,753	1	1,748	2	1,743	4	—	—	1,738	7	—	—
1,710	1	1,698	2	—	—	1,698	3	—	—	1,679	10
1,541	4р	1,516	4	1,520	3	1,525	1	1,481	8	1,477	9
1,515	—	—	—	—	—	1,444	4	1,449	8	1,444	9

Сильн. фон

Примечательно, что сдвигание рефлекса 1,54—1,52 к 1,48—1,45 при 800°С (за счет окисления  $Fe^{+2}$  в  $Fe^{+3}$ , с ионными радиусами 0,80 и 0,67 Å соответственно) характерно для слоистых силикатов с триоктаэдрической структурой; в нашем случае это позволяет предполагать, что гизингерит также имеет триоктаэдрическую структуру.

Инфракрасный спектр образцов гизингерита был снят в области 400—3800  $cm^{-1}$  Г. Голубевой (ИГиГ СО АН СССР) на двухлучевом инфракрасном спектрометре UR-10 с оптикой KBr и NaCl. Образцы приготавливались методом прессования прозрачных дисков из просушенного KBr с плотностью 1  $mg/cm^2$ .

Инфракрасный спектр гизингерита свидетельствует о наличии воды, связанной с гетитом и гизингеритом. На термограмме (рис. 4) видно, что вода уходит из гизингерита постепенно и непрерывно, подобно монтмориллониту. Это видно также на инфракрасных спектрах гизингерита, отожженного при 150, 345, 590, 800 и 1000°С.

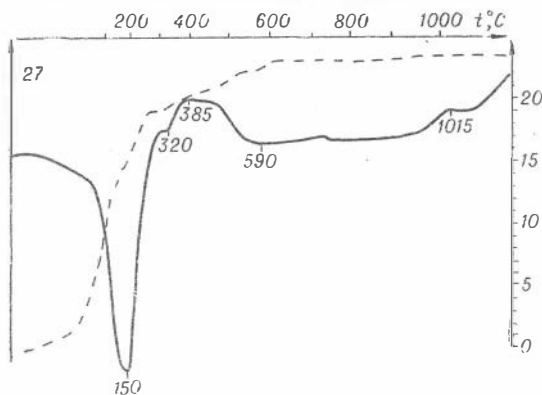


Рис. 4. Кривая нагревания гизингерита.

Инфракрасный спектр гизингерита изменяется после нагревания его до температуры 590°С, при которой наблюдается разрушение структуры минерала. Гизингерит, отожженный при 1000°С в течение 1 часа, обнаруживает новую полосу поглощения при 810  $cm^{-1}$ , которую можно объяснить кристаллизацией аморфных продуктов распада кристаллической решетки (по-видимому, опала). Гетит превращается в гематит, полосы поглощения которого находятся в области поглощения гизингерита.

Спектры ЭПР гизингерита и гетита получены на радиоспектрометре РЭ1301\*.

Ввиду различного взаимодействия ионов в исследованных соединениях можно констатировать, что гизингерит является самостоятельным минералом. Действительно, если предположить, что гизингерит — это механическая смесь гетита и диамагнитного опала, то форма линии для гизингерита также должна описываться Гауссовым законом распределения интенсивности, чего в действительности не наблюдается.

Среди исследователей нет единого мнения о строении кристаллической решетки этого минерала. Грюнер (1935), Судо и Накамура (1952) считают его колломорфной разновидностью нонтронита, Велан и Голдих (1961) — колломорфной разновидностью железистого хлорита, Лингвис и Дженсон (1962) — слонстым силикатом, построенным по типу гидрослюды с большим замещением кремния железом и с ионами гидроксония в межслоевых пакетах. Противоречивость мнений в некоторой степени объясняется трудностью изучения коллоидных минералов вообще и гизингерита в частности.

Результаты исследования структуры минерала, инфракрасного спектра, спектра ЭПР и поведения его при нагревании, показывают, что гизингерит ведет себя как самостоятельный минерал, подобно минералам из группы монтмориллонита (возможно, триоктаэдрического).

## Карбонаты

Эта группа минералов представлена сидеритом, анкеритом и кальцитом.

Сидерит является самым распространенным карбонатом. Чистый сидерит и его магнезиально-кальциевые разновидности встречаются в рудах, хлористо-глинистых и глауконитовых породах, в песчаниках и т. д. В большинстве изученных нами образцов руд присутствуют довольно чистые сидериты, в которых суммарная примесь других карбонатов в пересчете на молекулярный состав составляет 2—13% (табл. 8). Примесь марганца и марганца в пересчете на молекулярный состав соответственно магнезита и родохрозита колеблется от 0,62 до 5,42 первого и до 2,55% второго, т. е. фактически незначительна, примесь Са, пересчитанного на молекулы кальцита, достигает 10%. Несколько повышенное количество марганца (до 16%  $MnCO_3$ ) отмечается в сидеритах Кожениковской площади, примыкающей с востока к Бакчарскому месторождению (устное сообщение В. Сильвестрова).

Рентгеноструктурный анализ 10 образцов карбонатов показывает присутствие в них сидерита с одинаковыми межплоскостными расстояниями.  $Nm'$  изучавшихся сидеритов всегда больше 1,78 (точнее не измерялся).  $Np$  в большинстве случаев близок 1,633, иногда он понижается до 1,620;  $n'p$ , измеренный по методу Татарского (1955), колеблется в пределах 1,748—1,720. Очевидно, такое понижение показателей преломления обусловлено небольшой изоморфной примесью Са, Mg и Mn в молекуле сидерита.

Морфология выделений (прилож., рис. 14, 16, 18) сидерита описана довольно подробно в других работах (Казанский, Николаева, 1964; Казанский, 1963), поэтому мы на ней не останавливаемся.

\* Анализ проведен М. Я. Щербаковой (ИГиГ СО АН СССР).



Химический состав сидеритов

Место взятия и номер образца	Стратиграфическое положение	Содержание, %			
		FeCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>
Скв. 44, обр. 502, гл. 192,5 м	Базальный горизонт Чеганской свиты	98,01	0,56	0,62	0,78
Скв. 54, обр. 551, гл. 171,5 м	Бакчарский горизонт	95,74	1,39	1,29	1,55
Скв. 9, обр. 872, гл. 183 м	Базальный горизонт Чеганской свиты	96,58	1,53	1,03	0,86
Скв. 43, обр. 76, гл. 177 м	Нарымский горизонт	87,0	10,08	0,64	2,30
Скв. 8*, обр. 93, гл. 265,5 м	Сымская свита	95,21	1,64	1,47	1,34
Скв. 43, обр. 124, гл. 177,2 м	Нарымский горизонт	87,04	7,16	5,42	0,60
Скв. 3*, обр. 97, гл. 165,3 м	Базальный горизонт Чеганской свиты	93,27	3,20	2,94	0,63
Скв. 47, обр. 65, гл. 178,5 м	Бакчарский горизонт	90,69	5,47	2,04	1,47
Скв. 47, обр. 71А, гл. 183,5 м	» »	88,43	6,50	2,47	2,55

Примечание. Образцы, отмеченные звездочками, взяты из отложений Кожевниковской площади.

Анкеритом мы называем железистый карбонат, содержащий 56—62% FeCO<sub>3</sub> и 39—34% CaCO<sub>3</sub> при незначительном содержании Mg (до 3,8% в пересчете на MgCO<sub>3</sub>) и Mn (до 2% в пересчете на MnCO<sub>3</sub>) (табл. 9). Он отличается от теоретического пониженным содержанием

Таблица 9

Место взятия пробы и номер образца	Содержание, %			
	CaCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	MnCO <sub>3</sub>
Бакчарское месторождение, скв. 29, обр. 936	38,80	55,70	3,54	1,93
Парбиг-Чайинский профиль, скв. 54, обр. 38	34,29	61,86	3,84	Не опр.

кальция, однако по аналогии с близкими карбонатами других месторождений (Формозова, 1959; Дэна и др., 1953) мы относим его к анкериту. Встречается в колпашевском горизонте в виде стяжений, мощность которых в керне от 10 до 25 см, вместе с зернами глауконита, рудными оолитами, рудным и кварцевым гравием. Анкерит в таких стяжениях образует сферолиты величиной 0,05—0,2 мм, плотно располагающиеся в массе цемента и нередко сливающиеся между собой.

Анкериты изучены недостаточно, и в дальнейшем, возможно, будут отмечены разности, приближающиеся по составу к теоретическому.

Суммируя сведения, полученные при изучении железистых карбонатов, следует отметить, что максимальное развитие они имеют среди

глауконито-кварцевых песчаников, меньше в хлорито-глинистых породах, замещающих оолитовые железные руды по простираанию, и еще меньше в руде. Так, в песчаниках, перекрывающих бакчарский горизонт, а также в песчаниках, замещающих рудные линзы к востоку, мощность сидеритовых прослоев достигает 0,5, иногда 1 м, тогда как среди руд максимальная мощность прослоев достигает 0,1 м. Несмотря на относительно более высокое содержание органического вещества в пелитоморфных породах (0,8—1,5% против 0,1—0,45%), повышенное количество сидерита отмечается преимущественно в псаммито-алевритовых породах, в которых органическое вещество, очевидно, разлагалось, не успевая накапливаться в значительных количествах. Не исключено, что такое несоответствие отчасти обусловлено природой самого органического вещества. Так, при изучении современных осадков морских водоемов было выяснено, что в тонких илах захороняется больше органического вещества, чем в более грубозернистых псаммитовых, но отлагаются более устойчивые и потому менее реакционно способные его компоненты (Страхов, 1961).

Кроме того, несоответствие между содержанием  $C_{орг}$  и количеством сидерита в отложениях обусловлено перераспределением веществ в осадках в процессе диагенеза и эпигенеза, особенно в результате инфльтрационных процессов. Легкоподвижные ионы растворенного бикарбоната железа могли мигрировать в более пористые алевритовые и песчаные отложения, а также в пористые руды из отложений, обогащенных органическим веществом.

Представление о преимущественно диагенетическом образовании сидерита поддерживается большинством исследователей. Теоретическое обоснование процесса диагенетического преобразования осадков рассмотрено Н. М. Страховым и Э. С. Залманзон (1953). А. В. Казаков и др. (1957) на основании экспериментального изучения системы  $FeO - CO_2 - H_2O$  показали, что «когда система нормально приближается к состоянию равновесия, рН системы составляет в среднем 6,2 и не превышает 7,0. Окислительно-восстановительный потенциал колеблется от +122,8 до +240 мв». Однако в природных системах, по мнению многих авторов, окислительно-восстановительный потенциал не должен превышать —10 мв. В. С. Крумбейн и Р. М. Гаррелс (1960) считают сидерит устойчивым при значениях окислительно-восстановительного потенциала от —300 до +150 мв, при рН от 6 до 9, причем более высоким значениям рН соответствуют отрицательные значения окислительно-восстановительного потенциала. Значения рН и Eh истирания пород, обогащенных сидеритом, не всегда укладываются в пределы поля устойчивости сидерита.

Отклонения получаются для инфльтрационного сидерита, замещающего оолиты и цемент руд и содержащего значительную примесь гидроокислов железа. Такие образцы попадают в поле более высоких положительных значений окислительно-восстановительного потенциала.

Кальцит в железистых породах встречается редко, причем чаще всего в форме органогенных образований. Он слагает раковины пеллеципод, гастропод, фораминифер, изредка образует мелкие стяжения в маастрихтских глауконититах. Диагенетический кальцит широко распространен в маастрихтских глинах, на северо-западе и далее за пределами Бакчарского месторождения. В единичных случаях он отмечается в железистых песчаниках бакчарского горизонта на Кожевниковской площади (Сильвестров, 1962). Во всех случаях кальцит прекрасно rozpoзнается при макроскопическом и оптическом изучении.

В железоносных отложениях месторождения встречаются фосфаты кальция и железа. Первые слагают конкреции обычно с примесью глауконита, кварцевого песка или глинистого вещества. Конкреции широко распространены в основании, меньше в верхней части нарымского железорудного горизонта, а также в алеврито-глинистых породах славгородской свиты и железоносных породах колпашевского горизонта. Железистые фосфаты в виде гнезд и жилок встречаются в основном в рудах бакчарского горизонта и значительно реже в рудах нарымского и колпашевского горизонтов.

Кальциевые фосфаты встречаются как органогенные и химические диагенетические и эпигенетические образования. Первые развиваются по скелетам перидиней, чешуйкам и зубам рыб, раковинам пелеципод и т. д. Вторые в виде скрытокристаллических или волокнистых многослойных выделений (прилож., рис. 20), отмечаются в конкрециях и в виде незначительной примеси в цементе руд и железоносных пород. Кальциевые фосфаты относятся к карбонат-фтор-апатиту. По оптическим свойствам среди них выделяются франколит и коллофан, являющиеся морфологическими разновидностями этого минерала: коллофаном называется скрытокристаллическая разновидность (Бушинский, 1954, и др.), а франколитом — волокнистая. Для карбонат-фтор-апатита характерно содержание в фосфоритовой молекуле от 1,1 до 2,9%  $\text{CO}_2$ , по определению Сильвермана (Бушинский, 1954).

По данным рентгеноструктурного анализа известные в литературе разновидности апатита (фтор-апатит, карбонат-фтор-апатит, хлор-апатит и др.) различаются незначительно (Озеров, Гриншпан, Бушинский, 1956, и др.), однако эти разновидности приурочены к различным генетическим типам фосфоритов, и их выделение признается целесообразным. Так, для желваковых фосфоритов, подобных нашим, на многих известных месторождениях Советского Союза весьма характерны коллофан и курсит (Бушинский, 1954).

Коллофан обычно слагает основную массу конкреции или замещает органические остатки. Это изотропный минерал с показателем преломления в пределах 1,590—1,614, масса которого часто перекристаллизуется в ооиды. Франколит выполняет корки на ооидах, поровые пространства в конкрециях, рудах и железистых породах, иногда окаймляет органические остатки по периферии, являясь более поздней генерацией. Изредка он выполняет ячейки растительной ткани. Показатели преломления его  $N_{g'} = 1,626 \pm 0,002$ ;  $N_{p'} = 1,620 \pm 0,002$ ;  $N_{g'} - N_{p'} = 0,006$ ; удлинение отрицательное. Нами также обнаружены очень мелкие ( $\sim 0,01$  мм) бесцветные призматические и пирамидально-призматические кристаллики апатита (?), выделяющиеся в центральных участках пор на корочках франколита (Белоус, Николаева, 1960). Таким образом, по отношению к скрытокристаллической и волокнистой разновидностям призматический апатит является наиболее поздней морфогенетической генерацией. Кристаллики его пространственно отделены друг от друга и, очевидно, именно возможность свободного роста обусловила их кристаллографическую огранку.

Ю. П. Казанский (1963) указывает, что рентгенограммы, полученные для целого ряда образцов фосфатов, оказались совершенно идентичными.

Для выяснения физико-химических условий отложения фосфатов нами были определены рН и Eh истирания. Полученные рН=8,5 и Eh=50 мв близки значениям, рассчитанным А. В. Казаковым (1957)

при сравнительном изучении фосфатов кальция и сидерита. В. С. Крumbейн и Р. Гаррелс (1960) считают, что преимущественное выпадение кальциевых фосфатов возможно при пониженных рН (7—7,5), при незначительном отложении  $\text{CaCO}_3$ . Однако этими значениями рН поле фосфоритов на диаграмме не ограничивается. Не исключено, что такие низкие значения рН характерны для образования богатых пластовых фосфоритов (авторы этого не подчеркивают), тогда как конкреции образуются при более высоких рН (8,5). Очевидно, щелочность иловых вод в стадию диагенеза и эпигенеза, с которыми связано химическое выпадение фосфатов, была довольно высокой. Примеры значительного повышения щелочного резерва в иловых растворах мелководных участков современных морей известны (Бруевич, Зайцева, 1958); обусловлено оно разложением органического вещества. Вот почему органоминеральный фосфат как псевдоморфное образование по кальциту органических остатков нередко встречается в породах, не содержащих хемогенных фосфатов, а значительные скопления хемогенных фосфатов более охотно появляются при наличии остатков фауны (пелеципод, фораминифер).

Железистые фосфаты были описаны Ю. П. Казанским (1963) и К. А. Ивановым и др. (1958). Среди них отмечаются вивианит и значительно более редко — керчениты. Выделения их микроскопические; редко встречаются жилки мощностью до 3 мм. Свежий вивианит бесцветный; при окислении он приобретает яркую синюю окраску. Керчениты окрашены в сине-зеленый или синий цвет. Оптические свойства вивианита и  $\alpha$ - и  $\beta$ -керченитов совпадают с литературными данными (Казанский, 1963; Чухров, 1956, и др.).

Считается, что вивианит является первичным железистым фосфатом и образуется в восстановительной среде. Керчениты являются продуктами его окисления (Попов, 1929; Чухров, 1956; Юрк и др., 1960; Ягодвиг, 1958, и др.). В большинстве случаев вивианит образует крупные пойкилитовые кристаллы (прилож., рис. 17) в цементе руд и пород или выполняет жилки, пересекающие породы чаще всего в субгоризонтальном направлении, нередко параллельно плоскостям плитчатой отдельности в рудах. Он замещает цемент, рудные оолиты, ооиды и остатки древесины и является, очевидно, диагенетическим и эпигенетическим (т. е. инфильтрационным) образованием. Нам представляется, что фосфор выносился из оолитов в процессе замещения их сидеритом, поскольку замещенные оолиты имеют резко пониженные (0,1—0,3%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) содержания фосфора по сравнению с гетито-гидрогетитовыми оолитами ( $\text{P}_2\text{O}_5=1,1—1,3\%$ ). Характерна также локализация железистых фосфатов: в рудах и песчаниках они обычно приурочены к периферийной зоне сидеритовых прослоев и линз.

Среди сульфидов самым распространенным минералом является пирит, реже встречаются марказит, мельниковит (?) и пирротин (?). Сульфиды отмечаются чаще всего в железоносных породах толщи в виде диагенетических и эпигенетических (в жилках заполнения) образований, реже в рудах.

Пирит хорошо распознается при просмотре шлифов, немагнитен. Он широко распространен в породах и рудах месторождения, однако относительное содержание его в породах ничтожно (доли процента). Так, в глинах с глауконитом пирит образует скопления мелких (0,02—0,05 мм в диаметре) шаровидных выделений (прилож., рис. 21), нередко замещающих зерна глауконита. В глауконито-сидеритовых песчаниках, распространенных в основании чеганских глин, встречаются кубические зерна пирита. В хлорито-сидеритовых породах — мелкие

шаровидные, реже кубические и октаэдрические выделения пирита в цементе; изредка пирит замещает оолиты (хлорит-гидрогетитовые); иногда отмечаются пластинчатые зерна, образующие сноповидные агрегаты. Не исключено, что такие агрегаты образовались по марказиту или пирротину. В глауконито-глинистых породах пирит образует псевдоморфозы по стеблям водорослей диаметром от 1—2 до 10—15 мм. Пирит встречается вместе с сидеритом в рудах тымско-бакчарского горизонта в виде тонких жилок вертикального и горизонтального направлений.

В таких жилках он зонально замещает оолиты (прилож., рис. 22), а сидерит главным образом замещает цемент. Очевидно, образование этих минералов прошло почти одновременно при близких физико-химических параметрах среды. В более крупных открытых трещинах пирит отсутствует, а сидерит по стенкам трещин образует натечные почковидные сферолитовые агрегаты.

Пирротин (?) встречен совместно с сидеритом в субгоризонтальной жилке мощностью 2 мм в хлоритовом хлидолите с гидрогетитохлоритовыми оолитами. Распознается он по внешнему виду и оптическим свойствам\*. Пластинчатый пирротин образует сноповидные агрегаты (прилож., рис. 23). Характерно, что зерна кварца и оолиты в жилкахгибаются пластинками пирротина, в отличие от пирита и марказита, которые замещают оолиты.

Ф. В. Чухров (1936), рассмотрев условия образования сульфидов в керченских рудах и других отложениях Крыма, пришел к выводу, что все сульфиды представляют собой продукт перекристаллизации гидротроилита, выпадавшего первоначально в виде геля. Для современных осадков Черного моря гидротроилит очень характерен (Архангельский, 1934; Страхов, 1954). Образуюсь в самой верхней части осадка, он легко мигрирует в нижележащие отложения, где и перекристаллизовывается в пирит или марказит при наличии некоторого доступа кислорода, а в резко восстановительной среде — в пирротин.

Н. М. Страхов и Э. С. Залманзон (1955), изучив фазовый состав железистых минералов в зависимости от содержания  $S_{орг}$  в осадке, пришли к выводу о приуроченности сульфидов к осадкам, наиболее богатым органическим веществом, и образовании их в наиболее позднюю стадию диагенеза. На месторождении пирит встречается обычно в породах, содержащих растительный детрит или остатки фауны. Жилки сидеритовые с пиритом и марказитом отмечаются в сильно перемытых рудах с низким средним содержанием  $S_{орг}$ . Такие сульфиды, очевидно, мигрировали в руды из вышележащих горизонтов и являются инфильтрационными эпигенетическими образованиями.

Мельниковит (?) отмечался почти всеми исследователями в морских глинах ганькинской свиты. Строение решетки минерала характерно для пирита. Минерал немагнитен.

Структура мельниковита детально изучена в последнее время А. П. Полушкиной и Г. А. Сидоренко (1963). По их данным, мельниковит имеет отличное от пирита строение решетки и обладает магнитными свойствами. Его следует считать самостоятельным минералом, а не землистой разновидностью пирита. В железоносной толще Бакчарского месторождения такой сульфид нами не наблюдался. Сульфид, называвшийся мельниковитом, в свете последних данных следует считать перитом.

---

\* По этим признакам минерал сходен со спайтитом (Чухров и др., 1965); различить их можно рентгеновским методом.

В мезокайнозойских отложениях низменности минералы глин описаны Е. Г. Сорокиной (1960), Т. Ф. Антоновой (1960), Ю. П. Казанским и Г. Н. Перозио (1960), Е. В. Шумиловой (1963) и другими. Отмечается фациальная приуроченность различных минералов, обусловленная диагенетическим преобразованием поступавшего в водоем тонкодисперсного материала, а также составом последнего. Для континентальных отложений характерен каолинит, однако нередко он является образованием мелководно-морских фаций. Для более глубоководных морских отложений характерна гидрослюда, часто с примесью монтмориллонита. Хлорит отмечается в континентальных, мелководно-морских и лагунных отложениях. Для фациальных зон переходного типа, а также районов часто меняющихся палеогеографических обстановок характерны смеси глинистых минералов, а также сростки различных минералов, так называемые смешанно-слоистые минералы.

Глинистые минералы широко распространены в отложениях месторождения. Диагностика минералов представляет известные трудности, поскольку в породах присутствует обычно несколько минералов. Основная часть их приурочена к безжелезистым и слабозелезоносным отложениям ипатовской, славгородской, ганькинской и чеганской свит. Минералы исследовались нами комплексно: проводились рентгеноструктурный, термический и химический анализы глинистых фракций, изучались оптические свойства некоторых минералов в ориентированных агрегатах.

Каолинит отмечается почти во всех типах руд и железоносных пород, однако в подчиненном количестве. Кристаллы каолинита имеют несовершенную огранку и являются, очевидно, обломочными образованиями. В песках из подрудной толщи, а также в песках и песчаниках прибрежно-континентального аналога рудосодержащих отложений каолинит в отдельных прослоях является главным минералом глинистого цемента. В таких песках часто отмечается примесь зерен глауконита, а в их цементе содержится небольшое количество пирита и сидерита. Каолинит в этих породах встречается обычно в виде хорошо ограненных кристаллов, наблюдаемых под электронным микроскопом, и в значительной своей части является, видимо, аутигенным образованием. Вместе с каолинитом в породах присутствуют гидрослюда и хлорит, обычно в виде примеси. Встречается и обломочный каолинит.

Рентгеновским методом в комплексе с термической и кислотной обработкой порошка (Бриндли, 1955; Михеев, 1957) каолинит распознается вполне надежно и в смесях глинистых минералов. На термограммах каолиновых глинистых фракций отмечается эндоэффект при 650—570°С и экзоэффект при 900—950°С, обусловленные соответственно выделением кристаллизационной воды и разрушением кристаллической решетки.

Гидрослюда диоктаэдрического гидромусковитового типа, или иллит, отмечается в подрудных отложениях, а также в самой железоносной толще. Основная часть ее сосредоточена в алеврито-глинистых породах славгородской и ганькинской свит. Отмечается она обычно в силикатных компонентах руд и пород, претерпевших окисление и замещение гидроокислами железа (оолитах, обломках цемента), тогда как хлорит и каолинит в таких образованиях не сохраняются. Этот факт можно объяснить, очевидно, тем, что изменение силикатов происходило в субаквальных условиях в морской среде.

В большинстве случаев гидрослюды из железоносных пород сильно гидратированы, поэтому базальный рефлекс расширяется до 11—12 Å; одновременно с нарастанием степени гидратации в гидрослюде понижается содержание  $K_2O$  (до 4,2%) и в решетке появляется оксоний. Показатели преломления гидрослюд, замеренные по ориентированным агрегатам, изменяются в пределах 1,560—1,590, двупреломление невысокое (0,012—0,015). Для гидрослюды характерны эндотермические эффекты при 120—170 и 550—570°С, обусловленные выделением адсорбированной и кристаллизационной воды. Высокотемпературные реакции (при 900—950°) проявляются редко.

Монтмориллонит отмечается в глауконитсодержащих, а также других железоносных породах обычно в виде примеси к гидрослюде или хлориту. На рентгенограммах минерал распознается по базальному отражению в 14—16 Å, которое после нагревания образца до 500°С сдвигается к 10 Å.

На термограмме примесь монтмориллонита в гидрослюдистой глинистой фракции фиксируется увеличением эндотермического эффекта при 120—150°С за счет выделения повышенного количества воды, а также появлением дополнительного эндотермического эффекта при 950°С. В рудах и железоносных породах отмечается железистый монтмориллонит.

## ОБЛОМОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ

До последнего времени основная часть минералогических работ, выполняемых различными организациями (НТГУ, ЗСГУ, СНИИГГиМС, ИГиГ СО АН СССР и др.), была посвящена изучению обломочных минералов из легких и тяжелых фракций. Кроме описания отдельных опорных и поисковых скважин, появились обобщающие работы Ф. С. Бузулуцкого и др. (1957), Е. В. Шумиловой (1957, 1960, 1963), Т. И. Гуровой (1957, 1960). По составу минералов тяжелых фракций выделены минералогические комплексы, характерные для отдельных территорий. Эти комплексы используются для корреляции (Бузулуцков, 1957; Гурова и др., 1957), а также для палеогеографических выводов (Шумилова, 1963). Для Бакcharского района изучение минералов легких и тяжелых фракций проведено Е. П. Нагорской, К. В. Яскиной, А. А. Смирновой и др. Результаты этих работ, а также новые данные рассматриваются ниже.

Обломочные минералы, отмечаемые в отложениях верхнего мела и палеогена Бакcharской и Кожевниковской площадей, весьма разнообразны. В составе легкой фракции отмечаются кварц, полевые шпаты. В тяжелой фракции наиболее распространены и часто доминируют минералы группы эпидота, ильменит, лейкоксен, циркон, в меньших количествах отмечаются биотит, роговая обманка, турмалин и гранат; в незначительном количестве присутствуют мусковит, анатаз, рутил, апатит, ставролит, в единичных зернах андалузит, силлиманит, дистен, пироксен, хромшпинель, сфен, брукит, тремолит, обломочный хлорит и корунд.

На Бакcharском месторождении в тяжелой фракции верхнемеловых и палеоценовых отложений преобладает эпидот. В сеноманских породах Ю. П. Казанский (1963) выделяет эпидотово-кварцевый терригенно-минералогический комплекс, в туронских — эпидотово-полевошпатовый и в нижнесенонских — снова эпидотово-кварцевый комплексы. Для средней и верхней части сенонских и палеоценовых отложений характерен тот же комплекс с амфиболами. Следует добавить, что в сеноман-турон-

ских отложениях постоянно и притом в значительных количествах (в среднем около 30%) присутствуют ильменит и роговая обманка, однако среднее содержание последней гораздо ниже ильменита (около 10%). Постоянно отмечается циркон (3%) и гранат (доли процента). В сенонских отложениях присутствуют и роговая обманка и ильменит (последний несколько преобладает). Циркон в сенонских породах отмечается постоянно, но количественно уступает выше названным минералам. В палеоценовых отложениях наряду с эпидотом значительную долю в тяжелой фракции составляет циркон и лейкоксен, реже ильменит. В верхней части толщи отмечаются прослойки, в которых циркон количественно превосходит эпидот, являясь, таким образом, основным минералом тяжелой фракции. Содержание роговой обманки во фракциях несколько понижается по сравнению с сенонскими отложениями.

На Кожевниковской площади в нижнесенонских отложениях доминирует ильменит (с лейкоксеном, меньше магнетитом), в подчиненном количестве отмечаются гранат, эпидот, циркон (в порядке убывания). Верхнесенонские (верхнесымские) пески отмечают высокое содержание ильменита (с магнетитом) и циркона, причем доминирующим в составе тяжелой фракции является то тот, то другой. В подчиненном количестве встречаются турмалин, эпидот и гранат. Как видно, в сенонских отложениях Кожевниковской площади резко преобладают устойчивые минералы, в понимании В. П. Батурина (1947).

Преобладание эпидота в тяжелой фракции из верхнемеловых — палеогеновых отложений на Бакчарском месторождении, а ильменита (реже лейкоксена и циркона) на Кожевниковской площади, а также большое количество минералов, общих для этих районов, могут свидетельствовать лишь о различных фациальных условиях накопления этих отложений: от мелководно-морских на Бакчарском месторождении до континентальных к востоку от него. Источник сноса материала для этих районов был, очевидно, единым. Работами по современному морским осадкам (Пятнов, 1956; Невеский, 1960, и др.) доказано закономерное распределение тяжелых минералов по удельному весу и, в частности, вынос в более глубоководные районы минералов тяжелой фракции с относительно пониженным удельным весом (хлорита, амфиболов, пироксенов и др.).

Состав тяжелой фракции сенонских отложений позволяет сопоставить Кожевниковскую площадь с восточными районами низменности. Для сенонских отложений от Чулыма до Максимкина Яра, в междуречье Б. Кети и Енисея, в бассейне р. Каса и долинах рек Турухана и Елогуя Е. В. Шумилова (1963) выделяет циркон-гранат-турмалин-эпидот-титанистую терригенно-минералогическую провинцию, главными минералами которой являются ильменит и лейкоксен.

Поступление эпидота в район Среднего Приобья, в частности в Бакчар-Парбигский район (последний характеризуется терригенно-минералогическими комплексами, аналогичными Бакчарскому месторождению), Е. В. Шумилова (1963) и Ю. П. Казанский (1963) связывают с Колывань-Томской складчатой зоной, Восточным Саяном и Енисейским кряжем. Из этих же районов, как считает Е. В. Шумилова, могли поступать слюды, амфиболы и калиевые полевые шпаты. Ю. П. Казанский (1963), изучая типоморфные особенности циркона и турмалина из пород горного обрамления и низменности, смог отличить минералы, поступившие из Енисейского кряжа (сеноман) от минералов из Колывань-Томской зоны (сенон). Таким образом, обломочный материал в изучаемый район поступал, очевидно, из южных, юго-восточных и восточных горных районов Колывань-Томской зоны, Восточного Саяна и Енисейского кряжа.



## ТИПЫ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ

### К ВОПРОСУ О КЛАССИФИКАЦИИ БАКЧАРСКИХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Для бурых железных руд, подобных бакчарским, предложены разнообразные классификации: по внешнему виду, главным образом по цвету (Константинов и др., 1933), по геохимическому принципу, с выделением окисных и окисно-закисных руд, по их внешним признакам (Кантор, 1937) и по генетическому признаку (Юрк и др., 1960; Казанский, 1963, и др.). Так, Ю. Ю. Юрк и др. делят руды на первичные и окисленные в процессе современного выветривания, и дополнительно те и другие подразделяют по «фациальному» признаку (как считают авторы), а фактически по минералогическому составу на хлоритовые, карбонатные и окисные. Ю. П. Казанский (1963) среди руд Среднего Приобья выделяет группы хомогенных, обломочных и смешанного происхождения. В первую группу объединены руды, в которых и оолиты и цемент образовались химическим путем; обломочные руды считаются продуктами механического переотложения хомогенных, а руды смешанного происхождения имеют переотложенные оолиты и хомогенный цемент. Следует сразу сказать, что на Бакчарском месторождении не существует ни чисто хомогенных, ни чисто обломочных оолитовых руд. Поэтому мы не можем воспользоваться предложенной классификацией. Кроме того, неясен сам принцип диагностики «обломочных оолитов». Выделение типов руд внутри групп не выдерживается также по признакам: одни типы намечаются по цвету и минеральному составу, другие — только по цвету, третьи — по цвету и структуре.

В последнее время все большее внимание уделяется текстурно-минералогическим классификациям руд подобного типа (Литвиненко, 1953; Станкевич, 1958; Формозова, 1959, и др.). Так, например, Л. О. Станкевич в своей классификации учитывает тип рудных компонентов (конкреции, обломки), их количественные соотношения с цементом, минеральный состав рудных компонентов и цемента. Л. Н. Формозова положила в основу классификации руд их текстурные особенности; в пределах текстурных типов различаются подтипы по минеральному составу.

В основу нашей классификации (Николаева и др., 1964), предложенной для руд Западно-Сибирского бассейна, также положен текстурно-минералогический признак, по которому все руды делятся на две группы: сыпучие и сцементированные. Внутри групп выделяются типы по минеральному составу цемента и подтипы по структурным

Классификация зернистых руд Бакчарского месторождения

Сыпучие				Сцементированные						
Оолитовые		оолдные		оолитовые		оолдные				
оолиты	цемент и его структура	оолиты	цемент и его структура	оолиты	цемент и его структура	оолиты	цемент и его структура			
Гетито-гидрогетитовые	Хлорито-глинистый	Гетито-гидрогетитовые	Хлоритовый глинистый	Гетито-гидрогетитовые	Хлорито-глинистый базальный	Гетито-гидрогетитовые	Хлорито-глинистый базальный			
Гетито-гидрогетитовые		Гидрогетито-глинистый		Гидрогетито-глинистый		Гидрогетито-глинистый базальный		Гидрогетито-глинистый базальный		
Гидрогетитовые и хлоритовые		Гизингеритовый		Корково-поровый		Корково-поровый		Гетито-гидрогетитовые	Корково-поровый гизингеритовый с пойкилитовым сидеритом	Порово-сгустковый гизингеритовый глинистый
		Гетито-гидрогетито-сидеритовые, хлоритовые						Базально-сгустковый глинисто-хлорито-сидеритовый		
		Гидрогетитовые, хлорито-гидрогетитовые						Базально-поровый хлорито-гизингеритовый		
		Гидрогетитовые, хлорито-гидрогетитовые						Базально-сгустковый сидерито-хлоритовый		

особенностям рудных компонентов. В подтипе намечаются разновидности по минеральным примесям.

При изучении Бакчарского месторождения оказалось, что такой признак, как структурные особенности руд, является определяющим для каждого горизонта. В нарымском горизонте, например, распространены оолитовые руды, в колпашевском часто встречаются ооидные, в тымско-бакчарском горизонте отмечаются те и другие, но преобладают оолитовые разновидности. Поэтому, сохраняя выделенные ранее текстурные группы, типы в каждой из них мы намечаем по структуре руд, а подтипы по минеральному составу (табл. 10). Эта классификация будет удобна для изучения фациальных условий накопления руд в каждом горизонте.

Кроме оолитов и ооидов, в рудах постоянно отмечаются гравийные обломки руд и местных железосодержащих пород. Относительное содержание их варьирует от единичных зерен до первых процентов, изредка достигая 10—15%. Кроме того, отмечаются прослои руд мощностью от нескольких миллиметров до 1—1,5 см, сложенных почти целиком зернами гравия. Однако встречаются они редко и принципиального значения не имеют. Поэтому мы не выделяем обломочные руды в отдельный тип; они будут описаны вместе с фациально близкими и сходными по минеральному составу типами оолитовых и ооидных руд.

Характерной особенностью руд Бакчарского месторождения является отсутствие среди них разновидностей без цемента. Однако руды с корково-поровым (обычно хлоритовым) цементом настолько некрепки, что рассыпаются в процессе бурения в «оолитовый песок». Такие руды мы называем сыпучими (см. табл. 10).

## ОПИСАНИЕ ТИПОВ РУД

### 1. Оолитовые сыпучие руды

Среди оолитовых сыпучих руд выделяются по составу цемента три подтипа.

1а. Оолитовая сыпучая руда из гетитовых и гидрогетитовых оолитов с гидрогетито-глинистым цементом.

Внешне (в керне) руда представляет собой черно-коричневый блестящий оолитовый «песок» с небольшой примесью охристо-бурого пелитоморфного материала (окисленного хлоритового цемента). Такие руды распространены в тымско-бакчарском горизонте как на восточной, так и на западной половинах месторождения, причем вскрыты они на концах линии профиля, а также редкими скважинами за линией профиля. Максимальной мощности (15 м) они достигают на западной половине месторождения, в скв. 53. Однако ее нельзя считать предельной ввиду слабой общей разведанности месторождения. На восточной половине месторождения максимальная мощность руды равна 10,5 м (скв. 9-к). В скв. 41, расположенной к югу от последней на 10—12 км, — 9 м, а еще южнее она понижается до 1—0,5 м (скв. 1-к). Однако установить форму рудных залежей не представляется возможным, так как фактического материала явно недостаточно.

Руды имеют неравномернопористый вид. Оолиты то плотно прилегают друг к другу, и поры между ними остаются свободными, то отмечается их погружение в массу цемента бурого, местами чуть зеленоватого. Похоже, что руды претерпели окисление после их отложения и

цементации, причем окисление это проходило неравномерно, вероятно, в субкавальной очень мелководной обстановке. В рудах встречаются плоские кусочки гидрогетито-алеврито-глинистого состава, почти без оолитов. Они обычно имеют более яркую бурю окраску, чем цемент руд.

В рудах никогда не наблюдается первичная слоистость, так как они сильно перемяты в процессе бурения. К сожалению, с нарушением слоистости теряется важный генетический признак как для этих руд, так и для горизонта в целом, не компенсируемый никакими другими признаками, тем более, что подстилающие сыпучую руду перекрывающие ее породы и руды имеют различную слоистость. Можно лишь отметить горизонтальную поверхность контакта сыпучих руд с прослоями нижележащей плотно сцементированной гидрогетито-глинистым цементом руды или с прослоями окисленных хлорито-глинистых пород.

Руда состоит из черных с синеватым оттенком, реже темно-бурых блестящих оолитов диаметром от 0,2 до 1,0 мм. В виде примеси в ней присутствуют обломки оолитовых и безоолитовых руд ранней генерации, размером 2—5 мм, редко до 10 мм, изредка кварцевый гравий такого же размера, примесь мелкозернистого кварцевого песка.

Под микроскопом (прилож., рис. 24) видно, что оолиты, слагающие руду, утратили свое концентрическое строение под густой сетью тонких трещин. Сложены они гетитом, реже гидрогетитом. Однако встречаются оолиты, имеющие ясное концентрическое строение и состоящие из гидрогетита с небольшим количеством окисленного хлорита. Многие из них несут тонкие корки трещиноватого гетита. Песчаные зерна кварца обычно угловатые, редкие зерна окатанные (они обычно крупнее 0,4 мм), сильно корродированы, по краям и трещинам окрашены гидроокислами железа и нередко покрыты железистой «рубашкой». На песчаниках отмечаются также разрушенные концентрические зоны. Очевидно, такие песчаники были выколоты из оолитов в процессе их перебива и переотложения. В рудах всегда присутствует примесь алевритового материала в виде зерен кварца и мелких угловатых обломков оолитов и ооидов, выколовшихся в процессе перебива, очевидно, по трещинам дегидратации.

Рассмотрим особенности гранулометрического состава руд. Как видно из результатов гранулометрического анализа (рассев производился после отмывания алеврито-глинистых частиц в дистиллированной воде), во всех рудах преобладает фракция 0,5—0,25 мм (табл. 11), относительное содержание которой близко к 50%. Эта фракция представлена оолитами с незначительной примесью зерен кварцевого песка (20%) и единичных зерен окисленного глауконита. Особой чистотой отличаются оолиты во фракции 0,5—0,4 мм, в которой кварц присутствует в виде единичных зерен и редко достигает 15%. Во фракции 0,25—0,10 мм кварц преобладает лишь по западным скважинам, в которых оолиты и их обломки содержатся в количестве 20—30%; по восточным же скважинам во фракции 0,25—0,16 мм отмечается до 70% рудных оолитов и ооидов. Фракция 1—0,5 мм слагается оолитами и обломками руд более древних генераций, реже железистых песчаников, окисленных хлорито-глинистых пород и небольшим количеством зерен песка оказывается меньше рудных компонентов, за счет 16,75%, в среднем 5,13%. В ней преобладают обломки руд. На восточной половине месторождения (скв. 41, 9-гк) отмечается несколько повышенное содержание кварцевых и кремневых обломков, количественно, однако, не превышающих рудные. Таким образом, средний размер зерен песка оказывается меньше рудных компонентов, за счет преобла-

Таблица 11  
Гранулометрический состав оолитовых сыпучих руд с гидрогетито-глинистым цементом (тымско-бакчарский горизонт)

Место взятия и номер образца	2,5	2,5—1,6	1,6—1,0	1,0—0,63	0,63—0,50	0,50—0,40	0,4—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	0,10—0,063	0,063	Средн. диаметр, мм		Коефф. сорти- ровки
												0,33	0,25	
Скв. 4, обр. 182	0,44	1,08	2,17	15,74	22,06	34,18	11,68	2,61	10,04	0,33	1,65			
» 41' » 181	2,94	6,31	7,50	14,09	14,67	27,56	20,06	1,77	6,21	0,33	2,25			
» 41 » 180	4,48	4,36	3,65	4,81	7,34	37,97	24,02	1,57	11,75	0,26	2,0			
» 29 » 6	0,84	1,35	2,26	15,54	22,54	33,58	6,8	1,51	13,85	0,33	1,65			
» 29 » 7	—	0,42	1,66	9,75	17,06	33,59	7,73	1,72	19,8	0,31	1,70			
» 22 » 37	—	0,39	1,09	5,70	18,11	29,54	3,08	1,77	15,06	0,27	1,95			
» 22 » 37а	—	0,18	1,06	7,19	20,37	29,66	16,80	2,10	14,22	0,30	1,85			
» 55 » 380	1,19	0,54	2,17	5,41	27,07	35,74	14,65	2,17	8,35	0,30	1,85			
» 29 » 10	—	—	0,62	4,11	3,48	26,86	16,98	4,74	23,64	0,23	2,33			
Среднее содержание по 9 пробам	1,05	1,62 5,13	2,46	12,82	49,20	16,86	2,35	13,65	0,29	1,91				

дания первого в более мелких фракциях (0,25—0,063 мм).

Средний диаметр зерен в рудах, вычисленный по методу кумулятивных кривых, повсеместно приблизительно одинаков для месторождения и изменяется в пределах 0,23—0,33 мм, причем меньшие значения характерны для песчанистых руд с пониженным содержанием оолитов. Средний диаметр по 9 пробам равен 0,29 мм. Гранулометрический состав руд и средние размеры зерен наиболее близки бурым сыпучим рудам месторождения Кок-Булак (Формозова, 1959). Однако повышенное количество алевролитоглинистой примеси и отсутствие сыпучих руд без цемента на Бакчарском месторождении различают их.

Эти руды имеют наиболее высокое содержание железа: по валовым поинтервальным анализам (в пересчете на металлическое) 36—40%, в отдельных прослоях до 44%. Химический состав руд по фракциям приведен в табл. 12. Во всех образцах максимальное содержание железа отмечается во фракции 0,5—0,4 мм. Понижение содержания железа в более крупных фракциях объясняется примесью обломков хлорито-глинистых пород и, меньше, кварца, и более мелких фракциях — в основном примесью кварца и в меньшей степени глауконита. Содержание примеси ванадия приблизительно прямо пропорционально содержанию железа во фракциях. Очевидно, ванадий в качестве изоморфной примеси (?) входит в состав гидроокислов железа. Примесь титана почти постоянна в рудных фракциях и увеличивается в алевролитоглинистой фракции. Это подтверждает вывод Н. М. Страхова (1963) и многих других исследователей о преимущественной связи титана в осадочных образованиях с глинистыми частицами.

Химический состав оолитовых сыпучих руд с гидрогетито-глинистым цементом по фракциям (тымско-бакcharский горизонт)

Образец	Размер зерен	Оксиды, %														
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	CaO	MgO	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Na <sub>2</sub> O+ K <sub>2</sub> O	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O	П. п. п.	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.)	Fe <sub>мет</sub>
182	2,5-1,0	20,90	5,73	58,57	0,88	0,28	0,20	0,76	0,52	0,65	0,44	0,43	0,40	10,04	59,54	41,7
182	1,0-0,5	13,60	7,75	61,84	0,35	0,23	0,20	1,08	0,44	1,30	0,30	0,50	1,48	11,12	62,22	43,5
182	0,5-0,4	8,72	3,41	67,41	0,35	0,28	0,50	0,90	0,37	1,72	Нет	0,68	1,64	11,96	67,79	47,45
182	0,4-0,25	11,92	3,57	64,66	0,88	0,40	0,20	0,83	0,38	1,6	0,18	0,56	0,48	13,68	65,63	45,94
182	0,25-0,1	34,64	0,40	49,59	1,17	0,40	0,20	1,08	0,28	1,15	0,42	0,25	1,84	8,20	50,89	35,6
182	0,1-0,063	28,96	8,15	45,59	0,71	0,46	0,70	1,19	0,29	1,02	0,39	0,28	2,44	11,04	46,37	32,46
182	0,063-0,01	38,20	9,59	31,64	1,59	0,51	1,0	1,84	0,14	0,70	0,51	0,21	2,88	10,58	33,40	23,4
182	0,01	39,74	12,01	27,51	1,77	0,57	0,90	2,17	—	0,65	0,77	0,25	3,36	9,86	29,47	20,64
36	2,5-1,0	32,08	1,39	51,25	1,22	0,34	0,60	0,41	0,46	0,65	0,54	0,41	0,68	9,45	52,62	—
36	1,0-0,5	21,08	2,71	60,72	0,62	0,20	0,70	1,05	0,38	1,19	0,49	0,44	0,76	10,10	61,40	43,0
36	0,5-0,4	8,50	4,39	69,70	0,27	0,20	0,60	1,05	0,42	1,42	0,61	0,49	0,72	12,10	69,99	49,0
36	0,4-0,25	18,48	3,98	61,82	0,35	0,23	0,60	0,70	0,33	1,48	0,39	0,40	0,68	11,04	62,31	43,6
36	0,25-0,1	57,34	2,75	30,28	0,70	0,21	0,40	0,32	0,14	0,68	0,77	0,24	0,08	6,40	31,06	21,74
37	1,0-0,5	37,72	4,79	36,13	5,31	0,38	1,60	1,74	0,22	0,91	—	0,32	1,56	9,85	42,02	29,4
37	0,5-0,4	31,60	5,35	43,21	3,54	0,42	1,80	1,74	0,47	1,09	—	0,37	1,27	9,12	47,14	33,0
37	0,4-0,25	41,16	4,87	34,27	3,36	0,42	1,60	1,73	0,28	0,91	1,95	0,35	0,64	9,05	38,0	26,6
37	0,25-0,1	66,0	3,91	15,30	3,97	0,36	1,60	1,36	0,12	0,41	1,83	0,34	0,68	4,76	19,72	13,8
180	2,5	36,72	3,86	48,43	0,82	0,20	0,40	0,50	—	0,92	—	0,16	Нет	9,12	49,34	34,54
180	2,5-1	27,74	7,71	53,56	0,32	0,28	0,60	0,76	—	1,30	—	0,16	—	10,32	53,91	37,74
180	1,0-0,5	22,28	8,14	57,57	0,82	0,28	0,60	0,72	—	1,40	—	0,19	—	—	58,48	40,94
180	0,5-0,4	12,24	7,56	63,78	0,98	0,23	0,40	0,61	—	1,48	—	0,23	0,02	14,62	64,86	45,4
180	0,4-0,25	—	—	54,00	0,74	—	—	—	—	1,24	—	0,25	—	—	54,82	38,4
180	0,25-0,1	—	—	47,10	1,48	—	—	—	—	0,85	—	0,16	—	—	38,74	27,1
180	0,1-0,063	—	—	36,42	5,09	—	—	—	—	0,79	—	0,13	—	—	42,08	29,4
180	0,063-0,01	—	—	40,51	3,28	—	—	—	—	0,55	—	0,17	—	—	43,86	80,7

Примечание. Анализы выполнены в Томской комплексной экспедиции НТГУ.

16. Оолитовая сыпучая руда из гетито-гидрогетитовых оолитов с корково-поровым хлоритс-глинистым цементом.

Руды имеют однородную зернистую структуру и серовато-зеленый цвет, так как все оолиты покрыты тонкой хлоритовой корочкой. Текстура их массивная. Оолиты уложены плотно, и только при внимательном осмотре замечаются мелкие (в несколько миллиметров в поперечнике, редко до 1 см) хлоритовые сгустки. Руды неслоистые, реже неясно-горизонтально- или косослоистые. Слоистость подчеркивается расположением зерен рудного гравия, который обогащает отдельные тонкие (до 1 см) прослой в руде. При легком надавливании руда рассыпается в «песок», сложенный серовато-зелеными оолитами с блестящими темно-коричневыми пятнами (свободными от хлоритовых корочек). В таком виде руда часто наблюдается в керне, почему и отнесена нами к группе сыпучих руд.

Руды распространены в верхнем горизонте как на западной, так и восточной половинах месторождения, но значительные мощности их (8—9 м) вскрыты на западе. Эти руды локализируются на периферии рудной залежи, вблизи зоны выклинивания последней. Судя по строению рудосодержащих отложений, они могут быть встречены и по северной окраине рудной залежи, которая пока не вскрыта скважинами.

Кроме того, такие руды отмечаются в виде тонких (от нескольких до 10—30 см) прослоев среди руд с базальным хлорито-глинистым цементом.

Руды (прилож., рис. 24) слагаются как темными, так и прозрачными гетитовыми и гидрогетитовыми оолитами. Кроме них, отмечаются оолиты, в концентрических слоях которых сохранился окисленный хлорит: в зеленовато-бурой силикатной массе располагаются как бы пылинки и мелкие пятна гидроокислов железа. Центрами оолитов служат обломочки гетита и гидрогетита, зерна кварцевого песка, алеврита и глауконита. В рудах всегда присутствуют гетито-гидрогетитовые ооиды, обломки руд древних генераций, железистых песчаников и алевролитов, зерна кварцевого алеврита, песка и гравия. Кварцевые зерна сильно разъедены и окрашены гидроокислами железа или покрыты железистыми корочками. Размеры оолитов и ооидов, а также зерен обломочного терригенного материала при просмотре в шлифах и аншлифах обнаруживают явные признаки сходства с компонентами из вышеописанных бурых сыпучих руд (подтип 1а). Так, основная часть терригенных зерен имеет размеры 0,25—0,10 мм; более крупные песчаные зерна присутствуют в явно подчиненном количестве, зерна крупнее 1 мм редки. Оолиты в основном крупнее зерен кварца, преобладают размеры 0,25—0,5 мм. Довольно значительно (до 25—30%) содержание рудных компонентов крупнее 0,5 мм. Такой близкий состав сыпучих руд с гидрогетито-глинистым цементом и сыпучих руд с хлорито-глинистым цементом, а также отмечающийся местами неполнотой окисленного хлорит в массе гидрогетито-глинистого цемента позволяет предполагать, что образование первых происходило за счет окисления уже сцементированных руд второго типа, которые первоначально имели гораздо более широкое распространение, чем в настоящее время.

Цемент в рудах корковый, участками поровый, реже мелкогустковый хлорито-глинистый с небольшим количеством сидерита. Хлорит образует сгустки, в которых вещество раскристаллизовано неравномерно: в центре их наблюдаются реликты серой, почти изотропной первичной, вероятно, седиментационной массы, а по периферии они зеленые, анизотропные и имеют микроволокнистое строение.

1в. Сыпучая руда из гидрогетито-хлоритовых оолитов с корково-поровым гизингеритовым цементом.

Руда имеет красновато-коричневый цвет, обусловленный цветом оолитов и равномернoзернистую структуру. Она почти не содержит цемента. Руды распадаются по горизонтальным плоскостям на плитки, достигающие 2—5, редко 10—15 мм толщины, причем более тонкие плитки, в отличие от более мощных, почти не содержат примеси терригенного (песчаного) материала. На поверхности тонких плиток отмечаются знаки волновой ряби (прилож., рис. 39). Рассыпается руда при легком нажиме пальца.

Такие руды в виде маломощных прослоев (0,2—0,4 м) встречаются в нарымском горизонте среди коричневых песчаников (см. главу IV).

Под микроскопом видно, что руда слагается оолитами с примесью ооидов из гидрогетита, реже хлорита. В качестве примеси, обычно незначительной, отмечаются кварцевые песчинки, угловатые и угловато-окатанные зерна окисленного глауконита.

Цемент поровый, местами корковый гизингеритовый, местами со сгустками слабо окисленного хлорита, иногда совсем отсутствует. В трещинах синерезиса, пересекающих гизингерит, наблюдаются мелкие кристаллики сидерита. Иногда сидерит заполняет поры.

## 2. Ооидные сыпучие руды

2а. Сыпучая руда из гетитовых и гидрогетитовых ооидов с гидрогетито-глинистым цементом.

Руда состоит из черных или темно-коричневых оглянцованных ооидов диаметром от 0,1 до 1,6, редко 2 мм, сцементированных неравномерно распределенным хлорито-глинистым цементом. Цемент покрывает тонким налетом рудные компоненты, то скапливается в виде буровато-серых или зеленоватых сгустков; последние содержат недоокисленный хлорит. Неравномерное содержание цемента в рудах отражается в их гранулометрическом составе (табл. 13) на содержании фракции <0,063 мм. При этом увеличение содержания последней происходит больше за счет глинистых частиц и меньше за счет алевритовых. В незначительном количестве в рудах присутствуют окатанные зерна кварца размером от 0,5 до 2,5, иногда до 10 мм. Угловатые зерна кварца, песчаные и алевритовые, в них единичны.

Ооидные сыпучие руды развиты в верхней половине колпашевского горизонта на восточной половине месторождения (скв. 41, 42, 44). Максимальная мощность их достигает 5 м. Ширина линз сыпучих руд с запада на восток достигает (ориентировочно) 7 км, длина их с юга на север больше 15 км. Зона их выклинивания, исключая западную, не вскрыта. Эти руды на западе фациально замещаются сцементированными хлорито-глинистым цементом ооидными рудами, содержащими тонкие прослои ооидных сыпучек с таким же цементом.

Под микроскопом видно, что ооиды в руде сложены гетитом и гидрогетитом с густой сеткой тонких трещин, другие — плотными гидроокислами железа с более редкими и более грубыми трещинами. Отмечается небольшое количество гетитовых и гидрогетитовых оолитов и окисленного глауконита. Характерным отличительным признаком для ооидных руд по сравнению с оолитовыми является полное отсутствие обломков железистых песчаников и совсем незначительное количество терригенной примеси (в среднем 5—10%), большая часть которой падает на фракции <0,16 мм и меньшая доля — на окатанные зерна кварца от 0,5 до 5 мм.



Гранулометрический состав ооидных сыпучих руд с гидрогетито-глинистым цементом (колпашевский горизонт)

Место взятия и номер образца	2,5	2,5—1,6	1,6—1,0	1,0—0,5	0,5—0,4	0,4—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	0,10—0,063	0,063	Средн. диа- метр, мм	Кэфф. сорти- ровки
Скв. 41, обр. 191	1,40	0,65	1,15	9,90	21,6)	44,00	10,40	—	2,47	8,5)	0,31	1,48
» 41 » 198	0,80	0,90	1,50	4,0)	22,50	45,80	8,69	—	0,90	15,00	0,31	1,30
» 41 » 193	1,55	1,45	1,35	6,25	24,90	47,95	11,10	—	1,05	4,40	0,32	1,01
» 44 » 491	0,70	0,30	0,60	2,75	8,30	51,85	16,65	3,35	1,70	13,80	0,27	1,44
				5,70	Σ=66,70			Σ=12,50	1,50	10,50	0,30	1,31
	3,10											

Цемент в рудах гидрогетито-глинистый (гидрослюдистый), с редкими реликтами окисленного зеленовато-бурого хлорита. В цементе отмечаются точечные сгустки гидроокислов железа и редкие мелкие сферолиты сидерита.

Рассмотрим особенности гранулометрического состава руд (табл. 13). В рудах значительно преобладает фракция 0,5—0,25 мм, представленная рудными ооидами и незначительной, обычно в пределах 5—10%, примесью зерен кварца и окисленного глауконита. Содержание фракции изменяется в небольших пределах — от 60,15 до 71,85% при среднем содержании ее 66,70%, т. е. выше, чем в оолитовых рудах. Соответственно содержание других фракций относительно пониженное (по сравнению с оолитовыми). Зерна 1—0,5 мм составляют от 2,75 до 9,90%, среднее содержание их 5,70%, а в оолитовых 12,82%. Фракция состоит из рудных ооидов; кварцевые зерна в ней составляют 5%. Фракция >1 мм составляет от 1,6 до 4,35% от всей руды; среднее содержание ее 3,10%. В ней отмечается постоянное присутствие окатанного кварца (почти до одной трети). В мелкозернистых фракциях (0,16—0,063 мм) отмечается значительное количество зерен окисленного глауконита, а содержание кварца достигает максимум 30%, т. е. и в мелких фракциях кварца гораздо меньше, чем в оолитовых рудах. Особенности гранулометрического состава руд связаны с условиями их генезиса, о чем подробнее будет сказано ниже, при характеристике литолого-фациального строения колпашевского горизонта. Сортировка и перемывание могли происходить под действием колебательных движений водной среды. Очевидно, именно этим можно объяснить очень хорошую сортировку руд (коэффициент сортировки, вычисленный по методу кумулятивных кривых, изменяется от 1,04 до 1,48 и в среднем равен 1,31).

Химический состав руд (табл. 14) имеет следующие характерные особенности. Максимальное содержание железа отмечается во фракции 0,5—0,25 мм, как и в оолитовых рудах. В более крупных и более мелких фракциях содержание железа понижается. Особенно это харак-

Таблица 14

## Химический состав ооидных сыпучих руд с гидрогетито-глинистым цементом по фракциям (сокращенный анализ)

Обра- зей	Размер зерен	Окислы, %					Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (сбш)	Fe <sub>общ.</sub>
		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			
194	2,5	22,48	15,95	0,40	0,08	40,20	28,1	
194	2,5—1,0	44,77	9,04	1,51	0,14	54,82	38,4	
194	1,0—0,5	59,81	0,49	1,15	0,17	51,35	35,9	
194	0,5—0,4	67,44	0,33	1,29	0,27	67,8	47,5	
194	0,4—0,25	66,71	0,49	1,33	0,28	67,25	47,0	
194	0,25—0,1	55,74	0,82	1,06	0,26	56,65	39,66	
194	0,1—0,01	42,40	1,80	0,84	0,19	44,40	31,08	
194	0,01	30,71	1,80	0,55	0,12	32,71	22,89	
199	2,5	12,25	3,94	0,48	0,05	16,63	11,6	
199	2,5—1	19,28	0,90	0,38	0,05	20,28	14,19	
199	1,0—0,5	40,57	0,49	1,11	0,28	41,11	28,71	
199	0,5—0,4	64,87	0,65	1,39	0,27	65,60	49,92	
199	0,4—0,25	67,98	0,49	1,50	0,28	66,52	46,56	
199	0,25—0,1	53,09	0,74	1,16	0,26	53,91	37,73	
199	0,1—0,063	38,92	1,31	0,72	0,19	40,38	28,3	
199	0,063—0,01	27,60	2,96	0,55	0,10	30,88	21,6	
199	0,01	24,67	3,78	0,51	0,12	28,87	20,2	

Примечание. Анализы выполнены в Томской комплексной экспедиции НТГУ.

терно для зерен крупнее 1 мм, среди которых заметную часть составляют кварц (до 30%), а также обломки слабо окисленных хлоритовых пород, за счет которых во фракциях отмечается повышенное содержание двухвалентного железа. Во фракции 0,25—0,10 мм содержание железа достигает 37,73—39,66%. Это выше, чем в оолитовой руде и выше бортового (для бурой руды); следовательно, фракция является ценной составной частью руд. Содержание ванадия повышается с увеличением содержания трехвалентного железа, но остается ниже, чем в оолитовых рудах, что обусловлено, очевидно, особенностями образования ооидных руд.

26. Сыпучая руда из гетитовых и гидрогетитовых оондов с корково-поровым хлорито-глинистым цементом.

Руда состоит из черных и темно-коричневых гетитовых и гидрогетитовых ооидов, покрытых корками зеленого волокнистого железистого хлорита, неполными, прерывающимися обыкновенно в местах соприкосновения рудных ооидов, очевидно, инфильтрационными. Сцементированы они редкими частично окисленными хлоритовыми сгустками со следами перекристаллизации по периферии. В виде примеси в рудах отмечаются оолиты, рудный и кварцевый гравий и мелкие зерна окисленного глауконита. По своему минеральному и гранулометрическому составу (исключая цемент) эти руды близки ооидным рудам с гидрогетито-глинистым цементом. В виде прослоев в несколько сантиметров (реже первых десятков сантиметров) они отмечаются на восточной половине месторождения в западной зоне выклинивания ооидных сыпучих руд с гидрогетито-глинистым цементом, среди руд, сцементированных базальным хлорито-глинистым цементом.

### 3. Оолитовые цементированные руды

За. Руда из гетитовых и гидрогетитовых оолитов, цементированных базальным хлорито-глинистым цементом.

Руды имеют характерный серовато-зеленый, зеленовато-серый или буровато-серый цвет цемента, в котором неравномерно распределяются черные или темно-коричневые оглянцованные с поверхности оолиты, ооиды и мелкие рудные и кварцевые обломки. Цвет цемента обусловлен его минералогическим составом, а именно, присутствием свежего или окисленного железистого хлорита, с примесью глинистых минералов, постоянным компонентом является гидрослюда с подчиненным количеством каолинита. Нередко в хлорито-глинистых сгустках, а также по трещинам в рудах отмечаются охристые пятна гидроокислов железа, свидетельствующие о процессах окисления руд в период их формирования. Богатые руды довольно мягкие и сравнительно легко растираются руками. Текстура руд массивная, вкрапленная. Слоистости в них не наблюдается. Однако иногда отмечаются горизонтальные прослои светлых зеленовато-серых глин мощностью 5—7 мм (прилож., рис. 26). Они свидетельствуют о существовавшей, по крайней мере временами, гидродинамически спокойной среде. Отмечаются также тонкие горизонтальные прослои сыпучих оолитовых руд с корковым инфильтрационным хлоритовым цементом. Но в большинстве случаев, даже при относительно меньшем содержании оолитов по сравнению с цементом, для пород и руд характерны почти исключительно вкрапленные или вкрапленно-сгустковые текстуры. При просмотре шлифов таких руд и пород наблюдаются иногда микрослоистые текстуры, обусловленные чередованием прослоев, обогащенных алеврито-глинистым материалом, с прослоями, обогащенными оолитами и песчаными зернами кварца. Никаких следов более интенсивного перемыва местного материала на границе последних не отмечается.

В рудах наблюдаются редкие трубчатые субгоризонтальные псевдоморфозы диаметром несколько менее 1 см, выполняемые хлорито-глинистым веществом с редкими оолитами или скоплениями мелких оолитов. В рудах с окисленным хлоритовым цементом по краям таких псевдоморфоз отмечаются ярко-бурые каемки.

Описываемые руды широко распространены на месторождении в нижней части тымского горизонта, особенно на его восточной половине. Полоса их распространения с запада на восток (по материалам скважин) достигает более 15 км, с севера на юг — более 30 км. Последняя цифра предположительна, так как зона их выклинивания вскрыта лишь частично на юге и западе, по линии широтного профиля. Они переходят в хлорито-глинистые породы, с вкраплинами блестящих оолитов и зеленого слабо окисленного глауконита, а также со значительной примесью кварцевого песка и алеврита.

Под микроскопом видно (прилож., рис. 25, 27), что руды состоят из гетито-гидрогетитовыми и редкими гидрогетито-хлоритовыми оолитами. Присутствуют ооиды, разбитые густой сеткой тонких трещин, обломки оолитов и ооидов, а также бобовины, состоящие из 2—5 оолитов, облеченных в тонкую общую корку, утоняющуюся на оолитах и расширяющуюся между оолитами. Встречаются окатанные рудные обломки с блестящей поверхностью размером в 2—5 мм, в единичных случаях — кварцевые до 1 см в поперечнике, редкие обломки железистого песчаника. Кроме того, в рудах отмечаются мелкие, обычно 0,02—0,05 мм в поперечнике, угловатые рудные обломки, выколовшиеся по

Т а б л и ц а 15  
Гранулометрический состав оолитовых руд, сцементированных хлорито-глинистым цементом (тымско-баккарский горизонт)

тонким трещинам, и кусочки концентрических зон из оолитов. Кварцевые зерна, угловатые и сильно разъеденные гидроокислами железа, имеют размеры от 0,25 мм и мельче, причем часто отмечается преобладание песчаной фракции в рудах с повышенным количеством рудных компонентов >0,5 мм и алевритовой — в рудах с повышенным количеством оолитов во фракции 0,5—0,25 мм.

Однако в большинстве случаев сортировка руд слабая. Коэффициент сортировки, вычисленный по методу кумулятивных кривых (табл. 15), изменяется от 1,88 до 3,33 при среднем значении по 7 пробам — 2,34. Средний диаметр зерен варьирует в пределах 0,24—0,38 мм, а средний по 7 пробам равен 0,30 мм. В рудах преобладает фракция 0,5—0,25 мм; содержание ее изменяется от 24,6 до 54,6% при среднем содержании 37,40%, т. е. почти в полтора раза ниже, чем в оолитовых сыпучих рудах. Слагается она рудными оолитами и ооидами с единичными зерами кварца. Во фракции 0,5—1,0 мм этих руд, составляющей от 10,10 до 22,45% при среднем содержании 16,90%, значительно преобладают рудные компоненты: оолиты, ооиды и рудные обломки. В них отмечается до 20% примеси кварца. Зерна крупнее 1 мм составляют незначительный процент в рудах; среднее содержание их равно 1,50%; представлены они бобовинами и обломками руд; иногда около половины зерен составляет кварц. Во фракции 0,25—0,16 мм количество терригенной примеси увеличивается с уменьшением размера зерен. Так, во фракции 0,25—0,16 мм кварц составляет 30—50%; во фракции 0,16—0,10 мм — от 50 до 70%, а во фракции 0,10—0,063 мм кварц значительно преобладает, хотя присутствуют и мелкие рудные обломки (что хорошо видно по шлифам).

Как по весовым процентам, так и при пересчете на количество зе-

Мес о взятия и номер образца	2,6	2,5—1,6	1,6—1,0	1—0,63	0,63—0,50	0,50—0,40	0,40—0,25			0,16—0,10	0,10—0,063	0,063	Средн. диаметр, мм	Коэфф. сортировки
							0,25—0,16	0,25—0,16	0,25—0,16					
Скв. 41 обр 136	—	0,10	0,55	10,10	27,85	22,65	21,40	5,65	11,70	0,30	2,85			
» 12 » 104	—	0,15	1,60	20,85	14,90	20,55	6,65	1,30	30,80	0,37	1,92			
» 37 » 140а	0,10	0,55	1,35	3,85	3,70	28,30	20,75	3,55	25,90	0,24	2,00			
» 41 » 181	—	—	0,75	6,75	7,55	27,85	4,90	4,30	28,70	0,31	2,04			
» 41 » 187	—	—	0,20	16,00	3,75	20,85	12,30	11,0	26,30	0,24	3,33			
» 37 » 141	—	0,05	2,90	12,55	8,90	20,30	5,15	3,30	23,75	0,38	1,88			
» 55 » 383	0,50	0,60	1,10	3,70	21,10	33,50	13,60	2,00	20,20	0,26	2,34			
Среднее содержание по 7 пробам		1,50		16,90		37,40	15,80	4,50	23,90	0,30	2,34			

рен гранулометрический состав значительной части рассматриваемых руд приближается к составу оолитовых сыпучих руд, что свидетельствует о близких фациальных условиях их отложения.

Химический состав руд из рядовых образцов показан в табл. 16. Содержание кремнезема изменяется от 17,35 до 28,78% в связи с неравномерным содержанием хлорито-глинистого вещества и песчано-алевритовой примеси, увеличение которых ведет к уменьшению содержания

Таблица 16

Химический состав оолитовых руд, сцементированных хлорито-глинистым цементом (тымско-бакчарский горизонт), %

Оксиды	Скв. 47, обр. 137	Скв. 3, обр. 539	Скв. 3, обр. 536	Скв. 34, обр. 262
SiO <sub>2</sub>	25,43	17,35	20,52	28,78
TiO <sub>2</sub>	0,40	0,37	0,44	0,33
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	5,65	6,65	7,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	51,68	58,42	51,26	44,76
FeO	2,11	2,88	4,26	3,51
CaO	1,53	1,66	1,95	1,74
MgO	1,47	0,67	0,30	1,32
K <sub>2</sub> O	0,8	0,77	0,86	0,92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,18	1,39	1,10	1,19
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,22	0,20	0,20
П. п. п.	10,40	11,53	12,45	10,77
Сумма	99,72	100,91	100,00	101,18
Fe <sub>мет</sub>	37,82	43,13	39,19	34,06

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории НТГУ.

Граница с последними ровная, горизонтальная и резкая. Причем сами руды с хлорито-глинистым цементом имеют желтоватый оттенок, что обусловлено, вероятно, присутствием незначительного количества пигментирующих гидроокислов железа. Состав описываемых руд близок оолитовым рудам с хлорито-глинистым цементом — по характеру оолитов и терригенной примеси, и образовались они в процессе окисления последних. Окисление сопровождалось дополнительным обогащением руд гидроокислами железа, а также разложением каолинита, примесь которого характерна для хлорито-глинистого цемента оолитовых руд. В окисленных рудах отмечается только гидрослюда. Очевидно, окисление руд происходило в субаквальных условиях, в морской щелочной среде, в которой каолинит становился неустойчивым и разлагался.

Зв. Руда из гетито-гидрогетитовых оолитов, сцементированных корково-поровым гизингерито-сидеритовым цементом.

Руды темно-коричневые, очень плотные, крепко сцементированные, с заметно повышенным по сравнению с другими типами руд удельным весом. Слагаются они оолитами с зернами рудного гравия и содержат тонкие (в 1—2 см) прослои рудных гравелитов. Текстура руд массивная, иногда горизонтально- и косослоистая. В них был встречен кусок гагатизированной древесины (около 5 см в поперечнике), частично замещенной сидеритом.

В виде прослоев в несколько десятков сантиметров такие руды встречаются в верхней части тымско-бакчарского горизонта.

железа в рудах от 43,13 до 34,06%. Основная часть окислов щелочных и щелочноземельных металлов связана с присутствием гидрослюды. Примесь фосфора, титана и ванадия в рудах почти постоянна.

Зб. Руда из гетитовых и гидрогетитовых оолитов, сцементированных гидрогетито-глинистым цементом.

Эти руды слагаются черными или темно-коричневыми блестящими оолитами, погруженными в массу охристо-бурого цемента. Встречаются они в виде прослоев до 10 см среди сыпучих оолитовых руд, а также оолитовых руд с хлорито-глинистым цементом.

Под микроскопом (прилож., рис. 28) видно, что руды состоят из желтовато-бурых гидрогетитовых оолитов и темно-коричневых плотных плохо просвечивающих гетито-гидрогетитовых оолитов и редких бобовин (прилож., рис. 29). Последние поражены густой сеткой тонких трещин. В образцах отмечается то преобладание одного из типов оолитов, то присутствие того и другого в почти равных количествах. Примесь терригенного материала неравномерная — 10—30%. Основная часть ее песчаная, но отмечаются также алеврит и кварцевый гравий, слагающий иногда тонкие (в один ряд зерен) прослой. Часто наблюдается определенная закономерность в сортировке терригенного и рудного материала, создающего микроградационную слоистость: в хорошо сортированных оолитовых разновидностях присутствует песчаная фракция, тогда как в слабо сортированных — алеврито-песчаная; в мелко-гравелитовых прослоях преобладает кварцевый гравий. Отмечаются редкие зерна окисленного глауконита.

Цемент корковый гизингеритовый, с редкими мелкими сгустками окисленного хлорита, и пойкилитовый сидеритовый, нередко с вивизианитом, реже с керченитом. Сидерит замещает корково-сгустковый цемент, так что иногда от последнего сохраняются лишь контурные линии гидроокислов железа, а также замещает рудные компоненты — оолиты, ооиды и гравий, в результате чего гидрогетит превращается в гидрогетито-сидеритовый агрегат. Изредка сидерит и вивизианит выполняют тонкие жилки замещения, обычно субгоризонтальные. Сидерит в этих рудах является эпигенетическим инфильтрационным образованием: первичный цемент руд, вероятно, корково-поровый гизингерито-хлоритовый, такой же, какой наблюдается в сыпучих рудах (типы 1а, 1б, 1в). Химический состав руд указан в табл. 17.

Зг. Руда из гетито-гидрогетитовых, сидеритовых и хлоритовых оолитов в базально-сгустковом глинисто-хлорито-сидеритовом цементе.

Руды имеют буровато-желтый цвет, крепко сцементированы. Составляют они из неблестящих оолитов того же цвета с неравномерным количеством (5—60%) гравийного рудного материала, редких ярко-зеленых зерен глауконита и хлорита и зерен кварцевого гравия. Встречаются также окатанные обломки хлоритовых пород, иногда фосфоритов, железистых песчаников и глин. Компоненты в рудах распределены неравномерно. Они так плотно уложены, что цемент почти не различается; местами отмечаются прослой из микрозернистого сидерита, в которых наблюдаются лишь гнездообразные скопления оолитов.

В рудах гравийный материал ориентирован почти горизонтально, когда гравийные прослой располагаются на границе с тонкими прослоями глауконитовых пород. На контакте же с темно-бурыми рудами с сидеритовым цементом отмечается косая слоистость, подчеркиваемая чаще всего изменением окраски руд или ориентировкой рудного гравия.

Таблица 17  
Химический состав оолитовых руд с гизингерито-сидеритовым цементом

Оксиды	Скв. 41, обр. 194, гл. 218,6 м	Скв. 47, обр. 155, гл. 180,0 м	Скв. 3, обр. 535, гл. 191,9 м
SiO <sub>2</sub>	22,28	34,23	15,37
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,36	0,30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,21	4,36	5,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,32	37,54	52,80
FeO	4,60	7,58	8,77
CaO	1,35	1,64	1,11
MgO	0,98	0,67	1,86
K <sub>2</sub> O	Нет	0,15	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1,26	1,04	1,18
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,20	0,28
П. п. п.	11,06	11,30	13,58
С у м м а	100,53	99,10	99,54
Fe <sub>мет</sub>	38,90	32,17	43,78

Руды распространены в верхней части бакчарского горизонта на месторождениях, а также по скважинам 50 и 54 Парбиг-Чаинского профиля. Мощность прослоев таких руд изменяется от первых десятков сантиметров до 1—2 м.

Под микроскопом видно, что большинство слагающих руду ослитов состоит из концентров гидрогетита, хлорита и сидерита. Гидрогетито-сидеритовые оолиты являются в рудах основными компонентами. Хлоритовые оолиты редки, они имеют полно развитую тонко-концентрическую зону, состоящую из серовато-желтого, слабо анизотропного хлорита (?). Сидерит микрозернистый, распределяется в оолитах в виде правильных концентров. Более крупные зерна его выполняются участками цемента или замещают оолиты полностью. Сидерит замещает также обломки оолитовых и безоолитовых руд, железистых песчаников и особенно охотно — хлоритовых пород.

В ряде случаев в оолитах присутствуют также вибианит и керчениты, реже пирит в виде мелких изометричных зерен. Железистые фосфаты замещают наружные концентры в оолитах или в виде зерен неправильной формы помещаются внутри оолитов.

В большинстве случаев оолиты и ооиды в этих рудах крупнее, чем в других типах. Среди них почти отсутствуют оолиты размером менее 0,25 мм. В рудах отмечаются зерна ярко-зеленого глауконита, также довольно крупные (0,5—0,8 мм). Значительное количество кварцевого гравия и редкие гальки в рудах, а также обломки раковин пелеципод, зубов и чешуи рыб свидетельствуют о том, что руды претерпели значительный донный переув. Примесь терригенного кварцевого материала в просмотренных образцах руд колеблется от незначительной (5—10%) до 100%, т. е. до полного перехода руд в песчаники. Алевритовые зерна почти не отмечаются. Терригенный материал довольно хорошо отсортирован.

Цемент руд базальный хлорито-глинисто-сидеритовый. Хлорит встречается в тонком срастании с глинистыми (гидрослюдистыми) чешуйками. Иногда отмечается побурение цемента, очевидно, обусловленное некоторым его окислением. Сидерит отмечается в цементе в различных количествах, нередко слагая цемент почти целиком. Однако и в этом случае остаются реликты хлорито-глинистого вещества. Сидерит выделяется в виде пятен неправильной формы, круглых и угловатых скоплений, жилок и сферолитов, причем всегда с замещением первичного хлорито-глинистого цемента. Сидерит жилок замещает не только цемент, но также оолиты, ооиды и рудные обломки, а иногда и зерна кварца.

Рассмотрим особенности химического состава руд (табл. 18). Для них характерны высокие содержания двухвалентного железа (17—43—29,81%) и потеря при прокаливании (17,04—22,60%). Повышенное количество их отмечается в рудах, в которых сидерит замещает не только цемент, но и рудные компоненты. Содержания CaO (1,52—2,24%) и MgO (1,24—1,43%) остаются почти постоянными и незначительными, так как в этих рудах присутствуют почти чистые сидериты. Характерными являются низкие содержания глинозема (2,50—4,29%), более низкие, чем в других рудах, очевидно, потому, что количество глинистого материала и хлорита в них незначительно.

Зд. Руда из гидрогетитовых оолитов, сцементированных хлорито-гизингеритовым цементом.

Руды имеют зеленовато-коричневый цвет и довольно хорошо сцементированы. Состоят они из желтовато-коричневых неблестящих и коричневых блестящих оолитов, с примесью песчинок, а иногда и гравий-

Химический состав руд из хлорито-сидерито-гидрогетитовых оолитов в глинисто-хлорито-сидеритовом цементе (бакчарский горизонт)

Оксиды	Скв. 49, обр. 472, гл. 194,3 м	Скв. 47, обр. 158, гл. 178,5 м	Парбинг-Чанский профиль	
			скв. 51, обр. 6, гл. 154,4 м	скв. 51, обр. 4, гл. 153,0 м
SiO <sub>2</sub>	23,19	17,25	17,84	24,46
TiO <sub>2</sub>	0,24	0,24	0,29	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	2,94	2,50	4,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,91	27,86	39,26	23,81
FeO	29,81	24,80	17,43	21,78
CaO	1,52	2,02	2,03	2,24
MgO	1,24	1,28	1,43	1,40
K <sub>2</sub> O	Нет	0,32	0,90	0,75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,52	0,86	1,03	0,98
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,20	0,19	0,19	0,13
П. п. п.	22,60	21,22	17,04	19,72
С у м м а	99,52	98,98	99,94	99,55
Fe <sub>мет</sub>	34,33	38,79	41,04	33,61

Примечание. Анализы выполнены в химлаборатории Томской комплексной экспедиции НТГУ.

ных зерен кварца, железистых местных пород и фосфоритов. Сцементированы эти компоненты базально-поровым или порово-сгустковым цементом: поры выполняются гизингеритом, а сгустки и базальные участки — хлоритом темно-зеленого, иногда почти черного цвета. Текстура руд однородная или гнездовидная, слоистость для них нехарактерна, но часто наблюдается горизонтальная плитчатость. На поверхности плиток отмечаются тонкие (доли миллиметра) гидрогетито-глинистые корочки.

Руды распространены в нарымском горизонте и являются его основным типом. Мощность прослоев их изменяется от десятков сантиметров до 3—6 м, они значительно развиты по площади. В нарымском горизонте руды располагаются в толще хлоритов в виде линз с изменчивой мощностью.

Для всех руд характерна примесь песчаного материала, отмечается непосредственный переход руд в железистые песчаники с гидрогетито-хлоритовыми оолитами (в нарымском горизонте).

Под микроскопом (прилож., рис. 30, 32) видно, что руды состоят из оолитов с желтовато-бурыми концентрическими зонами, состоящими из гидрогетита и окисленного хлорита с темно-коричневыми плотными гетито-гидрогетитовыми обломками и сгустками в центрах. В последних также встречаются зерна глаукогонита, кварц, реже минералы тяжелой фракции, обломки оолитов ранних генераций, изредка кусочки растительной ткани. Размер оолитов изменяется от 0,01 до 1 мм, причем преобладают оолиты 0,5—0,25 мм, однако на восточной половине месторождения значительное количество (до 30%) оолитов в рудах имеет размеры 0,25—0,10 мм.

В некоторых шлифах отмечаются бобовины из 2—5, иногда более оолитов, объединенных одним общим концентром. Много обломков оолитовых руд с окисленным хлоритовым или плотным гидрогетитовым цементом. Первые несколько хуже окатаны и имеют по краям



иногда глубокие выемки от оолитов. В обломках руд часто содержится песчаная или алевритовая примесь кварца. Отмечаются также в рудах обломки железистого песчаника и алевролита.

Цемент руд базально-поровый или сгустково-поровый. Сгустки слагаются железистым хлоритом (прилож., рис. 30), который местами замещается гизингеритом. В хлоритовых сгустках иногда присутствуют микрозернистые выделения сидерита, а по периферии сгустков отмечается кольцо из гидроокислов железа. Гизингерит почти нацело выполняет поры пластинками неправильной формы, разбитыми трещинами усыхания, или распределяется по стенкам пор на оолитах, ооидах, песчинках и т. д. в виде тонких корочек (0,02—0,05 мм толщиной). В трещинах усыхания гизингерита располагаются ромбические кристаллики сидерита. Мелкозернистые выделения сидерита фиксируются в центре пор, иногда вместе с волокнистым франколитом. В рудах отмечаются кварцевые песчинки, гальки и гравий, разъеденные и замещенные гизингеритом, иногда совместно с сидеритом и пиритом.

Зе. Руда из гидрогетитовых и хлорито-гидрогетитовых оолитов в базально-сгустковом сидерито-хлоритовом цементе.

Руды буровато-зеленые с бурыми и желто-бурыми слабо блестящими оолитами, неравномерно распределенными в массе базального цемента. Текстура руд вкрапленно-сгустковая. Слоистость для них нехарактерна, однако иногда отмечается горизонтальная плитчатость. В рудах наблюдаются вертикальные и горизонтальные трубчатые биоморфозы хлорито-глинистого состава с оолитами в центральных каналах, а также мелкий растительный детрит и единичные раковины гастропод. Встречаются такие руды в основном в нарымском горизонте, по периферии рудных линз, где общая мощность нарымского горизонта, а также руд в нем сокращается. Отмечаются они также в зоне выклинивания тымско-бакчарского горизонта, но реже. В нарымском горизонте мощность их достигает в отдельных скважинах 1—2 м.

Руды состоят в основном из оолитов (прилож., рис. 31), имеющих в центрах зерна гидрогетита или окисленного хлорита, глауконита, кварца, реже обломки оолитов. Концентрическая зона оолитов состоит из переслаивающихся окисленного хлорита и гидрогетита, причем развита она у большей части оолитов слабо.

Меньшая часть оолитов имеет довольно хорошо развитую концентрическую зону, составляющую до половины и более их объема. Концентрические зоны разбиваются тонкими радиальными трещинами, выполненными гидроокислами железа. Кроме оолитов, в рудах часто присутствуют гидрогетитовые ооиды (до 20%), обломки оолитовых руд, железистого песчаника, реже алевролита, зерна глауконита. Последние в значительном количестве отмечаются в рудах нарымского горизонта из западных районов, а также в рудах бакчарского горизонта из восточных районов (скв. 3-гк). Терригенная примесь песчаная, реже с добавкой редкого гравия и алеврита, присутствует она в большинстве случаев в незначительном количестве (5—10%).

Цемент руд базальный неравномерно-сгустковый. Состоит он из микрочешуйчатого железистого хлорита, иногда с примесью глинистого вещества. В массе цемента распределяются микрозернистые выделения сидерита (5—7%). Зерна его чаще всего ромбоэдрической формы, зональные: в центре находится темный сидерит, а по периферии ромбов более светлый и, в свою очередь, состоит иногда из мелких кристалликов неправильной формы. Изредка в рудах хлорит цемента несколь-

ко окислен и равномерно окрашен гидроокислами железа, очень тонко распределенными во всей его массе. Наблюдается также окисление цемента по трещинам или в виде колец, повторяющих контуры оолитов. Отмечаются редкие выделения пирита и марказита (?).

#### 4. ООИДНЫЕ СЦЕМЕНТИРОВАННЫЕ РУДЫ

4а. Руда из гетитовых и гидрогетитовых ооидов, сцементированных базальным хлорито-глинистым цементом.

Это серовато-зеленые слабо сцементированные руды с темно-коричневыми и черными блестящими рудными ооидами, иногда с заметным количеством рудного гравия (до 10%). Текстура руд однородная вкрапленная, слоистость для руд не характерна. Встречаются такие руды преимущественно на восточной половине месторождения в колпашевском горизонте. Мощность руд почти постоянна и равна от 4 до 5 м. В рудах отмечаются трубчатые биоморфозы хлорито-глинистого состава.

Ооиды в основном сложены гетитом и гидрогетитом. Под микроскопом многие из них обнаруживают густую сетку тонких трещин, другие — почти не просвечивают, имеют скрытокристаллическое строение, третьи — как бы состоят из мелких сгустков. Мелкосгустковое внутреннее строение характерно также для неполностью окисленных хлоритовых ооидов. Поэтому неодинаковое внутреннее строение ооидов, как нам представляется, обусловлено неодинаковой глубиной окисления и замещения хлорита гидроокислами железа, а также разницей степенью дегидратации гидроокислов железа (см. минералогическое описание гидроокислов железа). Зерна глауконита присутствуют в рудах чаще всего в незначительном количестве, однако их иногда наблюдается до 10—15%.

В рудах присутствуют также гетитовые и гидрогетитовые оолиты и обломки оолитовых руд, количество которых достигает 10—20% в восточных и северных скважинах восточной половины площади месторождения. На северо-востоке руды колпашевского горизонта с размывом налегают на оолитовые руды нарымского горизонта. Поэтому появление оолитов и обломков оолитовых руд в ооидных рудах колпашевского горизонта можно объяснить поступлением их в результате размыва нарымских руд.

Цемент руд хлорито-глинистый. Из глинистых минералов отмечаются гидрослюды, обычно сильно гидратированные, с пониженным содержанием калия, и незначительная примесь каолинита. Во многих случаях глинистый материал сохранился в виде угловатых реликтов в центре сгустков (прилож., рис. 34), замещаемых железистым хлоритом с периферии и вдоль трещин; однако нередко отмечается тонкое срастание глинистых и хлоритовых частиц, причем глинистый материал в большинстве случаев преобладает. Иногда наблюдается слабое окисление, побурение цемента, с несколько более интенсивным окрашиванием его гидроокислами железа по трещинам. В цементе отмечаются редкие сферолиты сидерита с гидроокислами железа в центре. Они являются диагенетическими образованиями.

Рассмотрим особенности гранулометрического состава руд (табл. 19). В них преобладает фракция 0,5—0,25 мм, составляющая от 35,4 до 62,9%, при среднем содержании 51,6%. Фракция состоит из гетитовых и гидрогетитовых ооидов с незначительным количеством оолитов и редкими зернами кварца; в некоторых рудах отмечается не-

Таблица 19

## Гранулометрический состав руды из гетитовых и гидрогетитовых ооидов в хлорито-глинистом цементе (колпашевский горизонт)

Место взятия и номер образца	2,5	2,5—1,6	1,6—1,0	1,0—0,5	0,5—0,4	0,4—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	0,10—0,063	0,063	Средн. диаметр, мм	Коэфф. сортировки
Скв. 41, обр. 196	0,05	0,15	0,10	4,25	18,60	44,30	17,40	—	1,70	13,50	0,26	1,62
» 41 » 197	0,15	0,60	1,20	3,35	9,20	45,00	13,50	—	0,80	26,25	0,26	1,44
» 41 » 199	0,05	0,35	0,75	4,00	12,10	50,85	16,20	—	1,65	14,05	0,25	1,48
» 12 » 107	3,65	2,35	3,50	24,00	18,05	17,40	6,75	1,20	1,20	21,90	0,42	1,62
» 12 » 108	3,50	3,25	4,55	13,95	23,50	19,20	7,85	2,30	1,10	20,80	0,38	2,00
Среднее значения по 5 пробам		4,85		9,90	51,60		13,05		1,30	19,30	0,31	1,63

большое количество слабо окисленных зерен глауконита размером 0,4—0,25 мм. Фракция 0,25—0,10 мм составляет от 7,9 до 17,4% при среднем содержании ее 13,05%. В основной части она состоит из гетито-гидрогетитовых ооидов и оолитов, а также зерен окисленного глауконита; количество терригенной примеси достигает иногда около 25%, но обычно меньше. Во фракции < 0,063 мм основная часть представлена глинистыми частицами, примесь алевrolита в рудах незначительная (2—3%). Фракция 1,0—0,5 мм испытывает довольно большие колебания — от 3,35 до 24% при среднем содержании 9,90%. Во фракции значительно преобладают гетито-гидрогетитовые ооиды, а также бобовины и обломки руд. Такой же состав фракции крупнее 1 мм, содержание ее в рудах изменяется от 0,30 до 11,30% при средней величине 4,85%. Средний диаметр изменяется от 0,25 до 0,42 мм (табл. 19) при среднем значении 0,31 мм. Коэффициент сортировки изменяется от 1,44 до 2,00. Ухудшение отсортированности отмечается для руд с повышенным количеством гравия (11%), пород славгородской свиты и нарымского горизонта.

4б. Руда из гетитовых и гидрогетитовых ооидов, сцементированных базальным гидрогетито-глинистым цементом.

Руда состоит из ооидов с черно-коричневой оглянцованной поверхностью, гнездообразно распределенных в массе охристо-бурого гидрогетито-глинистого цемента. Руды встречаются в колпашевском горизонте в виде прослоев в несколько сантиметров. Они ассоциируют с ооидными гетито-гидрогетитовыми рудами сыпучими, а также сцементированными базальным хлорито-глинистым цементом. Образовались они, очевидно, в процессе субаквального окисления последних.

4в. Руда из гидрогетитовых, окисленных хлоритовых и глауконитовых ооидов, сцементированных порово-сгустковым гизингерито-сидерито-глинистым цементом.

Руды красновато-коричневые, сложены оглянцованными с поверхности ооидами и редким рудным гравием и

сцементированы порово-сгустковым хлорито-глинистым цементом. Руды слабо сцементированы и довольно легко разламываются на мелкие кусочки, однако тонко не растираются, очевидно, благодаря присутствию сидерита. Текстура руд вкрапленная, слоистость для них не характерна. Руды распространены в колпашевском горизонте в центральной и восточной частях площади месторождения. Иногда отмечаются в виде тонких прослоев, а по западным скважинам в виде маломощных прослоев (первые десятки сантиметров). Максимальная мощность руд достигает 7 м, однако ее нельзя считать предельной из-за слабой разведанности месторождения.

Руды слагаются ооидами из гетита и гидрогетита (прилож., рис. 36), окисленного хлорита и глауконита. В ооидах заметны многочисленные следы разъедания по трещинам и по периферии и позднейшего залечивания более светлыми гидроокислами железа. Некоторые ооиды облекаются тонким концентром (0,02 мм), образуя зачаточные корковые оолиты. Типичных оолитов немного, обычно не более 5—10%. Отмечаются также обломки скрытокристаллических гидрогетитовых руд, железистых алевролитов, а также хлорито-глинистых пород с зернами глауконита. В качестве постоянной примеси отмечается окисленный глауконит, в большинстве случаев до 10%.

Примеси терригенного материала почти нет, присутствует лишь редкий гравий и единичные зерна кварцевого песка и алеврита. Суммарное содержание терригенной примеси в большинстве случаев едва достигает 5%.

Цемент руд поровый и сгустково-поровый, гизингерито-глинистый. В нем наблюдаются пигментирующие гидроокислы железа и неправильные выделения волокнистого и зернистого сидерита, замещающего глинистый цемент. Из глинистых минералов отмечаются гидрослюда и смешаннослойные образования монтмориллонит-гидрослюдистого состава. Присутствует также железистый хлорит. Гизингерит выделяется в виде гнезд в основной массе цемента и корок на ооидах и оолитах.

## 5. Массивные сидеритовые руды

Эти руды широко распространены на месторождении, а также на Кожевниковской площади. Мощность массивных сидеритов среди руд в большинстве случаев измеряется сантиметрами, в зоне выклинивания — первыми десятками сантиметров, изредка отмечаются прослои в 2—3 м. Руды очень крепкие, тяжелые, чаще всего серые, реже светло-желтые или зеленые от примеси гидроокислов железа или железистого хлорита. Тонкие прослои руд обычно плотные, сливные; в более крупных прослоях часто отмечаются каверны, вероятно, от разложившихся органических остатков (пеллеципод?), и трещины, заполненные частично натечным сферолитовым сидеритом или друзами мелких желтых кристалликов сидерита.

Все сидериты содержат примесь других минералов: кварца (песчаную, алевритовую, реже гравийную), глауконита, хлорита или глинистого вещества, реже фосфата. Кроме того, присутствуют карбонаты кальция и магния, причем значительные количества карбоната кальция содержит сидерит, встречающийся в глауконитовых породах ганькинской свиты.

Сидеритовые прослои приурочены в основном к глинистым и хлорито-глинистым породам, по которым развивался сидерит в процессе диагенеза. Выделения сидерита в основном микрозернистые, при этом

отмечается тонкое срастание изометричных или ромбических кристалликов сидерита с глинистыми и хлоритовыми минералами.

В породах встречаются микроскопические линзы глауконита и кварцевого материала (песка и алеврита), в которых сидерит всегда раскристаллизован крупнее: отмечаются мозаичные и сферолитовые выделения. Нами наблюдался редкий случай выделения сферолитового сидерита с фосфатом в образце из ганькинской свиты, с восточной окраины месторождения. Под микроскопом структура его микрооолитовая. В центре оолитов заключен фосфат кальция типа коллофана,

Таблица 20

Химический состав сидеритовых руд

Окислы	Фосфатный микрооолитовый сидерит. скв. 2. обр. 434	Сидерит с глауконитом, песчанистый	Сидерит с лептохлоритом. скв. 9. обр. 872	Сидерит глинистый с фосфатом и рудными бобовинами. скв. 32. обр. 31
SiO <sub>2</sub>	18,61	20,18	19,69	26,53
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,20	0,28	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,73	0,79	8,12	6,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,94	2,44	6,14	9,72
Fe	33,11	37,59	36,52	22,95
CaO	11,97	3,82	0,73	7,54
MgO	1,17	3,75	0,47	0,95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	6,71	0,37	1,19	3,12
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01	0,04	He опр.	0,08
K <sub>2</sub> O	0,20	1,03	0,83	1,35
П. п. п.	23,42	29,13	26,02	19,22
Сумма	100,09	99,34	100,32	98,62

Примечание. Анализы произведены в химлаборатории ИТГУ.

кайма состоит из сидерита. Цементируются микрооолиты микрозернистым сидеритом, в котором присутствует небольшая примесь кварцевого алеврита, песка и очень редко гравия. Отмечаются единичные зерна свежего глауконита, гидрогетитовые ооиды, мелкий растительный детрит, обугленный, пиритизированный, иногда замещенный гидроокислами железа.

Химический состав сидеритов изменяется в больших пределах (табл. 20): довольно значительно меняются содержания алюминия, трехвалентного железа, кальция и фосфора за счет неравномерной примеси глинистого вещества, гетитовых оолитов и ооидов, фосфатов кальция. Часть CaO и MgO входит в состав карбоната.

## ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ И ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Прежде чем приступить к изложению основного вопроса, раскроем наше понимание используемых петрографических терминов и классификаций пород. Песчаные породы мы описываем по классификации М. С. Швецова (1958), гранулометрический состав их дается по схеме Л. Б. Рухина (1948). Хлидолиты, или паттулы, мы принимаем по определению Л. В. Пустовалова (1940) и последнего атласа структур и текстур осадочных пород (1962). Это смешанные неотсортированные песчано-алеврито-глинистые породы, в которых содержание частиц каждого из трех классов не превышает 50%. Глины различаются по минералогическому составу, глаукониты описываются по классификации М. С. Швецова (1958), руды описываются по предложенной выше (см. главу 3) классификации.

### ИПАТОВСКАЯ СВИТА И НАРЫМСКИЙ РУДОСОДЕРЖАЩИЙ ГОРИЗОНТ

Отложения ипатовской свиты (подрудные) вскрыты небольшим количеством скважин, причем полная мощность их (91 м) — лишь одной — скважиной 1. Представлены они светло-серыми, желтовато-серыми, реже почти белыми каолинизированными песками и песчаниками с прослоями светло-серых алеврито-глинистых пород или серых и темно-бурых от обилия гумуса глин. Снизу вверх наблюдается закономерная смена пород от глин и алевритов до песков и песчаников.

Песчаники полимиктовые, полевошпатово-кварцевые и олигомиктовые, существенно кварцевые. При этом характерно, что вверх по разрезу в песчаных породах повышается относительное содержание кварца и соответственно уменьшается количество полевого шпата. Вместе с этим улучшается отсортированность песчаных пород. А. А. Бабин указывает на небольшую примесь глауконита в олигомиктовых песчаниках верхней части разреза свиты.

Гранулометрический состав песков приведен в табл. 21. Как видно, пески мелкозернистые, реже среднезернистые (скв. 54, обр. 519). Содержание ведущей фракции в 6 анализах на 12 варьирует от 50 до 69,3%. В большинстве случаев преобладает фракция 0,25—0,16 мм, составляющая от 32,7 до 51,5% общего веса породы. В песке из скв. 54 (обр. 579) оказалось очень высокое (69,3%) содержание фракции 0,4—0,25 мм. В редких случаях преобладает фракция 0,16—0,10 мм, составляя 41,4% (скв. 38, обр. 885) или 0,10—0,063 мм, достигающая

Гранулометрический состав песчаников нарымского горизонта

Скважина	Глубина взятия (и номер образца), м	Количество частиц, вес. %									
		>1	1—0,63	0,63— 0,5	0,5—0,4	0,4— 0,25	0,25— 0,16	0,16— 0,10	0,10— 0,063	0,063— 0,010	<0,010
<i>Серые песчаники</i>											
49	254 (292а)	0,2	0,3	0,5		7,0	35,6	22,5	13,6	8,2	12,1
42	257 (760)	0,4	0,5		3,6	31,0	37,0	7,6	5,6	5,9	8,4
42	260 (760а)	—	—		0,2	1,7	27,5	35,2	114,2	3,6	17,6
<i>Зеленые песчаники</i>											
44	(477)	Ед. з.	0,2	0,5	0,5	22,9	33,9	4,3	2,9	30,0	
29	(28)	"	0,3	0,4	0,65	22,3	38,4	8,3	7,5	22,2	
29	(29)	"	0,1	0,2	0,3	12,4	48,2	9,4	3,6	25,8	
22	(60)	"	0,5		2,4	29,9	32,3	4,6	2,4	28,4	
22	(61)	0,6	0,6	0,7		23,3	46,7	5,6	2,4	19,2	

51,5% (скв. 39, обр. 272). Содержание фракций от слоя к слою колеблется довольно резко. Зерна крупнее 0,4 мм отмечаются в виде единичных экземпляров, иногда составляя 1,5%. Содержание фракции 0,1—0,25 мм варьирует от 1,4 до 69,3%; фракции 0,25—0,16 мм — от 6,5 до 57,7%; фракции 0,16—0,10 мм — от 2,8 до 41,4%; фракции 0,10—0,063 мм — от 2,4 до 51,5% и фракции 0,063 мм — от 2,6 до 24,2%.

Алеврито-глинистые породы отмечаются среди песчаных пород в средней и верхней части разреза в виде прослоев от долей метра до нескольких метров. Они серые, неслоистые, часто с пятнистой (гнездовой) текстурой, иногда горизонтально-слоистые. Слоистость подчеркивается распределением зерен алеврита и мелкого растительного детрита, а в верхней части разреза — зерен глауконита. Глинистые частицы представлены гидрослюдой, бейделлитом и каолинитом, иногда отмечается примесь хлорита. По минералогическому составу и структурно-текстурным особенностям эти породы близки алеврито-глинистым породам нарымского горизонта.

Глины серые и темно-бурые от обилия гумуса, встречаются в основном в нижней части разреза. Многие прослои таких глин переполнены растительным детритом, реже в них отмечаются отпечатки листьев, кусочки древесины, капельки янтаря.

Отмеченное закономерное изменение в составе пород снизу вверх может свидетельствовать, как нам представляется, о постепенной смене континентальных условий отложения осадков морскими: очевидно, олигомиктовые существенно кварцевые песчаники верхней части свиты и алеврито-глинистые породы, ассоциирующие с ними в разрезе, можно считать уже не континентальными (Казанский, 1964; Белоус и др., 1964), а прибрежно-морскими образованиями.

Горизонт прослеживается на всей площади месторождения (рис. 5). Он слогаается оолитовыми рудами, железистыми и глинистыми песчаниками и алеврито-пелитовыми породами. Переслаивание этих пород создает сложное линзовидное строение горизонта как в разрезе (рис. 6, А), так и в плане (рис. 5).

Рассмотрим литологические типы разрезов горизонта, позволяющие судить о закономерностях размещения и условиях образования оолитовых железных руд.

На площади месторождения различаются четыре типа разрезов. В составе первых трех типов участвуют железистые породы. Разрезы первого типа слагаются алеврито-пелитовыми породами. В разрезах второго типа наблюдается переслаивание псаммитовых и пелито-алевритовых пород. Разрез третьего типа выполнен преимущественно псаммитовыми породами. В разрезах четвертого типа, наряду с железистыми, участвуют сероцветные породы.—песчаники и алевриты. На профилях (см. рис. 11, 17) можно проследить постепенные переходы от разреза первого типа к третьему и четвертому.

Разрезы первого типа вскрыты всего несколькими скважинами. Мощность их довольно постоянна и составляет 8—11 м.

В скв. 39 разрез начинается серыми алеврито-глинистыми породами, неслоистыми и довольно однородными, с гравийными окатанными обломками ожелезненных пород того же состава в основании. Мощность прослоя около 7 м. Выше залегают зеленые хлоритовые глины с редкими оолитами и песчаниками. Мощность слоя 4,5 м.

Разрезы второго типа вскрыты большим количеством скважин в различных частях месторождения (рис. 6, А; II). Мощность их близка мощности разрезов первого типа, но иногда превышает ее, изменяясь в пределах 9,5—14 м.

Большинство разрезов этого типа имеет трехчленное строение: внизу железистые песчаники, в середине песчано-хлоритовые вкрапленно-сгустковые породы с оолитами, а сверху оолитовые руды. Пример такого разреза мы наблюдаем в скв. 30. Разрез начинается прослоем песчаника с сидеритовым цементом мощностью 1,5 м. Выше залегает метровая пачка хлорито-глинистых пород с гнездообразными скоплениями оолитов и песчинок и прослоем железистого песчаника около 0,3 м в середине. Границы прослов неясны; переход от одного типа породы к другому постепенный. Так же постепенно хлоритовые породы сменяются оолитовой рудой, включающей линзы железистого песчаника и хлоритовых пород, как во втором прослое. Мощность пачки

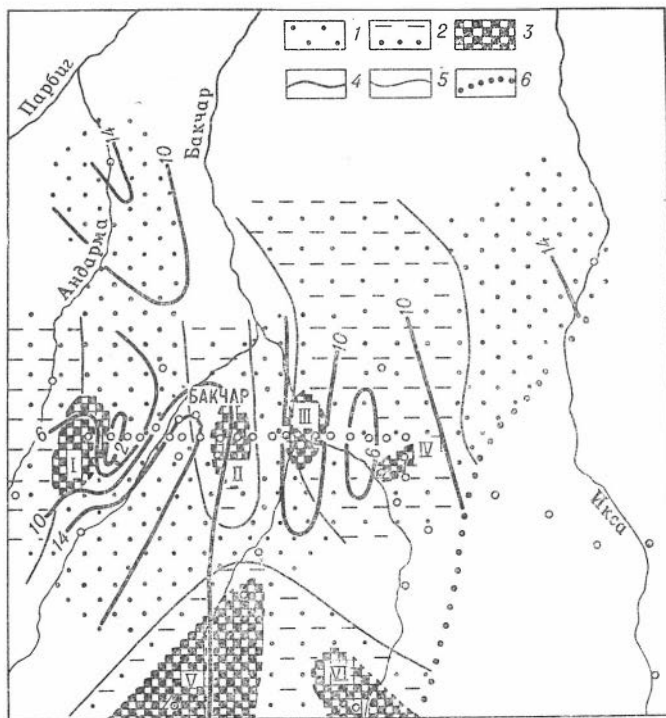


Рис. 5. Схема литолого-фациального строения нарымского горизонта.

1 — железистый песчаник; 2 — переслаивание песчаников с хлоритами; 3 — руда; 4 — изопхиты железозносных отложений; 5 — границы литолого-фациальных зон; 6 — граница размыва отложений. Римской цифрой обозначен номер рудной линзы.



около 6 м. Выше залегают алевроито-хлоритовые породы (1 м) с линзами, обогащенными гидрогетито-хлоритовыми оолитами.

Разрезы третьего типа вскрыты рядом скважин на восточной и западной окраинах месторождения. Мощность железоносных отложений варьирует незначительно — от 14 до 16 м (скв. 16, 29, 54 11-гк). Разрез начинается зелеными железистыми неслоистыми песчаниками мощностью 4—6 м. Далее он складывается бурыми железистыми песчаниками, местами с горизонтальной или косой слоистостью (рис. 6, А). Слоистость

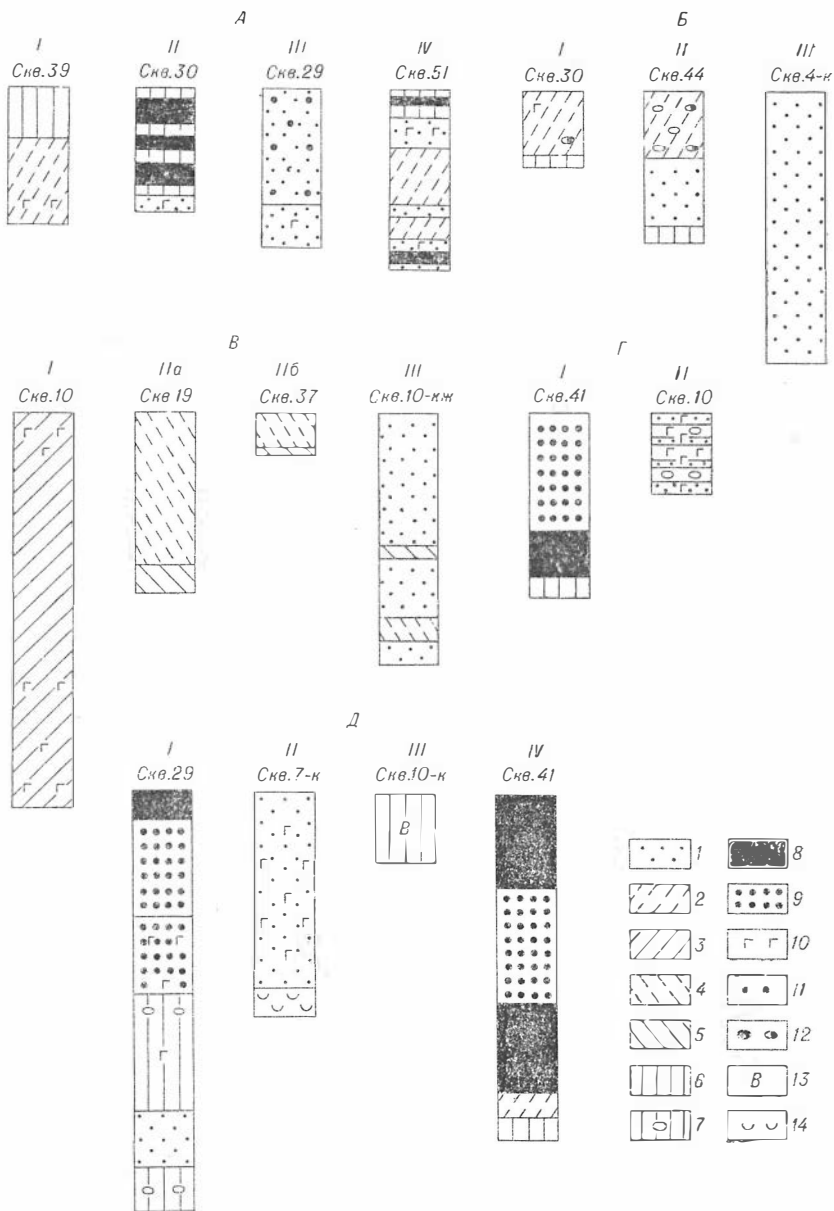


Рис. 6. Типы разрезов:

А — нарымского рудосодержащего горизонта; Б — славгородской свиты; В — ганькинской свиты (верхней пачки); Г — колпашевского рудосодержащего горизонта; Д — тымско-бакчарского рудосодержащего горизонта. 1 — песчаник; 2 — алевроит; 3 — глина; 4 — глауконит псаммито-пелитовый; 5 — глауконит псаммитовый; 6 — псаммито-пелитовый хлоридит; 7 — псефито-пелитовый хлоридит; 8 — руда цементированная; 9 — руда сыпучая; 10 — глауконит; 11 — оолиты гетито-гидрогетитовые; 12 — фосфаты кальция; 13 — фосфаты железистые; 14 — сидерит.

подчеркивается окраской прослоев, обусловленной различным содержанием в них оолитов. Мощность прослоев достигает 10—15 см, границы слоев параллельные. Вверху в толще песчаников повышается количество коричневых блестящих оолитов. Однако прослой руд (с содержанием железа 30% и выше) отмечаются редко.

Разрезы четвертого типа вскрыты немногими скважинами. Мощность вскрытых разрезов этого типа варьирует от 14 до 25 м, из них на железистые (зеленые или коричневые) породы приходится от 0,5 до 6,5 м. Разрезы такого типа отмечаются на восточной и западной половинах площади месторождения. Так, в скв. 51 мощность разреза 14,5 м. Он начинается зелеными железистыми песчаниками (2,5 м) с прослоем руды (0,8 м) в середине. Выше располагается пачка (7,5 м) алеврито-глинистых серых пород с прослоем песка 1 м в нижней ее половине. На них залегают зеленые железистые песчаники мощностью 2,5 м. Вверху лежит пачка в 2 м псаммито-пелитовых хлоритовых пород с двумя тонкими прослоями оолитовой руды. В рудах и породах отмечается примесь гравийных зерен кварца и кремней.

В скв. 19 мощность железистых пород всего 0,5 м. Это песчаник с сидеритовым цементом и сверху 10-сантиметровый прослой руды. Залегают они на серых песках.

Расположение разрезов различного типа на площади месторождения (см. рис. 5) вырисовывает вполне закономерную картину строения нарымского горизонта. Разрезы первого типа, сложенные наиболее тонкозернистыми породами, сосредоточены в восточной половине месторождения. К югу, востоку и западу они сменяются разрезами второго, третьего и четвертого типов. Переходы между этими разрезами постепенные и обусловлены повышением содержания терригенного обломочного или алеврито-глинистого материала в породах при уменьшении содержания в них железа. Как видно из рисунка, руды приурочены в подавляющем большинстве случаев к разрезам второго типа.

Несколько ранее Ю. П. Казанский (1963) указывал на два типа разрезов горизонта на месторождении, близкие типам второму и третьему. В отношении рудоносности они рассматривались автором как равноценные, однако результаты опробования геологами-производственниками свидетельствуют о весьма ограниченном распространении руд среди песчаников. По нашим наблюдениям, руды в последнем случае обязаны процессу вторичного перемыва отложений, сопровождавшемуся отделением более легких песчаных частиц из руд. Мнение Н. Х. Белоус (1964) о преимущественной локализации руд среди песчаников, таким образом, не подтверждается.

## *Песчаники*

Широко распространены в горизонте и особенно в подстилающей толще. Среди них различаются серые, зеленые и коричневые разновидности.

Серые песчаники обычно неслоистые, реже горизонтально- и косослоистые, в виде маломощных прослоев (1—2 м, редко более), они переслаиваются с зелеными или коричневыми железистыми породами. Среди них отмечаются прослой или серии тонких линз алеврито-глинистых пород. Слагаются пески зернами кварца с подчиненным количеством зерен полевого шпата, небольшой примесью обломков кремнистых и глинистых пород и зерен, похожих на слабо окисленный глауконит. К основанию песчаной толщи, с приближением к подстилающим континентальным отложениям, как отмечает А. А. Бабин, количество полевого шпата увеличивается и местами он преобладает. Главным минералом тяжелой фракции является ильменит, в небольшом количестве отмечаются эпидот, гранат, мусковит и редкие зерна роговой обманки, биотита, турмалина, магнетита, циркона, рутила, лейкоксена, анатаза, апатита, андалузита. Пески слабо сцементированы (обычно легко рассыпаются) каолинит-гидрослюдистым цементом, часто с примесью хлорита, пирита и сидерита.

Гранулометрический состав песков с восточной окраины месторождения

Место взятия и номер образца	Количество частиц, вес. %					
	0,5—0,4	0,4—0,315	0,15—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	<0,1
Скв. 10-гк, обр. 271	Ед. з	Ед. з	0,5	29,4	50,0	20,1
Скв. 2-к, обр. 28	"	0,2	0,5	15,5	52,4	31,4
Скв. 4-гк, обр. 170	"	Ед. з	0,7	31,7	43,1	24,5
Скв. 10-к, обр. 68	"	0,1	0,2	10,9	40,6	48,2

Гранулометрический анализ песков (в вес. %) показан в табл. 22. Как видно, пески мелко- и средне-мелкозернистые. Преобладает фракция 0,25—0,16 мм, составляющая 27,5—37%, либо 0,16—0,10 мм, составляющая 22,5—35,3%, либо 0,4—0,25 мм, составляющая до 31%. В сумме две ведущие фракции составляют 58—68%, причем несколько пониженные значения характерны для песчаных пород с повышенной примесью алеврито-глинистого материала (фракция мельче 0,1 мм), содержание которого варьирует в пределах 20—36%.

Зеленые глауконито-кварцевые песчаники отмечаются в разрезах второго, третьего и четвертого типов, преимущественно в нижней части горизонта. Мощность прослоев достигает 5 м. Породы однородные неслоистые, иногда содержат прослой серых песков или песчаников с сидеритовым цементом. Слагаются песчаники зернами кварца с незначительным количеством зерен полевого шпата и кремнистых пород и редкими зернами ильменита, мусковита, эпидота, роговой обманки, турмалина, хлорита. Встречаются фосфатизированные обломки раковин пелеципод (?), раковин фораминифер. Зерна кварца угловатые, угловато-окатанные и остроугольные удлиненные и изометричные. Они беспорядочно разбросаны в массе цемента. Кварц сильно корродирован и замещен минералами цемента по периферии и по трещинам. В некоторых случаях он беловато-серый, вероятно, сильно пористый. Цемент пород неравномерно-сгустковый глауконитовый, иногда с примесью гидрослюда и пирита. В наиболее крупных сгустках отмечаются признаки собирательной перекристаллизации цемента с выделением ооидов.

Форма ооидов овальная, округлая или неправильная сложная с извилистыми заливообразными ответвлениями. Размер их варьирует от 0,1 до 0,8 мм. Таким образом, ооиды могут быть и мельче, и крупнее песчинок. В породе и те и другие являются аутигенными образованиями, поскольку не несут следов перемыва. Цемент микроволокнистый, нередко криптокристаллический, почти черный и изотропный. Реликты неправильной формы такого, вероятно, первичного, цемента можно наблюдать внутри ооидов; они также указывают на аутигенное образование последних в процессе диагенеза.

В ряде случаев отмечаются следы местного перемыва и окисления ооидов. В этих случаях они обломаны, пигментированы гидроокислами железа и имеют пониженное двупреломление. В цементе таких пород часто присутствует сидерит. Реже в порах появляется гизингерит (?) в виде колломорфных пластинчатых агрегатов с трещинами дегидратации.

Следует отметить, что по сравнению с серыми песчаниками состав зеленых железистых песчаников более однороден (см. табл. 21). Значительно преобладают фракции 0,4—0,25 и 0,25—0,16 мм, в сумме составляющие от 60,4 до 70,9%. Во всех песчаных фракциях ооиды составляют до половины состава, а во фракции 0,4—0,25 мм и крупнее они значительно преобладают над обломочными зернами. Алевроитовая фракция 0,10—0,063 мм представлена в основном зернами кварца.

Коричневые железистые песчаники отмечаются в разрезах второго, третьего и четвертого типов, но преобладают в предпоследнем.

Песчаники обычно неслоистые, но иногда горизонтально- или косо-слоистые (см. рис. 6, А) с параллельными границами слоев. Слоистость подчеркивается чередованием прослоев с различным содержанием цемента и оолитов. Мощность прослоев колеблется от 10 до 20 см. Она тем меньше, чем больше в них оолитов. Слагаются песчаники кварцем с резко подчиненным количеством полевого шпата и значительной примесью (10—30%) хлорито-гидрогетитовых оолитов.

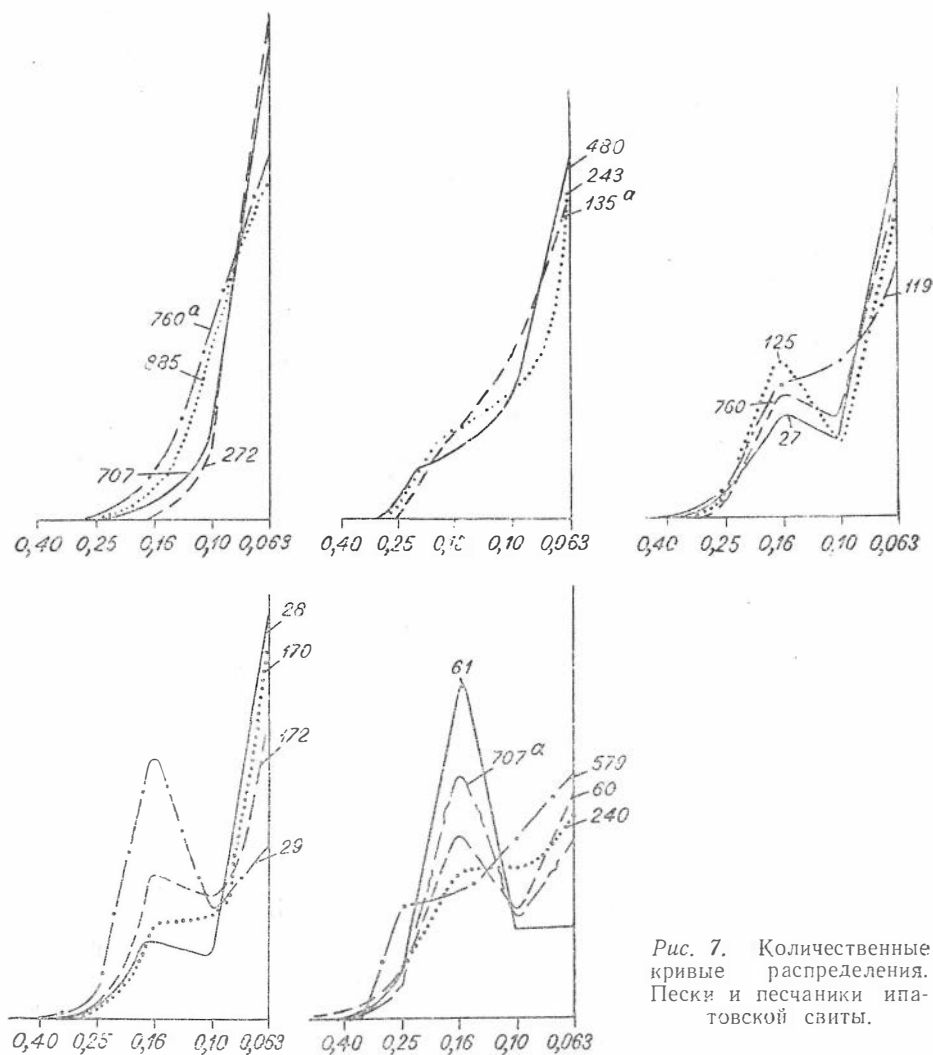


Рис. 7. Количественные кривые распределения. Пески и песчаники ипатовской свиты.

Цемент песчаников корково-поровый с редкими сгустками. Корки слагаются хлоритом и гизингеритом (?), поры выполняются инфилтрационным сидеритом. «Сгустки», по-видимому, представляют собой реликты осадка, размытого в полужатвердевшем состоянии: оолиты и песчаники как бы прилипают к его поверхности или слегка вдавлены по его периферии; они окружены тонкой каймой из гидроокислов железа. Среди песчаников отмечаются прослои руды и зеленых хлидолитов (или паттумов). Размеры частиц обломочного материала, их форма и расположение в породах такие же, как в зеленых песчаниках. В них постоянно отмечаются несколько окисленные и обломанные оолиты, а также оолиты. Ядрами оолитов в большинстве случаев служат песчинки кварца размером 0,1—0,4 мм; реже в ядрах отмечаются обломки пелитоморфных пород. Концентрическая зона оолитов развита слабо и зерна кварца занимают их большую часть. Поэтому даже в прослоях, внешне похожих на руду и содержащих повышенное количество оолитов, содержание железа достигает лишь 25—28%.

Таким образом, для всех типов песчаников характерно преобладание мелкозернистых разностей, однако отмечаются и среднезернистые песчаники. Мы сделали пересчет гранулометрического состава в весовых процентах на количество зерен во фракциях по методу Л. Б. Рухина (1947), на основании чего построили кривые распределения зерен. Кривые распределения (рис. 7) имеют различные конфигурации. Кривые первого типа характерны (Рухин, 1947) для донных песков, кривые второго типа — для прибрежных песков.

### *Зеленые хлидолиты*

Породы широко распространены во всех типах разреза горизонта, обычно в его средней части, однако значительного преобладания они достигают в разрезах второго типа. Для них характерна гнездовидная текстура, обусловленная неравномерной примесью оолитов и песчаного материала в зеленой пелитоморфной массе породы. В породах отмечаются трубчатые псевдоморфозы по ходам илюедов, нередко сохраняющие вертикальное положение. Выполняются они пелитоморфной хлоритовой массой со скоплениями оолитов и песчаного материала в центральной части. Изредка отмечаются песчанистые раковинки фораминифер, вероятно, первично известковые, но в настоящее время замещенные сидеритом, и раковинки гастропод, замещенные сидеритом и пиритом. Присутствуют гравий и гальки кварца, фосфоритов и местных железистых пород: песчаников, хлидолитов, пелитоморфных пород. Значительная примесь микрозернистого сидерита в сгустках делает породы довольно крепкими.

Под микроскопом гнездовидное строение пород сохраняется. Отмечаются микрослои пелитоморфного хлорита с жилками сидерита, микролинзами песчаного материала, зерен глауконита (?) и алеврита. На этих прослоях с размывом залегает средне-мелкозернистый кварцевый песчаник с гравийными угловатыми обломками пелитоморфного хлорита. В песчанике присутствуют оолиты, ядрами которых служат обломки пелитоморфных хлоритовых пород и песчинки. Песчаник переходит в песчанисто-пелитоморфную железисто-монтмориллонитовую (?) породу с оолитами и ооидами и примесью алевритового материала. Оолиты локализируются группами в наиболее крупных сгустках цементной массы и появились, очевидно, в процессе собирательной перекристаллизации последней. Форма и размеры их такие же, как в описанных выше зеленых песчаниках, причем многие из них крупнее оолитов. Последние

тоже локализируются группами. Центрами оолитов в большинстве случаев также служат обломки пелитоморфных микрогоризонтальнослоистых хлоритовых пород и лишь в единичных случаях зерна кварца. Концентры оолитов сложены гидрогетитом и хлоритом или железистым монтмориллонитом (?). Наружные концентры прочно связаны с цементом, в который они постепенно переходят, а промежуточные часто отделены друг от друга полостями дегидратации (прилож., рис. 21). Очень часто в таких оолитах наблюдаются включения пелитоалевритового материала, располагающегося вдоль и поперек концентров, или сферолиты сидерита. При этом концентры деформируются и их обломки различно ориентируются в этой зоне. Все это указывает на то, что проникновение чуждого оолитам материала происходило в процессе диагенеза после усыхания коллоидов, формировавших оолит. Таким образом, оолиты в этих породах следует рассматривать как хемогенные (коллоидные) образования.

### *Пелитоморфные хлоритовые породы*

Они слагают прослой от нескольких миллиметров до нескольких метров. Внешне они массивные, однородные, неслоистые, в шлифе микрогоризонтальнослоистые или сгустковые, иногда линзовиднослоистые, содержат примесь алеврита, песка (прилож., рис. 46), обломки мелких оолитов и глауконитовых ооидов. Отмечается также примесь аутигенных образований: сидерита и пирита. Сидерит образует сферолиты или неправильной формы зерна с мозаичным угасанием, а также тонкие субгоризонтальные жилки.

### *Руды*

В горизонте отмечаются два типа руд. Первый — руды массивные со сгустково-вкрапленной текстурой, крепко сцементированные, типы 5 и 6, глава 3, второй — руды однородной зернистой структуры слабо сцементированные, сыпучие неяснослоистые горизонтальноплитчатые (тип. 3, глава 3).

Руды первого типа приурочены к верхней части горизонта и встречаются главным образом в разрезах второго типа. Они состоят из коричневатых блестящих оолитов с примесью песчинок, редкого гравия и гальки кварца, кремнистых пород, фосфоритов и местных железистых пород. Текстура их гнездовидная, как у хлидолитов, но оолиты расположены чаще, чем в последних. Ядрами оолитов служат обломки ожелезненных пелитоморфных (вероятно хлоритовых) пород, иногда микрогоризонтальнослоистых, изредка зерна кварца, слабо окисленные ооиды железистого монтмориллонита (?), раковинки фораминифер, обломки оолитов ранней генерации. Концентрическая зона слагается хлоритом и гидрогетитом. Наружные концентры обычно сливаются с цементом. В оолитах отмечаются концентрические полости усыхания коллоидов, как в зеленых хлидолитах, местами заполненные тонким алевритовым материалом. Иногда между концентриками растут сферолиты сидерита, пластично деформирующие как внутренние, так и наружные концентраты, придавая оолиту округло-угловатую форму. Изредка отмечаются бобовины, состоящие из 10—15 оолитов, более мелких, чем разрозненные оолиты в руде, охваченные общим концентром, в котором отмечаются такие же полости усыхания коллоидов, как в оолитах.

Примесь зерен кварца обычно незначительная и разна 5—10%, редко более. В основном это песчинки (0,1—0,4 мм), редко частицы алеврита и единично зерна кварцевого гравия. Отмечаются зеленые ооиды, сходные с таковыми из нижележащих зеленых песчаников. Цемент руд базально-сгустковый хлорито-глинистый (монтмориллонитовый?) со скоплениями микрозернистого сидерита. Участками, обычно между плотно расположенными оолитами, наблюдается корковс-поровый гизингерито(?) -хлорито-сидеритовый цемент, часто с фосфатом. Основная масса цемента имеет спутанноволокнистое строение, однако вблизи оолитов чешуйки ориентируются по касательной к их поверхности. Изредка в цементе отмечаются пирит и тонкие жилки эпигенетического сидерита.

Руды второго типа встречены среди бурых песчаников в разрезах третьего типа. Руды распадаются на тонкие горизонтальные плитки. Толщина плиток изменяется от 2—5 до 10—20 мм и тем тоньше, чем меньше песчаного материала в руде. Тонкоплитчатая руда почти не содержит цемента и легко рассыпается. Поверхность плиток горизонтальная, в отдельных случаях на них отмечаются знаки ряби (прилсж., рис. 39) с высотой валика около 5 мм и расстоянием между гребнями до 20 мм. Гребни параллельны друг другу. Очевидно, такие руды представляют собой оолитовый шлик, отмытый волнами на дне моря. Максимальная мощность руд достигает 0,5 м (скв. 34).

### **Палеогеографические условия формирования горизонта**

Палеогеографические условия можно обрисовать лишь схематично. Этот вопрос уже рассматривался в литературе. Большинство исследователей (Нагорский, 1958; Казанский, 1963; Николаева, 1964) считают его прибрежно-морским образованием. К такому же выводу пришла В. М. Подобина (1965), изучавшая фауну фораминифер из пород горизонта на Колпашевской площади.

Как отмечено при характеристике железоносных отложений, в строении рудосодержащих и глауконитсодержащих горизонтов наблюдаются определенные черты сходства. Фациальные изменения их литологического строения не контролируются положением береговой линии, что при значительной пестроте состава горизонтов может свидетельствовать о различной подвижности водной среды накопления осадков. В частности, хорошо отсортированные глауконито-кварцевые пески и песчаники отлагались, очевидно, в зоне донных морских течений. При этом следует подчеркнуть, что глауконит накапливался в зоне самих течений, в относительно более крупнозернистых осадках, тогда как в отдаленных западинах отлагались более мелкозернистые алеврито-пелитовые осадки почти без глауконита.

В строении рудосодержащего горизонта также не наблюдается закономерного изменения гранулометрического состава пород с удалением от береговой линии. Наиболее крупнозернистые породы горизонта (песчаники и руды) встречаются на значительном удалении от береговой линии и залегают обычно в виде полос субмеридионального простирания, достигающих (ориентировочно) 10—15 км ширины. Поэтому нам представляется, что рудонакопление контролируется проходившими во время рудообразования донными течениями. Фациально-минералогические зоны в железоносных отложениях намечаются не относительно береговой линии, как это считалось ранее, а определяются распределением донных морских течений. Поэтому руды могут неодно-

кратно появляться на значительном расстоянии от берега по направлению в глубь моря. Мы считаем необходимым подчеркнуть этот вывод, поскольку он имеет практическое значение. В связи с этим следует также заметить, что относительно тонкозернистые хлоритовые породы совсем не являются признаком глубоководной зоны выклинивания горизонта. На Бакчарском месторождении такие породы широко развиты как раз на востоке, ближе к береговой линии, тогда как руды отмечаются и гораздо западнее, т. е. гораздо дальше от берега. Поскольку руды отсутствуют в песках и песчаниках, но локализуются в зоне перехода последних в более мелкозернистые породы, постольку можно предполагать, что они отлагались в основном по периферии зон донных течений. Влияние течений, как нам представляется, отразилось на текстуре руд (неравномерно вкрапленная), составе терригенной примеси (гравий, песок, алевроит), а также на составе самих оолитов: в подавляющем большинстве случаев ядрами оолитов служат обломки пелитоморфных хлорито-глинистых пород, сходных с цементом руд и являющихся продуктом донного перемыва пелито-алевритовых пород, очевидно, в период усиления донных течений. Исключение представляют сравнительно редкие сыпучие руды, которые залегают среди песчаников и представляют собой отмытый в зоне течения природный шлик.

Отмеченные особенности строения горизонта, а также находки прибрежно-морских фораминифер в его отложениях на Колпашевской площади позволяют предполагать, что железоносные отложения на месторождении формировались в зоне шельфа.

Как известно, современные морские течения прослеживаются на сотни и тысячи километров. По аналогии с ними можно предполагать простираание зоны течений, прослеженной на месторождении, и далее к северу. Следует ожидать поэтому, что соседний с Бакчарским месторождением район Парбиг-Парабель-Чузикского междуречья, считавшегося ранее зоной глубоководного выклинивания железоносных отложений, окажется промышленно рудоносным. Это тем более вероятно, что строение горизонта на реках Парбиг, Парабель и Чузик сходно со строением его на Бакчарском месторождении.

Весьма важно отметить также, что строение глауконито- и рудосодержащих пачек не позволяет говорить ни о трансгрессивном, ни о регрессивном залегании последних, поскольку фациальные условия их образования были, очевидно, близкими.

## СЛАВГОРОДСКАЯ СВИТА

Свита прослеживается на всей площади месторождения (рис. 8). Она слагается преимущественно сероцветными песками, песчаниками и алевроито-глинистыми породами, а также серовато-зелеными пелито-алевритовыми железистыми породами с тонкими линзочками оолитовых руд. Строение свиты закономерно изменяется с востока на запад от песков и песчаников до алевроито-глинистых пород и глауконитов.

Мощность отложений варьирует в больших пределах: от 0,2 до 35 м. Пониженные значения отмечаются на юго-западе и северо-востоке (рис. 8) площади месторождения. Увеличение мощности отмечается к центру площади, а также к северо-западу и юго-востоку от него. Такое несоответствие характера изменения мощности отложений, с одной стороны, и их вещественного состава — с другой, обусловлено процессом их конседиментационного и постседиментационного размыва. Амплитуда размыва увеличивается в юго-западном направлении к



Парбигскому валу, где Ю. П. Казанский (1963) наблюдал полный размыв свиты, и в северо-восточном направлении на р. Иксе, где А. А. Бабин (1964) отмечает прослой гравелита в 0,2 м, состоящего из обломков алеврито-глинистых пород. Прослой разделяет нарымский и колпашевский рудосодержащие горизонты. Эти особенности в строении свиты не были замечены некоторыми предшествующими исследователями, что послужило в свое время причиной неправильного расчленения железоносной толщи (Белоус, 1964; Бабин, 1964): в состав славгородской свиты на западной половине месторождения включали всю ганькинскую свиту.

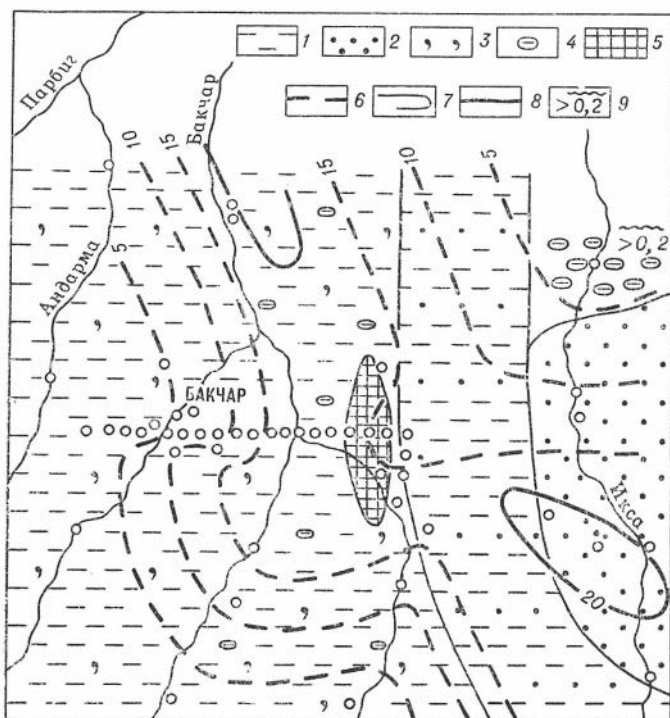


Рис. 8. Схема литолого-фациального строения славгородской свиты.

1 — алеврито-глинистые породы; 2 — песок; 3 — глауконит; 4 — гравийные обломки кварца и алеврито-глинистых пород; 5 — руда; 6 — изопахты частично размытых отложений; 7 — границы литолого-фациальных зон; 8 — изопахты неразмытых отложений; 9 — мощность размытых отложений.

Почти на всей территории месторождения распространены пелито-алеуритовые отложения. На восточной окраине месторождения и прилегающей с юго-востока Кожевниковской площади основное место в разрезах занимают пески и песчаники. Кроме того, различается промежуточный или переходный тип разреза, в котором переслаиваются алеврито-пелитовые и псаммитовые породы, а также отмечаются породы смешанного псаммито-пелитового состава. Выделение этого промежуточного типа важно, поскольку с ним ассоциируют оолитовые руды. Приведем характеристику типов разрезов по скважинам. Разрезы, сложенные алеврито-пелитовыми породами, условно считаем первым типом, переходные — вторым и песчаные — третьим (см. рис. 6, Б).

Разрезы первого типа вскрыты многими скважинами в западных и центральных районах территории месторождения. Они слагаются серыми и серовато-зелеными алевритами, которые на западной окраине месторождения обогащаются глауконитом. Последние (скв. 7, 19, 54) совершенно однотипны с породами вышележащей ганькинской свиты, поэтому разделить их внешне не представляется возможным. Мощность сероцветных пород повышается с запада на восток. Так, на западе в скв. 22 отмечается прослой алеврита мощностью около 2 м. В скв. 31 мощность алевритов достигает 6 м, а в скв. 34—14 м, и разрез несколько усложняется. В основании его залегает серо-зеленый хлоридит (1,5 м); выше лежит серый глинистый межкозеринистый алеврит (7 м) и крупнозернистый алеврит (2 м).

Разрезы второго типа вскрыты на восточном конце субширотного профиля. Так, в скв. 44 мощность его 15,7 м. Снизу он начинается серовато-зелеными алеврито-пелитовыми породами с гнездообразными скоплениями рудных оолитов и единичными зернами мелкого кварцевого гравия. Мощность прослоя 2,2 м. Выше лежит серый мелкозернистый слюдистый песок с примесью растительного детрита (5,5 м). Кверху он сменяется зеленовато-серой псаммито-пелитовой породой, близкой по составу прослою в основании разреза. В породах отмечаются гнездообразные скопления гравия кварца и местных пород. Мощность прослоя около 8 м.

В скв. 41 мощность отложений около 17 м. Это серовато-зеленые псаммито-пелитовые породы с гнездовидной текстурой. Во вкрапленниках отмечаются гетито-гидрогетитовые оолиты и ооиды, зерна глауконита, кварц и растительный детрит. В этих отложениях залегают тонкие прослои серого глинистого песчаника (1,5 м), линзы оолитовых руд и гравелитов. Гравелиты слагаются обломками местных пород и кварца. В скв. 46 разрез сходен с вышеописанным. Отсутствуют лишь гравелиты. Их фациально замещают псаммито-пелитовые породы (1,2 м) с гнездообразно вкрапленной текстурой и редким гравием и галькой ожелезненных местных пород.

Разрезы третьего типа имеют более однообразный состав. Они сложены серыми, реже белыми песками, слабо каолинизированными с тонкими прослоями алеврито-глинистых пород. Мощность разрезов 20—25 м.

При описании разрезов мы отметили в их составе гравелиты и мелкие конгломераты, пески и песчаники, алеврито-глинистые породы и оолитовые руды.

Ниже дается петрографическая характеристика пород свиты. Глаукониты характеризуются в разделе, посвященном описанию ганькинской свиты, в строении которой они преобладают.

Гравелиты и мелкие конгломераты отмечаются в виде линз мощностью от 0,05 до 0,4 м (скв. 41). Породы неслоистые, неравномернозернистые. Слагаются они обломками местных алеврито-пелитовых железистых пород, фосфоритов, кварца и кремния. Размер обломков варьирует от 1—2 мм до 1—2 см, единичные из них достигают 6 см и имеют удлиненную угловато-окатанную форму. В большинстве случаев обломки хорошо окатаны. Кварцевые и кремнистые обломки имеют округлую или слегка удлиненную форму и матовую поверхность, окрашенную гидроокислами железа в желтый цвет. Обломки железистых пород также ожелезнены по периферии, а некоторые из них нацело замещены гидроокислами железа. Цементированы породы порово-сгустковым глинисто-хлоритовым цементом. В сгустках отмечаются оолиты, а также песчаные и алевритовые зерна кварца, реже других обломочных минералов.

### *Пески и песчаники*

На Кожевниковской площади распространены пески серые и белые, слабо каолинизированные. Гранулометрический состав их изменяется значительно. По данным Е. П. Нагорской, содержание фракции 0,5—0,25 мм варьирует от 25 до 78%, 0,25—0,1 мм — 10—36%, алеврито-пелитовой от 10 до 36%. Как видно из этих цифр, степень отсортированности песков различная, для прибрежных пляжевых песков она высокая. Различаются олигомиктовые, полимиктовые разности (по классификации Казанского, 1963). Первые на 90% состоят из кварца, во

Гранулометрический состав пород

Размер зерен, мм	Скв. 44		Скв. 42		Скв. 1 гк		Скв. 41
	487б	479а	751	752	21	25	200
0,5—0,4	Ед. з	Ед. з	Ед. з	Ед. з.	0,1	33,3	1,1
0,4—0,25	"	"	"	"	0,2	16,3	0,2
0,25—0,16	5,7	11,1	7,9	8,0	5,1	4,9	5,0
0,16—0,10	31,0	29,3	31,0	27,6	21,8	2,9	16,0
0,10—0,063	17,1	22,9	22,5	23,5	21,3	2,1	13,5
0,063—0,010	20,2	20,7	26,0	10,0	14,4	9,2	10,5
0,010—0,002	12,3	9,2					33,2
			12,6	30,9	37,1	31,3	
<0,002	13,7	6,2					20,5

вторых содержание полевого шпата увеличивается до 30—40% или до 35% составляют обломки глинистых и кремнистых пород. В составе тяжелой фракции (по данным Е. П. Нагорской) преобладают ильменит и магнетит (в сумме до 68,2% фракции), присутствует также лейкоксен. Среди песков отмечаются прослои серых алевроито-глинистых пород, в алевроитах — с примесью фюзенизированного детрита.

На восточной окраине месторождения пески имеют серую или зеленовато-серую окраску. Среди них отмечаются прослои зеленовато-серых алевроито-глинистых пород. Пески довольно однородные, мелкозернистые (табл. 22), содержат примесь алевроито-пелитовых частиц (20,1—48,2%). Содержание фракции 0,5—0,25 мм варьирует от 0,3 до 14,5%, фракции 0,25—0,10 мм — от 51,5 до 79,4%. Сортированы пески по-разному, однако в ряде случаев довольно хорошо, как и нижнесысские. Характерным отличием этих песков от последних является их относительно более тонкий гранулометрический состав. Такое закономерное изменение гранулометрического состава песков с востока на запад и постепенный переход их далее к западу в алевроито-глинистые породы указывают на генетическое единство всех этих отложений, сформировавшихся в одном морском бассейне, но в различных по гидродинамической подвижности зонах. Минеральный состав песков восточной окраины месторождения несколько своеобразен. Среди них различаются олигомиктовые, существенно кварцевые и полимиктовые, полевошпатово-кварцевые разности. Изредка в них повышается содержание обломков глинистых и кремнистых пород (до 15—20%). Отмечаются редкие зерна окисленного глауконита. В составе тяжелой фракции существенная роль принадлежит эпидоту, ильмениту и магнетиту; появляется зеленая слюдка — гидратированный и хлоритизированный биотит; присутствуют единичные зерна роговой обманки, апатита, пироксена, турмалина, метаморфических минералов. Пески содержат примесь глинистого материала, состоящего из гидрослюды, меньше каолинита и хлорита. В незначительном количестве отмечаются пирит и сидерит.

Алевроито-глинистые породы прослеживаются по линии субширотного профиля и редким скважинам к югу и северу от него. Это серые или серовато-зеленые породы в основном неслоистые с гнездовидной текстурой, реже неяснослоистые или микрогоризонтально-слоистые. Цементированы они глинистым или хлорито-глинистым цементом. Из глинистых минералов распространены монтмориллонит, бейделлит, гидрослюда и каолинит, и сложные смешаннослойные ми-

из песчано-глинистой пачки, вес, %

Скв. 37				Скв. 34			Скв. 32					Скв. 22
157	158	159	163	236	237	238	825	826	828	829	830	58
0,1	0,1	0,02	0,4	Ед. з.	0,1	—	—	—	0,2	0,4	—	—
0,1	0,1	0,06	0,7	0,9	2,1	—	0,6	0,4	0,3	3,1	0,4	0,4
0,5	1,0	4,7	1,9	3,9	4,4	0,2	4,7	2,4	2,1	7,9	2,0	1,5
8,6	14,9	16,5	9,4	3,2	5,2	0,4	25,3	12,4	7,4	5,3	1,3	2,3
30,8	31,5	19,3	19,5	7,2	26,1	42,2	35,1	36,3	30,1	6,6	26,0	6,2
13,9		11,0	17,1	40,3	20,4	25,6		15,7	16,2	34,4	31,2	33,7
30,8	32,3	28,6	26,7		22,2	11,3			2,34	25,8	25,5	20,1
15,2	20,1	19,8	24,3	44,5	19,1	20,3	34,1	32,8	20,3	16,5	13,6	35,3

нералы. Во вкрапленниках отмечаются зерна глауконита (прилож., рис. 35), псефитовые и псаммитовые обломки местных пород, зерна терригенных минералов, мелкий беспорядочно ориентированный фюзенизированный растительный детрит (прилож., рис. 37). В породах отмечаются хлорито-глинистые трубчатые псевдоморфозы по ходам илюедов (?) диаметром в 1—2,5 см (прилож., рис. 38). Центральные полости их содержат обломочные песчано-алевритовые частицы. Остатки организмов сравнительно немногочисленны в этих отложениях: отмечаются мелкие морские пелециподы, перидиней, рыба чешуя и остатки скелетов рыб (Бабин, 1958, 1964).

За счет такого разнородного состава алеврито-глинистых пород отсортированность их обычно слабая, и нередко псаммитовая, алевритовая и пелитовая фракции присутствуют в почти равных количествах (табл. 23). В целом же количество тонких фракций увеличивается в породах с востока на запад (от скв. 44 к скв. 22). В состав псаммитовой фракции, кроме обломочных частиц, попадают также зерна глауконита и обломки местных пород, однако ввиду своей малочисленности особого влияния на гранулометрический состав породы они не оказывают, тем более, что для анализа отбирались образцы с минимальным содержанием этих компонентов. Охарактеризуем основные компоненты этих пород. Алевриты имеют преимущественно олигомиктовый и полимиктовый кварц-полевошпатовый состав (полевых шпатов до 30%). Относительное содержание тяжелой фракции изменяется от долей процента до нескольких процентов. Главное место в ее составе занимают минералы группы эпидота, несколько меньше ильменит и магнетит. Постоянно присутствуют хлоритизированный биотит, роговая обманка, мусковит, циркон, сфен, апатит, гранат, турмалин и единичные зерна метаморфических и других минералов. Таким образом, в алевритах, особенно в нижней половине славгородской свиты, наблюдается наиболее разнообразный комплекс тяжелых минералов, среди которых совершенно очевидно преобладают относительно неустойчивые (Батурия, 1947). Кроме терригенных минералов, в тяжелой фракции отмечаются также аутигенные — пирит и глауконит.

Глауконит наблюдается в окисленных и свежих зернах. Относительное содержание его в породах варьирует от 1—2 до 10—12%, в большинстве случаев 3—5%. Размер зерен различный: мелкие в 0,01—0,05 мм рассредоточены в основной алеврито-пелитовой массе породы. Кроме них, отмечаются гнездообразные скопления более круп-

ных зерен, достигающие в поперечнике 0,1—0,5, иногда до 0,7 мм (прилож., рис. 53). Зерна округлые, лопастные, микрочешуйчатые, а также пластинчатые с поперечно-шестоватым, реже поперечно-волокнистым строением. В первых нередко отмечаются включения кварцевого алеврита, реже песчинок и мелкого растительного детрита. Нередки случаи обрастания по периферии зерен окисленного глауконита свежим, а также выполнения последним трещин в кварце, полевоом шпате, обломках глинистых и кремнистых пород. Морфологические особенности зерен указывают на аутигенность глауконита.

Оолиты (гетито-гидрогетитовые) присутствуют в породах на восточной половине профиля, в зоне перехода песчанков в алевриты. Содержание их относительно небольшое — от 2—3 до 5%. Размер их 0,1—0,4 мм, т. е. крупнее основной массы обломочного (алеовритового) материала. Ядра оолитов слагаются пелитовым гидрогетито-глинистым материалом, зернами кварца, полевого шпата, глауконита, реже растительным детритом, минералами тяжелой фракции. Среди последних отмечаются эпидот, сфен, ильменит и магнетит, реже другие. Минеральный состав и размер частиц, служащих ядрами оолитов, близки таковым из основной массы породы. Однако они отличаются по указанному признаку от оолитов нижележащего шарымского горизонта. Эти особенности оолитов указывают на их автохтонность. Кроме оолитов, имеются гетито-гидрогетитовые ооиды и обломки местных ожелезненных пород. Нередко в последних наблюдается неясное концентрическое строение, намечающееся послойными концентрическими трещинами и реже неравномерной интенсивностью окраски их гидроокислами железа. Обломки никогда не обнаруживают крестообразного погасания и в скрещенных николях обычно изотропны или обнаруживают микрочешуйчатое строение (слабо ожелезненные). Этим они отличаются от равновеликих им оолитов. Для них характерны также угловато-округлая форма и частые включения зерен кварцевого алеврита, реже песка. Все отмеченные особенности оолитов, ооидов и обломков показывают, что они являются местными образованиями. Местами цемент в этих породах довольно интенсивно пропитан гидроокислами железа.

В алевритах, реже в песчаных прослоях славгородской свиты, часто отмечаются фосфатные стяжения (прилож., рис. 41), а также гравий и гальки перемытых фосфоритов. Наиболее крупные стяжения превышают диаметр зерна, однако они редки. Мощность их достигает 3—5 см. Чаще отмечаются конкреции в 2—7 см в диаметре, обычно эллипсоидальной формы, как бы несколько сплюснутые по вертикальной оси. Содержание их в породах неравномерное: одно стяжение приходится на интервал от 2—3 до 10 м. Внутри стяжений отмечаются раковинки пеллеципод, иногда скопления более крупного и лучше отсортированного обломочного материала, чем в основной массе породы. Эти особенности состава и формы стяжений указывают на начало их образования в стадию раннего диагенеза и некоторых даже в стадию осадконакопления.

Руды залегают в виде линзы мощностью от десятых долей метра до 1—5 м на восточной половине месторождения и приурочены к зоне фациального перехода алевритов в пески. Слагаются руды хлорито-гидрогетитовыми оолитами, сходными с оолитами из руд шарымского горизонта (типы 4, 5, глава 3). От последних они отличаются заметной примесью терригенного алевритового материала. Размер оолитов 0,1—0,4 мм. Ядрами их служат окисленные обломки алеврито-пелитовых хлоритовых пород, иногда глауконита, и лишь в единичных случаях

зерна терригенных минералов. Сближенные оолиты имеют общие наружные концентры, а в местах соприкосновения концентрическое строение ими утрачивается, вероятно, в результате деформации друг другом.

Оолиты, находящиеся по соседству с обломочными компонентами, имеют недоразвитые наружные концентры. Очевидно, инородные компоненты мешали их росту. Эти особенности строения указывают на образование оолитов в стадию диагенеза и их автохтонность. Отмечается постоянная, но незначительная (5%) примесь терригенного песчаного материала и редкие зерна гравия. Цемент в рудах базальный гингерито-хлоритовый со спорадическими скоплениями мелкозернистого сидерита.

### **ГАНЬКИНСКАЯ СВИТА И КОЛПАШЕВСКИЙ РУДОСОДЕРЖАЩИЙ ГОРИЗОНТ**

Свита распространена на всей площади месторождения, исключая южную окраину. Она имеет неоднородное строение и по литологическому составу делится на три пачки. Верхняя и нижняя пачки близки между собой и сложены глауконитовыми породами. Они разделяются резко отличным по составу колпашевским рудосодержащим горизонтом.

Нижняя пачка распространена в западных, меньше в центральных районах месторождения и отсутствует на востоке. В западных скважинах мощность ее колеблется от 4 до 10 м. В центральных районах отмечаются отдельные линзы глауконитовых пород мощностью от долей метра до 2—3 м. Линзы прослеживаются одной-двумя скважинами по линии профиля. Типы пород в западных и центральных районах также отличаются друг от друга. На западе распространены преимущественно алевритовые и алеврито-пелитовые (прилож., рис. 45), в центральных районах — псаммитовые глауконититы.

Верхняя пачка имеет более широкое распространение на месторождении и прослеживается на соседней Кожевниковской площади. Ее строение закономерно изменяется с северо-запада на юго-восток. На северо-западе, у пос. Высокий Яр, в разрезе преобладают глины, в основном известковые. Почти по всей линии субширотного профиля пачка слагается глауконитсодержащими псаммито-алеврито-пелитовыми породами. На восточной окраине месторождения она представлена в основном песками и песчаниками. Мощность отложений пачки неравномерна и изменяется следующим образом. В центральных районах месторождения (рис. 9) вскрывается зона маломощных отложений. Она с перерывами простирается с северо-востока на юго-запад. Понижение мощности пачки отмечается и на западной окраине месторождения. Очевидно, это единая кольцевая зона, оконтуривающая область с повышенной мощностью отложений. На северо-западе месторождения мощность отложений увеличивается до 30 м и более, на юго-востоке мощность пачки достигает 18 м и продолжает увеличиваться далее в этом направлении (на Кожевниковской площади). Таким образом, в строении пачки различаются три типа разрезов (см. рис. 6, В), сложенных глинистыми породами, породами смешанного псаммито-алеврито-пелитового состава, песками и песчаниками.

Разрез первого типа вскрыт двумя скважинами на северо-западе площади месторождения. В одной из них — скв. 10 на р. Андарме — мощность пачки равна 34 м. Разрез начинается зеленовато-серой глиной, алевритистой неслонистой с гнездами глауконита. Мощность ее 7 м. Выше лежит светло-серая плитчатая глина, известковистая с прослоями мергелей. Местами в породах различается микрогоризонтальная слоистость, отмечаются тонкие раковинки или ядра пелеципод, примесь алеврита и следы оползней. Мощность глин около 15 м. Выше залегает беловато-серая плитчатая известковистая глина с гнездами мелкого глауконита мощностью 12 м. Во всем разрезе отмечаются

тонкие (в 1—2 м) горизонтальные и вертикальные стеблевидные псевдоморфозы пирита.

Разрезы второго типа вскрыты всеми скважинами по линии широтного профиля, а также по соседству от него южными и северными скважинами. Все разрезы делятся на две группы: первые относительно полные (их большинство), вторые сильно сокращенные. Первые слагаются породами смешанного псаммито-алеверито-пелитового состава. Максимальная мощность разрезов этой группы достигает 15 м.

Типичный разрез в скв. 19 (западная часть профиля) снизу начинается ярко-зеленым псаммитовым глауконитом с редкими густками алеверито-глинистого материала, с гнездами кварцевых песчинок и окисленного глауконита. Мощность пород 1 м. Выше лежит псаммито-пелитовый глауконит (12,5 м). Переход первого из них ко второму постепенный. Во втором прослое также отмечается псаммитовый глауконит в виде тонких линзочек обычно с неясными границами. Реже наблюдается как бы срезание этими линзами слоев по косой линии. В породах, обычно в глинистых густках, отмечаются такие же раковинки пеллеципод, как в известковых глинах. Встречаются редкие вертикальные трубчатые псевдоморфозы диаметром до 10—20 мм, выполненные пиритом, и редкие фосфоритовые стяжения.

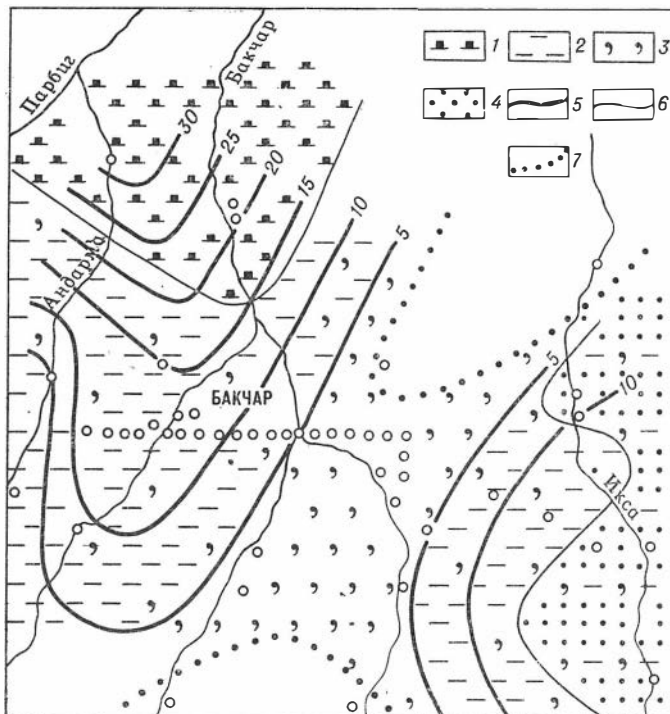


Рис. 9. Схема литолого-фациального строения ганькинской свиты (верхней пачки).

1 — глина известковистая; 2 — песчано-глинистые породы; 3 — глауконит; 4 — песок и песчаник; 5 — изохеты отложений пачки; 6 — границы литолого-фациальных зон; 7 — зоны размыва отложений.

Сокращенные разрезы второго типа имеют почти такое же строение, но в их породах увеличивается относительное содержание псаммитового материала. Так, в скв. 41 и 39 этим разрезам отвечают полуметровый прослой псаммитового глауконита, а в скв. 38 — прослой псаммито-пелитового глауконита мощностью 4,5 м.

Разрезы третьего типа вскрыты на восточной окраине месторождения. В этом районе ганькинская свита имеет однородное строение и пачки в ней выделить невозможно. Слагается она мелкозернистыми серыми и серовато-зелеными песчаниками с примесью хлорита и глауконита и прослоями в 0,5—1,5 м псаммито-пелитовых глауконито-глинистых пород с мелкими тонкостенными раковинами пеллеципод и пиритом в цементе. В основании свиты отмечаются скопления мелкого кварцевого гравия (скв. 4-гк). Мощность свиты около 30 м.

В составе разрезов были отмечены глины, пески и глаукониты. Остановимся на характеристике последних.

Глаукониты разделяются на псаммитовые, алевритовые и псаммито-алевроито-пелитовые (Швецов, 1958). Все эти разности отмечаются в ганькинской свите. Следует отметить, что если описанию зерен глауконита в литературе уделяется внимание (Гурова, 1959, 1960; Казанский, 1963; Казанский, Николаева, 1964, и др.), то петрографическая характеристика пород почти не приводится.

Псаммитовый глауконит отмечается в верхней и нижней пачках в центральных районах месторождения. Породы имеют ярко-зеленую или табачно-зеленую окраску, неслоистые, иногда неясно-слоистые за счет субгоризонтальных пелитоморфных сгустков или тонкой плитчатости. Характерным различием пород нижней и верхней пачек является то, что в первых часто встречаются фосфоритовые стяжения или гальки перемытых фосфоритов, а во вторых — примесь обломков руд, гидрогетитовых оолитов и ооидов, а также зерна окисленного глауконита. Последние нередко имеют побитые и выкрошенные края, что указывает на механическое переотложение.

Под микроскопом в этих породах устанавливается высокое содержание глауконита, достигающее 80—95%. Глауконит железистый, типа селадонита.

Таблица 24

Гранулометрический состав глауконитов

Место взятия и номер образца	1,0—0,4	0,4—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	0,10— 0,010	0,010	Примечание
Скв. 38, обр. 859	1,3	28	47	12	5	6,7	Нижняя пачка
» 38 » 866	1,0	17	46	18	10,2	7,8	»
» 54 » 567	0,6	0,2	1,9	16,7	59,9	20,7	»
» 10 » 401	Ед. з	10	37,5	18,0	18,5	16,0	Верхняя пачка

В табл. 24 показан гранулометрический состав типичных глауконитов, слабо сцементированных. В породах из скв. 38 (центральный район месторождения) максимальное содержание зерен падает на фракцию 0,25—0,16 мм, количество которой достигает 46—47%, относительно меньше количество фракции 0,4—0,25 мм (17—28%) и фракции 0,16—0,10 мм (12—18%). Алевритовые зерна (0,10—0,01 мм) составляют 5,0—10,2%. Так же незначительна и пелитовая фракция (6,7—7,8%). Примесь терригенного обломочного материала отмечается во всех фракциях, однако относительное содержание ее в каждой фракции не превышает 5—15%, причем несколько повышенные содержания падают обычно на более мелкие фракции.

Можно сказать, что эти породы довольно хорошо сортированы, они почти нацело (82—88%) состоят из зерен в 0,4—0,1 мм. Зерна глауконита округлые (ооиды), реже угловатые с микроагрегатным строением. В них отмечаются включения редких кварцевых алевритовых частиц и песчинок. Изредка встречаются пластинчатые зерна глауконита. Внутри первых нередко угловато-округлые, заливообразные реликты слабо раскристаллизованного «первичного (?)» глауконита, причем контур их определяет форму зерен, по периферии которых глауконит светлее и лучше раскристаллизован. Реликты такого первичного (?) глауконита можно наблюдать также в сгустках цементного глауконита, в которых они крупнее, чем в зернах, а форма их сходна с последними. Близкий состав зерен и цемента может свидетельствовать, очевидно, об аутигенном образовании первых в процессе собирательной перекристаллизации пелитоморфного осадка. Упаковка зерен глауконита очень плотная. Мож-



но наблюдать пластическую деформацию зерен друг другом, а также «внедрение» зерен в узкие промежутки между другими зернами. По всей вероятности, такая упаковка является результатом неравномерной собирательной перекристаллизации осадка в процессе его диагенеза, а не механической сортировки: незатвердевшие зерна вряд ли могли перемываться так, чтобы сохранялась их первичная округлая форма. По структуре цемент в этих породах поровый и соприкосновения, участками базально-сгустковый. Иногда в цементе отмечается примесь сидерита, микрозернистого или в виде тонких жилок, а также вивианита, керченита, кальциевых фосфатов (в стяжениях, иногда в порах) и пирита. В породах изредка присутствует мелкий растительный детрит, фюзенизированный или замещенный сидеритом и глауконитом (?), обломки раковин пелеципод, несколько более грубых, чем в алеврито-пелитовых глауконититах.

Алевритовый глауконит встречается в западных, реже восточных районах площади месторождения. Внешне породы сходны с псаммитовыми глауконититами, но более тонкозернистые. Содержание глауконита в них достигает 80%. Гранулометрический состав такого глауконитита (обр. 567) показан в табл. 24. Максимальное содержание (59,9%) глауконита падает на фракцию 0,10—0,01 мм. В пелитовой фракции (<0,01 мм) также преобладает глауконит, однако в ней отмечается значительная примесь кварца и гидрослюды. Относительное содержание примеси терригенного материала составляет 5—7%. Это в основном алевритовые зерна с единичными песчинками, кварцевыми, реже полевошпатовыми. Большинство из них заметно мельче зерен глауконита. Зерна угловатые, сильно корродированные. Кварц замещен глауконитом по трещинам, а по зернам полевого шпата отмечаются почти полные глауконитовые псевдоморфозы.

Зерна глауконита округлые и угловатые. Очевидно, они претерпели незначительный перемыв. Местами глауконит образует крупные сгустки слабо раскристаллизованные. Они разбиты тонкими трещинами, вдоль которых отмечается перекристаллизация и осветление глауконита. Очевидно, это начальная стадия собирательной перекристаллизации осадка незавершенная, поскольку не образовались ооиды. В сгустках, а также в отдельных зернах отмечаются включения алевритовых частиц терригенного материала, свидетельствующие о диагенетическом образовании глауконита.

Наиболее широко распространенная разность описываемого типа пород — псаммито-алеврито-пелитовые глауконититы. Они почти нацело слагают разрезы второго типа в западных и восточных районах месторождения (в верхней, меньше в нижней пачке). Породы имеют серую окраску с ярко-зелеными пятнами глауконита и гнездовидную сгустковую, реже мелколинзовидную текстуру. Мощность линзочек достигает 1—5 см. Еще реже отмечается микрогоризонтальная слоистость ленточного типа, вырисовывающаяся по прослоям глины мощностью 1—3 мм, а также косая линзовидная слоистость. В породах встречаются мелкие обломки известковых и фосфатизированных раковин пелеципод, обычно в линзах и прослоях, наиболее обогащенных глауконитом. В глинистых прослоях постоянно отмечаются псевдоморфозы пирита, чаще всего залегающие горизонтально, реже вертикально. Диаметр их варьирует от 0,5 до 2—3 мм, иногда достигает 8—12 мм. В шлифах отмечается мелкий растительный детрит, фюзенизированный или замещенный пиритом, глауконитом, фосфатом кальция.

Среди этих пород отмечаются прослои глин, неяснослоистых или тонко- и микрогоризонтальнослоистых с редкими гнездами мелкого

глауконита. В глинах отмечаются ходы илоедов, тонкостенные раковинки морских пеллеципод, а также разнообразный комплекс песчаных и известковистых фораминифер хорошей сохранности. В самих глауконититах никакие остатки фауны, кроме мелкого детрита, не наблюдались. В глинах, кроме того, отмечаются фосфоритовые стяжения, тогда как в глауконититах они редки. Глауконит в таких стяжениях несет признаки перемыва и несколько окислен.

В глауконититах значительно варьируют относительные содержания зерен глауконита и алеврито-глинистого материала (от 10 до 50—70%) и почти постоянным остается содержание примеси песчаного материала (5—15%). Зерна глауконита весьма неравномерны по величине. Основная часть их имеет 0,1—0,5 мм в поперечнике и локализуется в гнездах вместе с песчинками и более крупным алевритом, реже встречаются зерна 0,1—0,010 мм, обычно в глинистой массе. Единичные зерна достигают 0,8 мм в поперечнике. Зерна угловато-округлые (многие из них разбиты наружными трещинами на лопасти), травяно-зеленого цвета с характерной микроагрегатной поляризацией. В них отмечаются реликты слабо раскристаллизованного первичного (?) глауконита, а также редкие включения частиц кварца алевритовой размерности. Реже отмечаются зерна глауконита, отличающиеся от вышеописанных наличием в них включений более крупных алевритовых и псаммитовых частиц кварца, иногда растительного детрита. Обычно эти зерна крупнее первых (0,3—0,5 мм) и характеризуются относительно пониженными двупреломлением и показателем преломления. Встречаются в породах также единичные пластинчатые вермикулитообразные зерна.

Все зерна обычно крупнее частиц обломочного кварца или близки к ним, что, как и отмеченные их морфологические особенности, свидетельствует об аутигенном образовании и автохтонном залегании основной массы глауконита.

Иногда в основании верхней пачки, реже в кровле нижней отмечаются хорошо окатанные зерна глауконита без лопастей (прилож., рис. 9). Размер зерен варьирует от 0,1 до 0,4 мм, однако основная масса их имеет в поперечнике 0,05—0,20 мм. Зерна имеют микроагрегатное строение и изредка содержат включение мелких частиц кварца, как в зернах первого типа. В породах с этим типом глауконита отмечается повышенное содержание песчаного кварцевого материала (30—35%). Зерна глауконита претерпели значительный перемыв.

Окисленные зерна глауконита отмечаются довольно часто, а в отдельных прослоях близ кровли верхней пачки они значительно преобладают. Близкие по размеру неокисленным, они иногда крупнее последних. Очевидно, такие зерна поступили в осадок в результате конседиментационного перемыва псаммитовых глауконититов, описанных выше. Окисленные зерна пигментированы гидроокислами железа, но нередко почти нацело замещаются ими, так что только более поздняя регенерация глауконита по трещинам или по периферии позволяет узнать их первичный состав. Многие зерна имеют зубчатые обломанные края (прилож., рис. 45), причем наряду с крупными зернами наблюдаются и угловатые алевритовые обломки. Последние указывают на местный характер перемыва.

В качестве небольшой примеси (5—10%) в породах присутствуют гетито-гидрогетитовые оолиты, обломки пелитоморфных пород, замещенных гидроокислами железа, а в основании пачки — обломки железистого песчаника. Все эти компоненты являются аллотигенными, обломочными и поступали в породу, очевидно, в результате размыва колпашевского горизонта. Интенсивность размыва нарастала по мере

формирования пачки, поскольку количество рудных обломков увеличивается снизу вверх по разрезу.

В породах постоянной является примесь терригенного, преимущественно кварцевого песчаного и алевритового материала, с единичными зернами гравия, реже с большими скоплениями таких зерен в гнездах. Изредка, преимущественно в верхней части толщи, встречаются глинистые окатыши. Песчаники и гравий скапливаются в гнездах вместе с глауконитом, а алевритовые частицы ассоциируют преимущественно с глинистой массой. Псаммитовые зерна имеют угловато-окатанные, часто корродированные и как бы оплавленные края. Алевритовые частицы угловатые и остроугольные.

Цемент в породах глинистый, гидрослюдистый с примесью монтмориллонита и каолинита, базальный с участками порового и цемента соприкосновения. Часто в цементе и зернах глауконита присутствует пирит в виде мелких глобуль или микрозернистых скоплений, реже в виде шестоватых кристаллов (возможно, по марказиту). В верхней части пачки и реже в ее основании отмечаются породы, в цементе которых присутствует сидерит в виде сферолитов, мелких ромбоэдров или мелких изометричных зерен.

Восстановить палеогеографические условия накопления глауконитсодержащих отложений мы можем лишь в общих чертах. Как известно, аутигенный глауконит является индикатором морской среды (Пустовалов, 1940; Кленова, 1948; Горбунова, 1950; Страхов, 1962). Мы уже отмечали, что этот минерал в породах ганькинской свиты явно аутигенный. В глауконитсодержащих породах, кроме того, описаны морские фораминиферы (донные и планктонные), тонкостенные пелециподы, морские гастроподы и др. На основании всех этих признаков можно считать, что глауконитсодержащие отложения накапливались в мелководно-морских условиях, в нижней зоне шельфа, как это наблюдается в основном и в современных морях (Петелин, 1945; Безруков и др., 1961). Кроме того, по распределению мощности, а также типов глауконититов (рис. 9) можно сказать, что эти отложения формировались в зоне донного течения, что также весьма характерно для современных глауконитовых осадков.

Колпашевский рудосодержащий горизонт распространен почти на всей площади месторождения, исключая его южную и восточную окраины. Судя по расположению изопахит железосных отложений (рис. 10), а также по составу последних, можно считать, что на западе наблюдается фациальное выклинивание горизонта, а на востоке и частично юге — отложения размыты. Залегает горизонт с размывом на породах нижней пачки ганькинской свиты, а на северо-востоке (на р. Иксе) и в центральных районах месторождения — на отложениях славгородской свиты. Мощность горизонта изменяется от 5 до 18 м (рис. 10). Повышенные мощности характерны для восточной половины месторождения, где прослеживается довольно крупная линза руд. Длина линзы оценивается условно (поскольку северная граница ее распространения не выявлена) в 70 км, ширина линзы около 25 км. На западной половине месторождения (рис. 11) горизонт слагается псаммито- и псефито-пелитовыми железосными породами. Таким образом, в строении горизонта различаются два типа разрезов: рудный и безрудный (см. рис. 6, Г).

Разрезы первого типа (рудные) характеризуются довольно однородным строением. Мощность их варьирует в пределах 10—18 м. Максимальных величин она достигает в скв. 41 у д. Полянника и в скв. 11 на р. Иксе. В скв. 41 разрез начинается серовато-зеленым псаммито-пелитовым хлидолитом. Вкрапины в них представлены

зернами окисленного глауконита, редкими оолитами и зернами песчано-алевритового терригенного материала. Мощность прослоя 3—6 м, причем в середине и в основании его отмечаются скопления гравийных зерен кварца.

Выше лежит сыпучая руда с черными и темно-коричневыми блестящими оолитами, содержащая прослой руды с охристым гидрогетито-глинистым цементом. Руда имеет равномерно вкрапленную текстуру. Мощность ее 2,8 м. Далее идет сыпучая руда с мелкими сгустками сходного по составу цемента. Мощность ее 3 м. Кверху в ней повышается количество пелитоморфного цементирующего материала и она постепенно переходит в псаммито-пелитовый хлидолит с блестящими оолитами (0,5 м). Последний перекрывается сыпучей рудой. Она состоит из темно-коричневых ооидов и оолитов с небольшой примесью гравийных обломков руд и кварца и незначительным количеством гидрогетито-глинистого мелкосгусткового цемента. Мощность руды около 6 м.

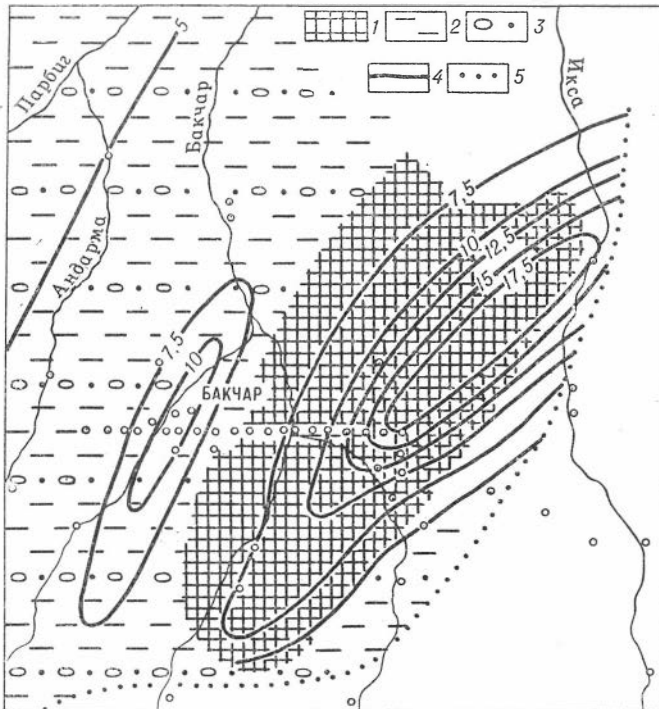


Рис. 10. Схема литолого-фациального строения колпашевского горизонта.

1 — руда; 2 — хлидолиты; 3 — прослои гравелита и песчаника; 4 — изопачты железосных отложений; 5 — граница размыва горизонта.

В верхней части ее присутствует инфильтрационный корковый хлоритовый цемент. Венчается разрез прослоем 0,2 м псефито-псаммито-пелитового хлидолита, во вкрапленниках которого отмечаются гидрогетитовые, реже глауконитовые псевдооолиты, редкие кварцевые песчинки, а также рудный и кварцевый гравий.

В скв. 38 мощность разреза меньше (11 м). В основании его залегает псаммито-пелитовый хлидолит мощностью 2 м. Выше — псаммитовый глауконитит (1,5 м), затем красновато-коричневая тонкоплитчатая оолито-оолиговая руда с сидерито-гизингерито-глинистым цементом (5,5 м) и с примесью зерен рудного кварцевого гравия. Она покрывается зеленым псефито-псаммито-пелитовым хлидолитом (2 м).

В скв. 33 мощность разреза около 9 м. Он начинается прослоем (1,35 м) псаммито-пелитового хлидолита с фосфатно-сидеритовыми стяжениями и мелкими сидеритовыми жеодами (образовавшимися в пустотах от разложившихся органических остатков). Выше лежит табачно-зеленая руда, псевдооолитовая с сидерито-хлоритовым цементом, мощность ее 0,3 м, затем коричневая руда с гизингерито-глинистым цементом (около 5 м) и двумя прослоями табачно-зеленых руд 0,5 и 0,6 м. В рудах отмечается примесь гравийного материала (кварцевого и обломков железистых пород), количество которого увеличивается снизу вверх по разрезу. При этом в верхней части

пласта отмечаются гнезда и мелкие линзы гравелитов. Перекрываются руды псефито-пелитовым хлидолитом, мощность прослоя которого достигает 2,5 м.

В скв. 30 разрез сильно сокращен (6 м). Он начинается прослоем (1,4 м) серовато-зеленого псефито-пелитового хлидолита. Выше лежит гравийно-ооидная руда (3 м) с фосфатными гальками и прослоями (3,10 см) глауконито-кварцевого песчаника с глинистым и сидеритовым цементом. Кверху в руде заметно повышается количество гравийного материала и увеличивается размер зерен: появляются мелкие гальки железоносных пород. В кровле пласта отмечаются прослои мелкозернистых гравелитов в несколько сантиметров мощности.

Разрезы в торого типа (безрудные) имеют сложное линзообразное строение, обусловленное переслаиванием пелитовых, псаммитовых и псефитовых пород.

Так, в скв. 54 мощность разреза 10 м. Начинается он прослоем (около 1 м) мелкозернистого глауконито-кварцевого песчаника с глинистым цементом и небольшой примесью обломков ожелезненных пелитовых пород. Выше лежит псаммито-пелитовый хлидолит (2 м), затем снова глауконито-кварцевый песчаник (2 м), относительно более крупнозернистый с большей примесью мелкогравийного материала (кварцевого и железоносных пород) с прослоем псефито-пелитового хлидолита (0,8 м) в середине. Выше лежат сходные с последним псефито-пелитовые хлидолиты (около 3 м), в которых отмечаются тонкие (в несколько сантиметров) прослои гравелитов, состоящих из обломков кварца и пелитовых железоносных пород, в различной степени замещенных гидроокислами железа. Наиболее интенсивно ожелезненные обломки слагают породы, приближающиеся по содержанию металла (26—29,5%) к кондиционным рудам. Мощность их достигает почти 2 м. Породы неслоистые. Изредка среди псефито-пелитовых пород отмечаются нерезкие косые наслоения гравелитов.

Венчают разрез псефито-пелитовые хлидолиты, в которых содержание гравийных зерен уменьшается вверх по разрезу. В псаммито-пелитовых, реже псефито-пелитовых хлидолитах встречаются фосфатно-сидеритовые стяжения, а также окатанные обломки последних.

В скв. 10 мощность отложений понижается до 6 м. В основании разреза залегают мелкозернистый глауконито-кварцевый песчаник (1,5 м), а выше — гравийно-пелитовые породы с прослоями гравелитов, а также крупно- и мелкозернистых песчаников мощностью 0,1—0,2 м. Общая мощность пачки 4,5 м. В пачке отмечаются фосфатно-сидеритовые песчаные стяжения, обычно с глауконитом.

Сходные разрезы прослеживаются и далее — к западу и северо-западу, в долине р. Парбиг.

Суммируя данные по описанию разрезов, можно охарактеризовать основные особенности строения горизонта на площади месторождения в следующих чертах. Как для рудных, так и безрудных разрезов в общем характерно трехчленное строение. В первых внизу залегают псаммито-пелитовые хлидолиты с прослоями глауконитов, выше — руды, затем псефито-пелитовые хлидолиты, во-вторых псаммито-пелитовые хлидолиты с прослоями мелкозернистых песчаников сменяются псефито-пелитовыми хлидолитами с прослоями гравелитов, крупнозернистых песчаников и руды (до 2,0 м), а затем псефито-пелитовым хлидолитом. Как видно, эти типы разрезов вполне сопоставимы друг с другом.

Характеризуя разрезы, мы отмечали руды, хлидолиты, песчаники и гравелиты в качестве главных петрографических типов пород в горизонте. Ниже дается их характеристика.

Руды приурочены к восточной половине месторождения. Судя по расположению изоложит (рис. 13), залежь имеет несколько асимметричное строение с относительно расширенным северо-западным крылом.

Характерным признаком руд горизонта является их псевдооолитовая структура, оолиты присутствуют в подчиненном и нередко ничтожном количестве. Отмечаются сыпучие руды (типы 2а и 2б), а также руды, сцементированные базальным хлорито-глинистым (тип 4а) и гингерито-сидерито-глинистым (тип 4б) цементом. Детальная характеристика этих типов дана в третьей главе. Ниже мы рассмотрим пространственное размещение типов руд в залежи и проведем их сравнительный анализ.

На рис. 12 видно, что сыпучие руды располагаются в центре залежи с некоторым смещением к восточному крылу. В разрезе с ними ассоциируют руды с базальным хлорито-глинистым и гидрогетито-глинистым

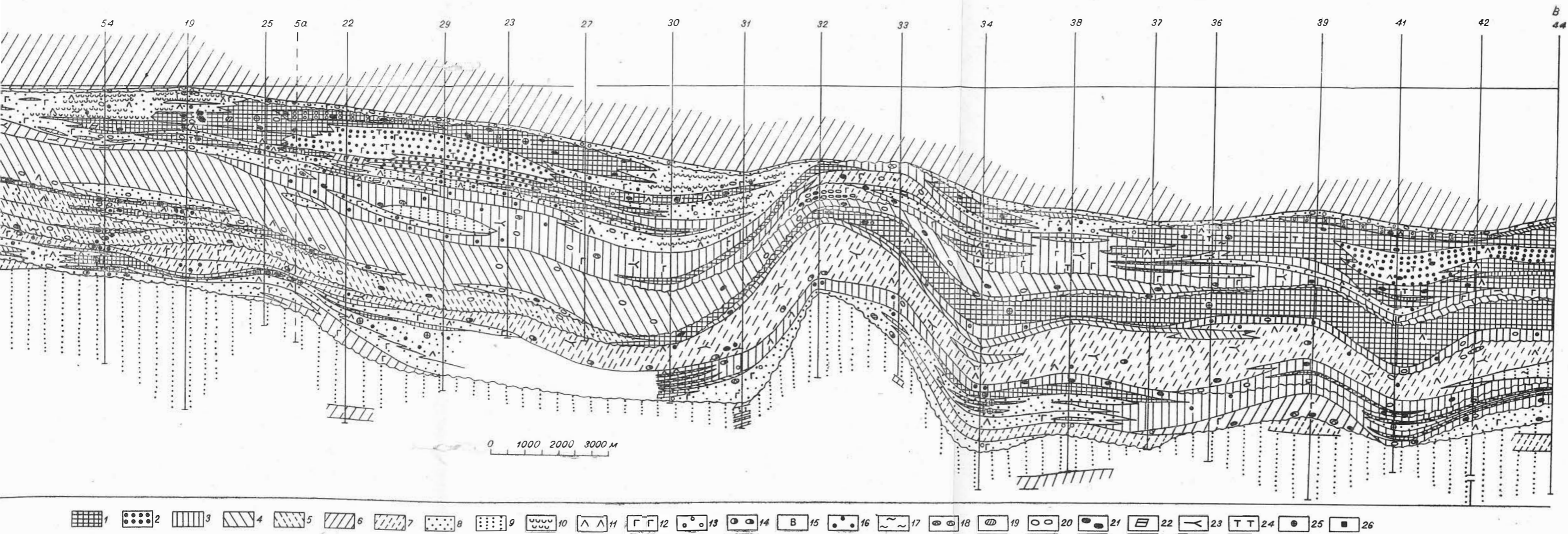
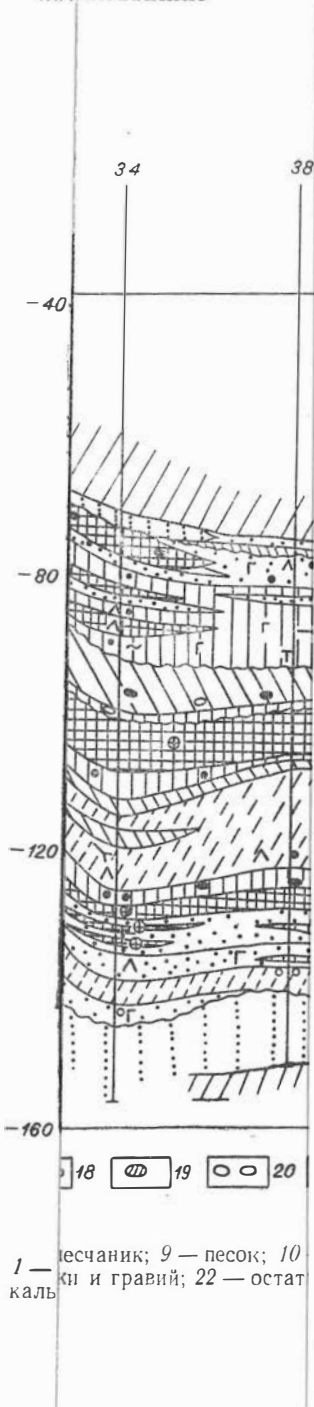


Рис. 11. Литологический разрез железоносной толщи.

ентрированная; 2 — руда сыпучая; 3 — хлорито-глинистая порода; 4 — глауконито-глинистая порода; 5 — глауконито-алеврито-глинистая порода; 6 — глина; 7 — алеврит; 8 — песчаник; 9 — песок; 10 — сидерит. Примеси в цементе. 11 — хлорит; 12 — глауконит; 13 — сидерит; 14 — фосфат фосфат железа; 16 — рудные оолиты; 17 — глинистое вещество; 18 — гравий хлоритовых пород; 19 — глинистые окатыши, 20 — кварцевые гальки и гравий; 21 — рудные гальки и гравий; 22 — остатки древесины; 23 — растительный детрит; 24 — примесь гетита в цементе; 25 — гизингерит в цементе; 26 — пирит.

охристым цементом. На восточной окраине линзы (скв. 44) наблюдаются руды с реликтовым гизингеритовым цементом. На западном крыле отмечаются руды с гизингерито-глинистым базальным цементом, с примесью сидерита.

Текстуры цементированных руд также различны в разных частях залежи. В центре отмечаются неслоистые руды, имеющие равномерно-





Фракция 0,5—2,5 мм представлена рудными обломками с примесью обломков терригенного материала. Во фракции 0,5—0,1 мм основное место занимают гетито-гидрогетитовые оолиты и оолиты с небольшой примесью зерен окисленного глауконита и кварцевых песчинок. При этом следует отметить, что примесь терригенного, главным образом кварцевого материала, гравийного, песчаного и алевритового в целом небольшая (обычно 5—10%), причем нередко относительно повышенные содержания падают на псефито-крупнопсаммитовую фракцию.

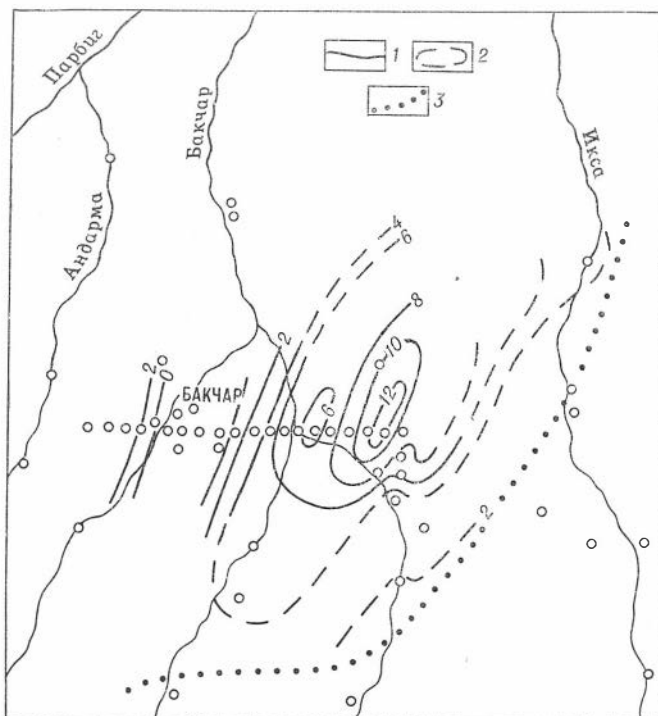


Рис. 13. Схема изопакит руд колпашевского горизонта.  
Изопакиты: 1 — установленные; 2 — предполагаемые; 3 — граница размыва горизонта.

В центральной, реже восточной части месторождения в рудах отмечаются прослои псаммито-пелитовых хлидолитов, на западной окраине линзы наблюдаются прослои хлидолитов и глауконито-кварцевых песчаников.

**Хлидолиты.** Часто встречаются в горизонте, особенно в его основании и кровле. Псаммито-пелитовые разности этих пород сходны с таковыми из славгородской свиты, и здесь мы на них не останавливаемся. Псефито-псаммитовые хлидолиты представляют собой алеврито-пелитовую породу с гнездо- и линзообразными скоплениями зерен кварца и пелитоморфных железистых пород (прилож., рис. 44) с фосфато-сидеритовыми стяжениями. Среди них отмечаются тонкие прослои гравелитов (в несколько сантиметров мощностью, прилож., рис. 55), содержащие хлорито-глинистый цемент, близкий по составу пелитоморфной массе хлидолитов, и фосфато-сидеритовые стяжения (скв. 5-а и др.). Границы прослоев неясны, взаимопереходы между ними постепенные. В хлидолитах отмечается, кроме того, примесь терригенного песчаного материала, зерна глауконита, чешуйки и зубы рыб, обломки фосфатизированных



Таблица 25

## Гранулометрический состав руд колпашевского горизонта

Место взятия и номер образца	2,5	2,5-1,6	1,6-1,0	1,0-0,5	0,5-0,4	0,4-0,25	0,25-0,16	0,16-0,10	0,10-0,063	0,063	Средн. диа- метр, мм	Коэфф. сорти- ровки
Скв. 41, сбр. 191	1,40	0,6	1,2	9,90	21,60	44,0	10,40		2,40	8,50	0,31	1,48
» 41 » 198	0,80	0,90	1,50	4,00	22,50	45,80	8,60		0,90	15,00	0,31	1,30
» 41 » 193	1,55	1,45	1,35	6,25	24,90	47,95	11,10		1,05	4,40	0,32	1,04
» 41' » 491	0,70	0,30	0,60	2,75	8,30	51,85	16,65	3,35	1,70	13,80	0,27	1,44
» 41 » 196	0,05	0,15	0,10	4,25	18,60	44,30	17,40		1,70	13,50	0,26	1,62
» 41 » 197	0,15	0,60	1,20	3,35	9,20	45,00	13,50		0,80	26,25	0,26	1,44
» 41 » 199	0,05	0,35	0,75	4,00	12,10	50,85	16,20		1,65	14,05	0,25	1,48
» 12 » 107	3,65	2,35	3,50	24,00	18,05	17,40	6,75	1,20	1,20	21,90	0,42	1,62
» 12 » 108	3,50	3,25	4,55	13,95	23,50	19,20	7,85	2,30	1,10	20,80	0,38	2,00

Таблица 26

## Гранулометрический состав хлидолитов

Место взятия и номер образца	2,5	2,5-1,6	1,6-1,0	1,0-0,63	0,63-0,5	0,5-0,4	0,4-0,25	0,25-0,16	0,16-0,10	0,10-0,063	0,063-0,01	0,01
Скв. 29, обр. 19	0,4	0,4	1,3	8,2	1,6	3,2	11,6	8,1	4,1	4,1	16,8	40,2
» 22 » 50	0,4	0,7	2,6	13,2	6,6	7,9	15,0	5,5	1,5	1,8	7,3	37,5
» 22 » 55a	—	—	3,2	12,4	2,5		12,8	10,3	5,4	2,3	12,9	32,0
» 54 » 562	—	0,7	7,0	3,7	3,6		11,8	19,7	10,1	11,1	10,5	21,8
» 54 » 561	—	0,4	0,2	0,8	0,9		7,6	20,8	16,4	17,8	9,3	26,2

раковин пеллеципод, фюзенизированные растительные остатки, а также обломки мягких обтепленных пелитовых пород. Основными компонентами хлидолитов являются (в возрастающем соотношении) обломки хлоритовых пород, терригенный материал и хлорито-глинистая цементирующая масса. В некоторых прослоях в значительных количествах присутствует глауконит.

Для слабо сцементированных образцов хлидолитов мы провели анализ гранулометрического состава (табл. 26). Колебания в размерности зерен пород довольно значительны. Содержание зерен от 2,5—3 до 0,63 мм составляет 1,04—16,9%, от 0,63 до 0,25 мм — 8,5—29,5%, от 0,25 до 0,1 мм — 7—37,2%; содержание алевритовой фракции варьирует довольно широко (9,1—27,1%), как и пелитовой (21,8—40,2), причем суммарное содержание этих фракций довольно высокое — 43,4—61,1%. Зерна крупнее 0,63 мм представлены в основном кварцем с подчиненным количеством окатанных обломков пелитоморфных пород. Во фракции 0,63—0,25 мм наблюдается обратное соотношение этих компонентов. Во фракции 0,25—0,10 мм отмечается значительное содержание зерен глауконита, реже гидрогетито-хлоритовых оолитов. В алевритовой фракции содержание терригенного материала повышается.

Т а б л и ц а 27

Гранулометрический состав песчаников

Место взятия и номер образца	2,5—1,6	1,6—1,0	1,0—0,63	0,63—0,5	0,5—0,4	0,4—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	0,10—0,063	0,063—0,01	<0,01
Скв. 54, обр. 565	—	7,0	9,0	8,4	22,8	21,6	4,0	3,6	4,6	19,0	
» 22 » 52	—	—	0,4	0,9	13,3	33,1	12,5	8,5	9,9	21,4	
» 10 » 626	Ед. з	1,0	1,0	5,0	36,8	37,0	5,6	4,0	1,6	8,0	
» 10 » 629	0,5	10,0	10,0	10,6	29,0	17,2	2,3	7,5	9,3		
» 29 » 20	—	1,6	9,7	6,2	22,5	15,7	4,9	3,0	14,4	22,0	

Таким образом, размер зерен терригенного материала в рудах и хлидолитах сходен, благодаря чему мы и наблюдаем распределение его преимущественно в одних и тех же фракциях: алевритовой и крупнопсаммито-псефитовой. Этот признак может указывать на близкие фациальные условия образования этих типов пород. Кроме того, выше было указано на большую роль ооидов (и обломков) в составе руд, а также хорошую отсортированность слагающего их материала. Очевидно, эти особенности связаны с условиями образования рудных компонентов, значительная часть которых представляет собой продукты физико-химического преобразования хлидолитов.

Песчаники встречаются в виде маломощных — от сотых до десятых долей, реже 1—2 м — линз преимущественно на западной половине месторождения. Породы зеленого или буровато-зеленого цвета, неслоистые, равномерно мелко- и неравномерно крупнозернистые. Последние содержат заметную примесь гравия (от 1,6 до 10,5%, табл. 27). Содержание зерен глауконита в породах варьирует в пределах 15—35%. В более крупнозернистых песчаниках отмечается относительно пониженные содержания интенсивно окисленного глауконита. Основная масса его локализуется во фракции 0,25—0,10, в меньшем количестве во фракции 0,63—0,25 мм.

Основываясь на материалах литолого-фациального строения горизонта, можно составить общее представление об условиях его образования.

Характеристика палеогеографических условий образования горизонта уже освещалась в общих чертах в литературе. Так, М. П. Нагорский (1958) считал, что горизонт формировался в крупном морском заливе, отделенном островами от остальной части акватории. Н. Х. Белоус и др. (1964) считали отложения лагунно-лиманными. Ю. П. Казанский (1963) и мы (1964) характеризовали отложения горизонта как лагунные. При этом все рассматривали руды как регрессивные образования.

Характерной особенностью строения горизонта является повышение роли обломочных, в том числе грубозернистых пород в разрезе в направлении с востока на запад. Пределы колебания размеров зерен обломочного материала в рудах и вмещающих их породах одинаковы. Очевидно, в руды терригенный материал поступал в основном не с берега, а, наоборот, с противоположной стороны, с запада.

При этом грубозернистые породы являются, очевидно, более мелководными образованиями, чем переслаивающиеся с ними глауконитокварцевые песчаники и хлидолиты, т. е. происхождение этих пород может быть связано с ростом отмелей и островов в этой части бассейна. Эти отмели и острова поставляли материал не только физического, но и химического выветривания. Обращает на себя внимание тот факт, что химическое изменение пород в процессе замещения их гидроокислами железа протекает по тому же типу, что и в корках выветривания. Это позволяет предполагать, что процесс мог протекать и в субаэральных условиях, хотя во второй главе мы показали, что такой процесс проходил и непосредственно в бассейне, в процессе перемива оолитов, ооидов и обломков породы.

Поскольку в разрезах наблюдается несколько прослоев грубозернистых пород, постольку можно говорить о периодических поднятиях морского дна и соответственно периодических его опусканиях. Времени опускания соответствует, очевидно, образование хлидолитов и глауконитокварцевых песчаников. Последние формировались в зоне морского течения, которое, очевидно, заносило зерна глауконита, а также гравия, кварца и хлоритоглинистых пород и гальки фосфоритов в зону отложения ооидных руд.

Несмотря на широкое развитие песков и песчаников к востоку от рудных залежей, в разрезах не наблюдается переслаивания руд с песчаниками в этом направлении. В этой зоне выклинивания, как на юге и западе месторождения, в рудах повышается относительное содержание рудного гравия того же состава, как и в других районах. Очевидно, и здесь выклинивание рудной залежи связано с границей острова или отмели.

В целом в разрезе ганькинской свиты наблюдается также большое сходство структур и текстур глауконитсодержащих и рудосодержащих пород, а также количество и размер зерен терригенного материала (кварца и др.) в них.

Все отмеченные особенности строения рудосодержащего горизонта, а также близкие площади распространения глауконит-, рудосодержащих отложений свидетельствуют о близких фациальных условиях их формирования. Очевидно, и руды являются образованиями морского шельфа.

Разрез ганькинской свиты в целом представляет собой пример разреза рецессионного типа (Наливкин, 1956). Д. В. Наливкин пишет, что в таких разрезах выделять регрессивные и трансгрессивные серии нельзя, поскольку ни континентальные, ни типично прибрежно-морские отложения в них не встречаются. И действительно, попытки выделить как

трансгрессивно- (Казанский, 1963), так и регрессивнонаслоенные рудо-содержащие горизонты (Белоус и др., 1964) нельзя считать удачными, поскольку и те и другие занимают совершенно одинаковое положение в разрезе и даже описываются для одного и того же горизонта (нарымского).

### **БАКЧАРСКАЯ СВИТА, ТЫМСКИЙ И БАКЧАРСКИЙ ГОРИЗОНТЫ**

Как было отмечено выше, в составе бакчарской свиты различаются тымский и бакчарский рудосодержащие горизонты. Горизонты прослеживаются почти на всей площади месторождения, исключая его южную окраину.

Бакчарская свита содержит кондиционные руды почти на всей площади месторождения, причем мощность руд увеличивается от центра месторождения к его периферийным участкам. Повышенные скопления руд сосредоточены в трех линзах. В южной линзе выявлена максимальная мощность руды в 13 м, в западной — 17,5 м и восточной — 21,5 м. Оконтурированы линзы условно изопакитой в 10 м (рис. 14), вскрытой наи-

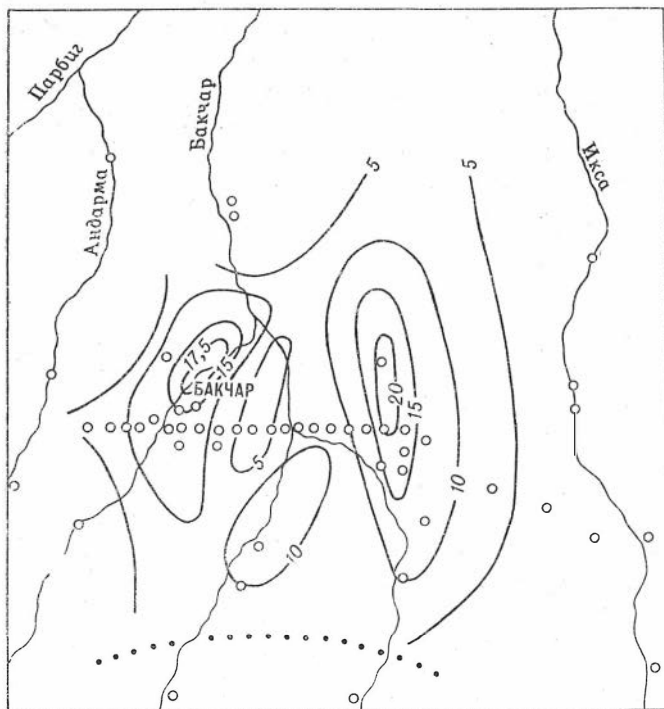


Рис. 14. Схема изопакит руд тымско-бакчарского горизонта.

большим количеством скважин. Зона выклинивания руд в настоящее время полностью не оконтурирована. В линзах отмечаются разные типы руд (рис. 15). В южной преобладают оолитовые руды с хлорито-глинистым цементом (внизу) и с хлорито-гизингерито-сидеритовым цементом в верхней половине линзы. В западной линзе наблюдаются сыпучие оолитовые руды в нижней ее половине и крепко сцементированные хлорито-гизингерито-сидеритовым цементом — в верхней половине. В восточной залежи наблюдаются три типа оолитовых руд: внизу слабо сцементи-

рованные хлорито-глинистым цементом, в середине сыпучие, и сверху руды, крепко сцементированные хлорито-гизингерито-сидеритовым цементом. При этом следует заметить, что оолитовые руды в основном ассоциируют с пелито-алевритовыми породами и с мелкозернистыми песчаниками, содержащими значительную примесь алеврито-пелитового материала (разрезы первого типа), и почти отсутствуют среди среднезернистых песчаников. Мощность отложений (рис. 16) варьирует от

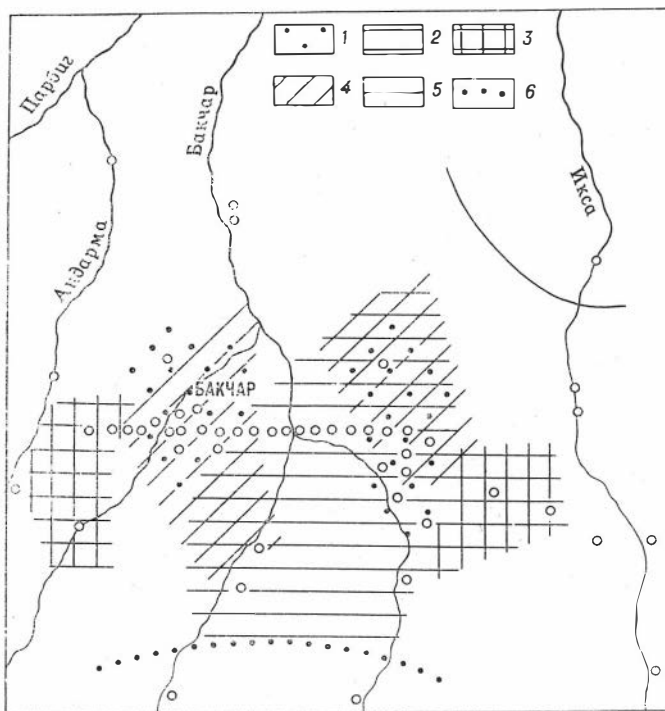


Рис. 15. Схема распределения типов руд тымско-бакчарского горизонта.

1 — сыпучие, 2 — сцементированные хлорито-глинистым цементом, 3 — сцементированные гизингерито-хлоритовым и 4 — гизингерито-сидеритовым цементом; 5 — граница выклинивания горизонта; 6 — граница размыва горизонта.

5—7 до почти 40 м, причем максимальные значения характерны для западной половины месторождения. Они достаточно хорошо вскрыты скважинами, пробуренными по линии субширотного профиля, и значительно слабее по периферии месторождения, где пробурены лишь редкие скважины.

**Тымский горизонт.** На восточном (скв. 41, 42, 44) конце профиля в строении горизонта резко преобладают руды (см. рис. 11). К центру площади среди руд появляются прослойки песчанистых хлорито-глинистых и глинистых песчаников, количество которых увеличивается к западу, за счет чего возрастает общая мощность разреза. На крайнем западе (рис. 17) руды выклиниваются, и рудосодержащие отложения фациально замещаются глауконито-кварцевыми песками и песчаниками с сидерито-глинистым цементом и редкими оолитами. К восточной окраине месторождения за пределами профиля, судя по единичным скважинам, руды также разубоживаются песчаным материалом и затем замещаются слабо глинистыми песками с единичными зернами глауконита.

Как видно из общей характеристики, строение горизонта отличается значительным разнообразием (рис. 18). В одних разрезах преобладают пески и песчаники, в других — хлорито-глинистые породы, в третьих — руды. Кроме того, различаются сложные разрезы, в которых наблюдается переслаивание всех типов пород примерно в равных соотношениях. Эти разрезы имеют наибольшую мощность и являются, таким образом, наиболее полными. Остановимся на их характеристике, причем для удобства условно назовем их разрезами первого типа. Остальные назовем соответственно разрезами второго (песчанистые), третьего (хлорито-глинистые) и четвертого (рудные) типов.

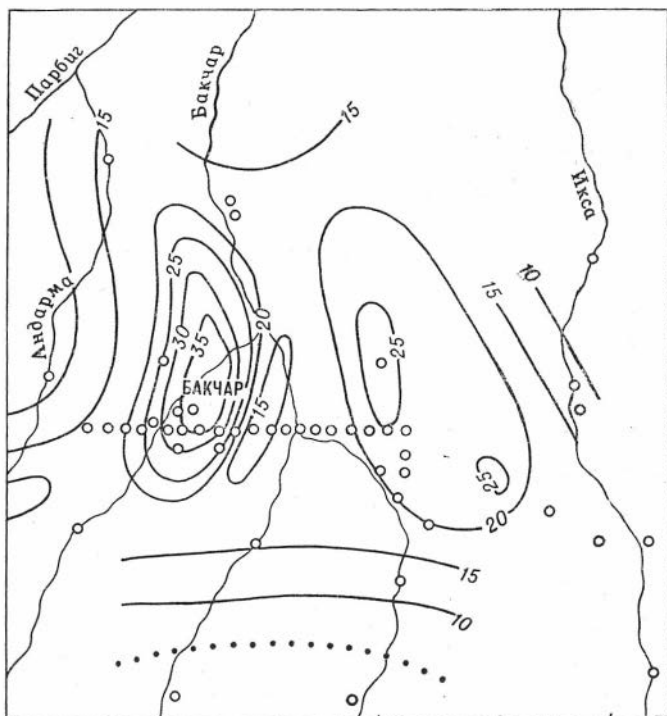


Рис. 16. Схема изопакит железосодержащих отложений бакчарской свиты.

Разрезы первого типа распространены на западной половине месторождения, причем максимальная мощность отложений установлена вблизи с. Бакчар (рис. 6, 15, скв. 1, 29, 53), где она достигает 32—36,5 м.

В скв. 29 мощность разреза равна 36 м. Он начинается зеленым псефито-пелитовым хлоритом (3,5 м), состоящим из хлорито-глинистой основной массы с гнездообразными включениями зерен окисленного глауконита, гетито-гидрогетитовых оолитов, песчинок, а также гравийных зерен пелитоморфных ожелезненных пород, меньше кварца. Порода имеет гнездообразно-вкрапленную, реже неясно-горизонтально-слоистую текстуру. Последняя подчёркивается налетами побуревшей глины по плоскости напластования. Кверху количество гравия уменьшается (последние 0,3 м), и эти породы постепенно переходят в тонкогоризонтальные, реже полого-косослоистые зеленовато-коричневато-серые песчаники (21 м). Песчаники средне-мелкозернистые кварцевые и полевошпатово-кварцевые, сцементированные хлорито-глинистым цементом, преимущественно базальные в нижней части и корково-стуктовым в верхней части пачки (табл. 28), в отдельных прослоях (вверху) обохренные. В песчаниках отмечается значительная примесь то окисленного глауконита, то гидрогетито-гетитовых оолитов, то пелитоморфного хлорито-глинистого материала, а также прослои (0,3—0,4 м) песчанистых глин с гнездовидными скоплениями рудных оолитов и перемытого глауконита.

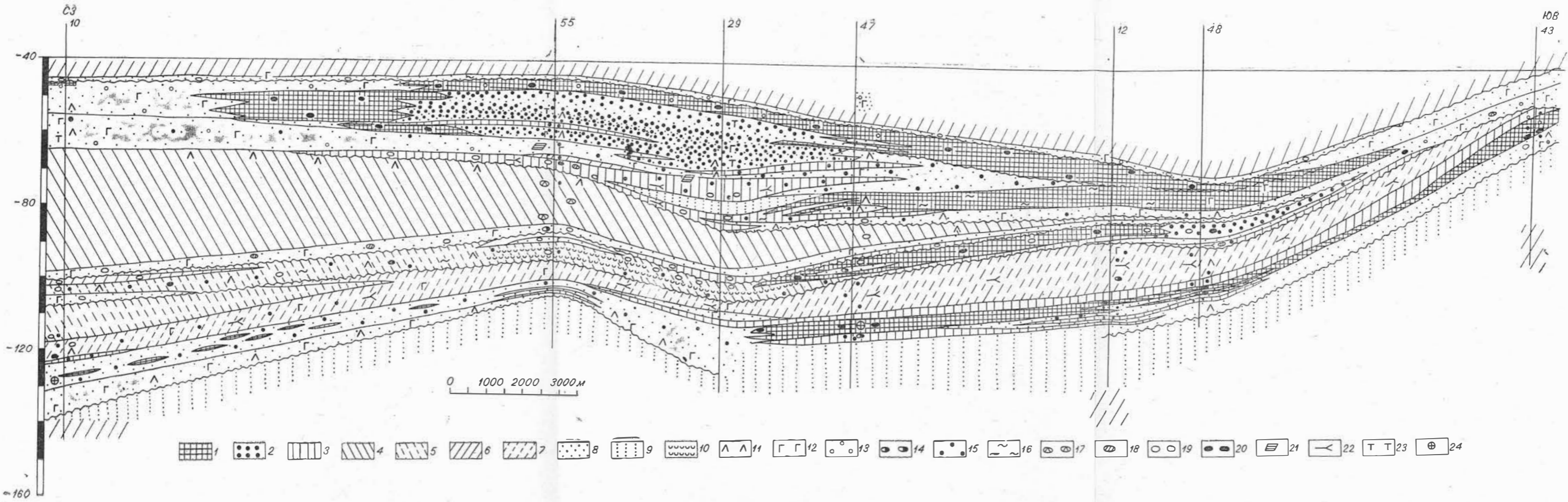


Рис. 17. Литологический разрез железоносной толщ.

1 — руда цементированная; 2 — руда сыпучая; 3 — хлорито-глинистые породы; 4 — глауконито-глинистые породы; 5 — глауконито-алевритовые породы; 6 — глина; 7 — алеврит; 8 — песчанник; 9 — песок; 10 — сидерит; примеси в цементе; 11 — хлорит; 12 — глауко-нит; 13 — сидерит; 14 — фосфаты кальция; 15 — рудные оолиты; 16 — глинистая примесь; 17 — обломки хлоритовых пород; 18 — глинистые окатыши; 19 — гравий и галька кварца; 20 — рудные обломки; 21 — куски древесины; 22 — растительный детрит; 23 — примесь гетита в цементе; 24 — гизингерит.

Выше лежит пачка сыпучих руд (7,5 м) с мелкогустовым гидрогетто-глинистым и мелкогустово-корковым хлорито-глинистым цементом, относительное содержание которого, а равно и примесь песчаного терригенного материала уменьшается снизу вверх по разрезу. Текстурные особенности руд нарушены в процессе бурения. Лишь кое-где сохранились тонкие горизонтальные прослой охристо-бурых глин, содержащих примесь песчинок, рудных оолитов и окисленного глауконита. Руды оолитовые с примесью псевдооолитов, с небольшим количеством рудного, меньше кварцевого гравия в верхней части пласта. В отдельных прослоях руды заметно обогащаются зернами окисленного глауконита или песчинками кварца.

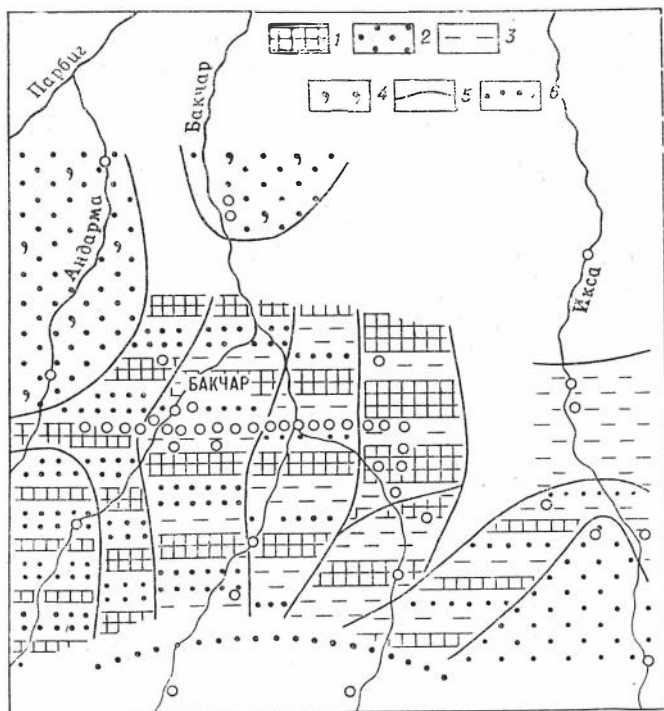


Рис. 18. Схема литолого-фациального строения тымско-бакчарского горизонта.

1 — руда; 2 — песчаник; 3 — хлорито-глинистые породы (хлидолиты); 4 — глауконит; 5 — границы литолого-фациальных зон; 6 — граница размыва отложений.

В скв. 25, расположенной в 27 км к западу от скв. 29, мощность разреза сокращена почти вдвое по сравнению с вышеописанным (15 м). Однако трехчленное строение разреза сохраняется, при этом повышается относительная роль руды (9,4 из 19,2 м общей мощности разреза).

Начинается разрез псефито-пелитовым хлидолитом (2 м), имеющим гнездообразно вкрапленную текстуру. Породы залегают согласно на подстилающих глауконит-содержащих отложениях ганькинской свиты. На последних вначале появляются темно-зеленые хлорито-глинистые породы со значительным содержанием глауконита. Кверху глауконит исчезает, появляются оолиты и гнезда гравия.

Выше лежит пачка песчаников (6,8 м). Внизу (3,5 м) они темно-зеленые неслоистые или неясно-горизонтальнослоистые. Горизонтальная слоистость подчеркивается тонкими прослоями буровато-зеленого песчаника, обогащенного коричневыми полублестящими оолитами. В песчанике отмечается окисленный глауконит, гнездообразные скопления мелкого рудного и кварцевого гравия и небольшая примесь рудных оолитов. Цемент хлоритово-глинистый, мелкогустово-корковый. В верхней половине пачки песчаник (3,3 м) отличается наличием косой слоистости под углом 10—15° (прилож., рис. 49), подчеркиваемой прослоями (0,1—0,2 м) руды с полублестящими внизу и блестящими в верхней части песчаников коричневыми оолитами или тонкими полосками (1—2 мм), обогащенными оолитами. Местами руда с размывом залегает на песчанике (прилож., рис. 47). В самом верху (0,1 м) песчаник совсем рыхлый и содержит мелкие кусочки охристо-бурой глины (очевидно, перемятой в процессе бурения).



Гранулометрический состав сыпучих руд и слабо цементированных песчаников из скв. 29, вес. %

№ образца	Порода	Размер зерен, мм												
		2,5—1,6	1,6—1,0	1,0—0,63	0,63—0,5	0,5—0,4	0,4—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	0,10—0,063	0,063—0,01	0,01—0,005	0,005—0,002	0,002
6, гл. 163 м	Руда сыпучая	2,1	2,2	15,5	22,5	33,5	6,6	6,6	1,7	1,5	5,5	3,7	0,6	4,5
7, гл. 167 м	» Песчаник глинистый с оолитами	0,4	1,6	6,6	15,9	31,5	9,1	7,5	1,3	1,7	13,2	4,2	3,2	3,8
8, гл. 170 м	То же	—	0,2	2,1	7,2	20,8	2,1	19,9	7,5	3,7	19,5	4,9	3,2	9,0
9, гл. 173 м	Руда песчанистая	—	0,2	1,4	4,6	19,5	1,4	22,5	7,8	3,0	15,8	4,6	2,3	16,9
10, гл. 175 м	с хлорито-глинистым цементом	—	0,5	3,4	9,9	22,4	2,9	14,1	6,3	4,1	18,6	4,4	2,0	11,4
11, гл. 177 м	Песчаник глинистый	—	—	0,4	0,2	4,5	0,2	28,8	18,0	4,7	12,0	11,3	—	19,6

Примечание. Фракция  $> 1,0$  мм состоит из зерен кварца и рудных обломков; во фракциях 1,0—0,25 мм преобладают рудные оолиты и псевдооолиты с незначительной примесью кварца; во фракциях 0,25—0,1 мм преобладает кварц, меньше отмечаются рудные оолиты и зерна глауконита; фракция 0,1—0,063 мм состоит из обломков рудных компонентов; во фракции 0,063—0,010 мм преобладает кварц.

Выше лежит руда (2 м), состоящая из черных и темно-коричневых блестящих оолитов, цементированных базально-сгустковым серовато-зеленым пятнисто окисленным хлорито-глинистым цементом. Цемент непрочный. Руда неслонистая, имеет равномерно вкрапленную текстуру. Количество цемента в ней уменьшается снизу вверх по разрезу и она переходит в сыпучую руду (3,2 м) с корково-поровым гидрогетито-глинистым цементом. Последняя, в свою очередь, перекрывается рудой (0,2 м) с хлорито-глинистым цементом, сходной с той, на которой залегает сыпучая руда, но отличающейся от нее заметной примесью рудного гравия (7—10%).

Любопытно проследить изменение разреза к западу, к зоне выклинивания железных руд.

Так, в скв. 19 мощность разреза понижается до 12 м. В основании разреза залегает псефитопелитовый хлидолит (0,2 мм) со светло-желтыми оолитами и обломками хлоритовых пород. Он перекрывается хлорито-глинистым хлидолитом (0,2 м) с черными блестящими оолитами и гравием, затем рудой (2 м) с темно-зеленым хлоритовым цементом и матовыми коричневыми оолитами. В нижней половине рудного слоя наблюдаются тонкие прослои (десятые и сотые доли метра) хлорито-глинистых хлидолитов с черными и коричневыми блестящими оолитами. В руде наблюдается неясная горизонтальная слоистость, подчеркываемая зернами гравия кварца и местных пород, причем более крупного, чем в основной массе руды. Выше лежит руда со слабо блестящими оолитами, мелким гравием и темно-зеленым гизингерито-хлорито-глинистым цементом. В руде заметна горизонтальная слоистость, подчеркываемая тонкими прослоями гравелита.

Кверху руда переходит в мелкозернистый гравелит (0,4 м), состоящий из обломков хлоритовых пород и кварца. Порода полусыпучая цементирована мелкогустково-корковым хлоритовым цементом. Она перекрывается глауконито-кварцевым песчанником (0,3 м) с хлорито-глинистым цементом. Глауконит перемят и слабо окислен. В песчанике наблюдается небольшая примесь гидрогетитовых оолитов.

На песчанике лежит руда (0,3 м), состоящая из блестящих оолитов с примесью рудного гравия и сцементированная серовато-зеленым хлорито-глинистым мелкогустково-корковым цементом, а затем руда (5 м) табачно-зеленого цвета, слагаемая блестящими и матовыми оолитами с примесью рудного, меньше кварцевого гравия, сцементированными базально-густковым гизингерито-хлоритовым цементом. Выше лежит табачно-бурая руда (1,5 м) с матовыми оолитами и заметной примесью песчаного материала.

В целом для этого разреза, как видно из описания, характерны значительная пестрота состава (хлидолиты, руды, гравелиты, песчаники), многочисленные признаки интенсивного перемива отложений, о чем свидетельствуют относительно повышенные содержания гравийных обломков местных пород и кварца, прослой гравелитов, а также пониженная мощность отложений.

Еще сильнее сокращен разрез в скв. 54, где его мощность составляет всего 12 м.

В основании разреза залегают хлорито-глинистые хлидолиты с гнездовидными скоплениями песчинок, глауконита, рудными оолитами и гравием кварца и местных пород. Мощность слоя 3,5 м. В нем наблюдаются тонкие прослой (в десятые доли метра) глауконито-кварцевых песчаников, а также линзы гравелитов, состоящих из обломков местных пород с подчиненным количеством зерен кварца. Выше лежит обломочно-оолитовая руда (3,6 м) с гизингерито-хлоритовым цементом и примесью песчаного и гравийного терригенного и местного материала, а также повышенной примесью зерен перемытого глауконита. Руда неслоистая, имеет равномерно-густковую текстуру, иногда неясно-горизонтально-слоистая. Слоистость обусловлена послойным распределением отмеченных выше примесей, прослоями глауконито-кварцевого песчаника, либо густками хлорито-глинистого цемента. В руде найден обломок фосфагизированной древесины размером 10×4×4 см. Выше лежит глауконито-кварцевый мелкозернистый песчаник (5 м), сцементированный сидеритом, а местами он превращается в песок, поскольку в нем присутствует очень непрочный корковый хлоритовый цемент. Такой цемент наблюдается преимущественно в нижней половине этой пачки песчаников. В породе местами отмечается заметная примесь мелкого кварцевого гравия, а также тонкие (5—10 см) прослой гравелитов с корковым, реже мелко-густковым хлоритовым цементом.

В центре месторождения, по линии профиля (скв. 32, 33) мощность разреза резко понижена и составляет всего 7—9 м. Верхняя часть разреза отсутствует. При этом в разрезе отмечаются прослой хлидолитов и руд, обогащенных обломками местных пород, которые свидетельствуют об интенсивном конседиментационном перемиве отложений. Вероятно, размывы обусловлены тектоническими поднятиями дна во время формирования горизонта, что хорошо видно по линии профиля (см. рис. 11). В соседней скв. 30 отмечен полный разрез горизонта. Общий характер разреза близок первому типу, однако все породы обогащены примесью алевроито-пелитового материала (табл. 29), что, вероятно, указывает на постепенный фациальный переход песчаных отложений (разрезы первого и второго типов) в пелитовые хлорито-глинистые (разрезы третьего типа).

Характеристике разрезов первого типа, таким образом, можно подвести итог и наметить общие черты их строения.

1. По литологическому составу отложений они делятся на три пачки: в нижней пачке залегают хлидолиты, в средней — песчаники, в верхней — руды. При этом наблюдается постепенное погрубение отложений снизу вверх по разрезу: в песчаниках увеличивается содержание среднезернистой фракции, в рудах — гравийного материала (рудного, меньше кварцевого) (см. табл. 28, 29).

2. Мощность железосных отложений закономерно уменьшается к западной и, судя по единичным скважинам (7, 55, рис. 14), северо-западной окраинам месторождения.

3. Понижение мощности разрезов происходит прежде всего за счет сокращения двух нижних пачек, в результате чего относительная мощ-

Гранулометрический состав пород из скв. 30 (разрез переходного типа Ia—IIIa), вес. %

№ образца	Тип породы	Размер, зерен, мм											
		2,5—1,0	1,6—1,0	1,0—0,63	0,63—0,5	0,5—0,4	0,4—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	0,10—0,063	0,063—0,010	0,010—0,002	>0,002
308, гл. 190 м	Песчаник глинистый	0,5	0,6	1,0		2,0	9,6	32,5	15,4	5,8	12,6	10,0	11,0
314, гл. 196 м	Хлидолит псаммито-пелитовый	—	0,2	0,4	0,8	3,0	3,0	11,4	11,8	4,0	18,8	26,6	23,0
319, гл. 204 м	Песчаник глинистый	0,2	0,2	1,1	2,5	9,7	9,7	21,3	16,7	6,0	11,7	14,2	17,4
320, гл. 211 м	Хлидолит псаммито-пелитовый	—	0,4	1,4	1,4	4,2	4,2	4,4	6,4	1,4	15,4	39,6	25,4
321, гл. 214 м	Руда песчанстая с хлорито-глинистым цементом	0,9	1,0	2,7	4,0	17,6	23,0	13,0	5,0	8,2	24,6		

ность руды в разрезе увеличивается. При этом в породах повышается содержание обломочных грубозернистых (главным образом гравийных) компонентов, а затем (к западу) в них появляются прослои гравелитов от 1—2 до 20—30 см мощностью. Последние свидетельствуют о неоднократных размывах железоносных отложений в зоне выклинивания горизонта. С приближением к последней наблюдается также ясно-косослоистое переслаивание песчаников с рудой, причем угол наклона слоев более крутой по сравнению с породами из центральных более полных разрезов.

Такие текстурные особенности пород указывают на повышенную гидродинамическую подвижность среды отложения железоносных осадков в западных районах месторождения.

4. Повышение относительного содержания руды в сокращенных разрезах, очевидно, также свидетельствует об усиленном конседиментационном перемысле в западных районах месторождения и о том, что руда, почти не содержащая цемента, таким образом, представляет собой природный шлик. Как известно, подавляющее большинство исследователей фактор перемыва признает за весьма важный в процессе рудонакопления.

5. В сокращенных западных разрезах горизонта отмечается повышенное количество прослоев песчаников с аутигенным глауконитом. Кроме того, зерна глауконита, близкие по размеру и форме последним, но несколько окисленные, отмечаются в повышенном количестве в рудах (до 20%).

В песчаниках известны находки перидиней. Таким образом, в этом направлении железоносные отложения постепенно замещаются глауконито-кварцевыми песчаниками.

Отмеченные особенности строения разрезов первого типа, как наиболее полных и с относительно небольшим количеством признаков размыва, имеют важное значение для понимания условий накопления железоносных отложений, о чем будет сказано несколько позднее.

Разрезы второго типа (песчаные, см. рис. 6, Д) распространены на западной, северной и юго-восточной окраинах месторождения (скв. 2, 7-к, 7, 10, 13, 16). Мощность их значительно ниже разрезов первого типа и достигает 12—21,5 м. В строении разрезов участвуют глауконо-кварцевые пески и песчаники. Последние сцементированы обычно сидеритом с примесью глинистого материала и хлорита. Описание типичного разреза по скв. 10 дает представление о разрезах этого типа.

Разрез начинается мелкозернистым глауконо-кварцевым темно-серовато-зеленым песчаником со слабым корково-мелкогустковым хлорито-глинистым цементом. Мощность пород 11,1 м, однако выход керна составляет всего около 50%. Поэтому полного представления о составе отложений получить нельзя. Породы в основном неслоистые, а в верхней части пласта неяснослоистые за счет тонких (около 1 см мощностью) прослоев слегка побуревших песчаников.

Разрезы третьего типа вскрыты всего несколькими скважинами по р. Иксе (скв. 5-к, 10-к). Однако строение их настолько отличается от остальных разрезов, что выделение этого типа нам представляется вполне целесообразным.

Так, в скв. 10-к мощность разреза достигает всего 5 м. В нижней половине разреза залегают псаммито-пелитовый хлидолит с перемытыми и замещенными гидроокислами железа ооидами и оолитами, с редкими зернами рудного и кварцевого гравия и гальками перемытого глауконитита. В верхней половине разреза наблюдаются псаммито-пелитовые хлидолиты с зелеными хлоритовыми ооидами и оолитами (прилож., рис. 59). В породах встречаются хлорито-глинистые трубчатые псевдоморфозы, а также фосфатированные остатки растительной ткани (замещенные вивианитом). Кроме того, постоянно отмечаются гнезда и жилки вивианита и β-керченита, пятнисто окрашивающие породы в ярко-голубой цвет. Породы неслоистые, имеют неравномерно густую текстуру. В них отмечаются редкие гальки и гравий кварца и местных железоносных пород.

Как видно из описания разреза, в этих районах наряду с перемытыми и окисленными отмечаются и явно хемогенные хлоритовые породы.

Разрезы четвертого типа вскрыты на восточной половине месторождения. Слагаются они рудами с прослоями псаммито-пелитовых хлидолитов, реже алевролитов и песчаников. Мощность разреза варьирует в пределах 12—30,5 м. Максимальные скопления руды отмечаются вблизи д. Полынянки (скв. 41, 9-к, 42, 46, 3, 9 и др.).

В скв. 41 мощность разреза достигает 30,0 м. В нем различаются две пачки разного литологического состава: нижняя слагается псаммито-пелитовым хлидолитом (5 м) с прослоем (2 м) песчаного алеврита (прилож., рис. 56) в верхней части; верхняя (25 м) слагается рудами. Вверх по разрезу в руде повышается количество рудного обломочного материала (обр. 180, 181, табл. 30). Внизу руда состоит из блестящих оолитов, сцементированных серовато-зеленым хлорито-глинистым цементом с охристыми светло-желтыми пятнами в верхней части. Мощность руды 7,5 м. Руда неслоистая равномерно- или неравномернозернистая; лишь местами отмечаются тонкие

Таблица 30

Гранулометрический состав руд из скв. 41 (сверху вниз по разрезу)

№ образца	3,0—1,0	1,0—0,3	0,5 0,25	0,25—0,10	0,10—0,063	<0,063
180, гл. 199 м	12,49	4,81	45,31	24,02	1,57	11,75
181, гл. 203 м	16,75	14,09	42,23	20,06	1,77	6,21
182, гл. 207 м	3,69	15,74	56,24	11,68	2,61	10,04
184, гл. 212 м	0,75	22,45	35,40	8,40	4,30	28,70
186, гл. 215 м	0,65	10,10	50,50	21,40	5,65	11,70
187, гл. 218 м	0,20	18,30	24,60	19,60	11,0	26,30

(в несколько миллиметров) прослой кремовых алевритистых глин, обуславливающие горизонтальную слонстость руды (прилож., рис. 26). Иногда горизонтальная полосчатость руд обусловлена чередованием прослоев с серой и бурой окраской — сплошной либо прерывистой, в виде пятел. Эти формы ожелезненных участков указывают, по-видимому, на преимущественное субаквальное их окисление. Выше лежит сыпучая руда с незначительным количеством хлорито-глинистого или гидрогетито-глинистого мелко-сгусткового цемента. Мощность руды 9,5 м. Руда оолитовая и оолито-оолитовая, но кверху несколько обогащается рудными гравийными обломками.

Сыпучая руда перекрывается крепко сцементированной рудой с хлорито-глинистым затем гизингеритовым и гизингерито-сидеритовым цементом (8 м). Руда оолитовая с тонкими (1—2 см) прослоями гравелитовых руд, иногда в несколько миллиметров, обуславливающими косую или горизонтальную слонстость. Угол наклона косых прослоев достигает 30—35° (прилож., рис. 51). Мощность косых серий — небольшая, достигает всего 20—30 см.

По площади разрезы изменяют свое строение довольно сильно. При этом характерным общим признаком остается участие в их сложении руд и хлорито-глинистых пород при почти полном отсутствии песчаников.

Так, в скв. 39, расположенной в 2,5 км к западу от скв. 41, мощность разреза сокращается до 20 м. Внизу залегают пачка хлорито-глинистых пород (хлидолитов) мощностью 7 м. В середине этой пачки наблюдается прослой песчанистого алеврита (2 м). Выше лежит руда (8,5 м), состоящая из темно- и черно-коричневых блестящих оолитов, в верхней части прослой с примесью мелкого рудного гравия, сцементированная базально-сгустковым хлорито-глинистым цементом, местами охристым (пятнисто или послойно). Руда неслонстая и горизонтально-слонстая. Горизонтальная слонстость подчеркивается распределением глинистого, реже песчаного материала. Сцементированная руда некрепко, легко стирается пальцами. Далее идет прослой хорошо сцементированной руды (5 м). Руда темно-коричневая и охристо-желтая, оолитовая и гравелито-оолитовая, горизонтально- и косослонстая, причем слонстость обусловлена распределением гравийного рудного материала. Цемент руд гизингерито-сидеритовый, реже хлорито-сидеритовый. В них отмечаются жилки и кристаллы вивинита.

В скв. 1-к, расположенной на 20 км южнее вышеописанных, мощность разреза равна всего 12 м. Внизу залегают псаммито-пелитовый хлидолит, состоящий из хлорито-глинистой основной массы с гнездами оолитов. Кверху количество оолитов увеличивается, и порода переходит в руду (9 м) с базально-сгустковым хлорито-глинистым цементом. В руде отмечаются прослой по 10—20 см хлорито-глинистых хлидолитов, особенно в нижней половине рудного пласта, тонкие прослой почти сыпучей руды с корковым хлоритовым цементом (от 1—2 до 10—20 см мощностью), а также охристые пятна или тонкие прослой, свидетельствующие о процессах окисления пород. Кроме того, в пачке этих пород часто отмечаются зеркала скольжения с амплитудой в 10 см (вероятно, фактическая амплитуда выше этой цифры, но она не может быть определена из-за ограниченности размеров зерна). По плоскости скольжения наблюдаются налеты вивинита или гидроокислов железа. Изредка отмечаются единичные довольно крупные обломки породы (до 5—6 см в поперечнике, прилож., рис. 48), окисленные с поверхности, которые также, очевидно, образовались в результате оползней (оползнение брекчии). Поскольку признаки оползней (зеркала скольжения и др.) приурочены в основном к прослоям пород, обогащенным пелитовым материалом, то можно полагать, что оползни были обусловлены скольжением материала по пластичному слою (глинам). Такие процессы обычно происходят при накоплении мелководных — морских, лагунных, дельтовых отложений (Дельтовые и мелководные морские отложения, 1964; Рухин, 1959 и др.).

Вверх по разрезу эти руды перекрываются прослоем (0,2 м) гравелита, полого-косослонстого, сложенного окатышами кремовой глины с гнездами глауконита. Выше лежит светло-желтая гравелито-оолитовая руда (0,25 м) с глинистыми окатышами и зернами глауконита, полого-косослонстая, с сидеритовым цементом. Слоистость подчеркивается распределением сгустков хлорита и зерен глауконита.

Как видно из описания, в этом разрезе заметно повышается по сравнению со скв. 41 количество пелитоморфного материала в породах, и при этом наблюдаются заметно более мелкие оолиты в рудах и хлидолитах.

Рассмотрев целый ряд разрезов четвертого типа, следует отметить характерные черты их строения. Во-первых, литологический состав отложений хорошо выдержан на значительной площади восточной половины месторождения. Во-вторых, руды ассоциируют в разрезе с хлидолитами и фациально переходят в них по простиранию. В-третьих, хотя довольно большое количество скважин (более 10) вскрыли эти разрезы,

мы ни в одной из них не наблюдали прослоев песчаников, лишь изредка (скв. 41, 39) отмечаются прослойки песчаных алевритов. В-четвертых, среди руд наблюдаются неслоистые, в меньшей степени горизонтально-слоистые разновидности. Нередко наблюдается расслаивание руды на плитки. В-пятых, гранулометрический состав отложений, в том числе и сыпучих руд, более тонкий, чем в разрезах первого типа на западной половине месторождения, что обусловлено повышенным содержанием пелито-алевритового материала.

При характеристике разрезов третьего типа мы отмечали в их составе хлидолиты как с окисленными гетито-гидрогетитовыми, так и с аутигенными гидрогетито-хлоритовыми оолитами и псевдооолитами. Первые постоянно ассоциируют также с рудами в разрезах четвертого типа, что позволяет считать их близкими фациальными образованиями. Поэтому наличие в разрезах третьего типа аутигенных образований, сходных по текстурно-структурным признакам с породами, ассоциирующими с рудами, позволяет нам предполагать первичное хомогенное происхождение и самих руд и не согласиться с мнением Ю. П. Казанского (1963) о приносе рекой оолитов и других компонентов в горизонт за счет размыва более древних рудосодержащих отложений. Этот источник рудного материала нам представляется возможным как дополнительный, но не доказанным.

Наиболее интересно проследить изменчивость песчаников, поскольку с некоторыми из них (на западной половине месторождения) связаны оолитовые железные руды.

Песчаники максимальное распространение имеют по окраинам месторождения (см. рис. 18), а также на западной половине месторождения, на восточной его половине они встречаются редко, в разрезах первого, второго, меньше четвертого типа. Песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые, мелко- и среднезернистые. Большинство из них содержит примесь оолитов или глауконита (окисленного или свежего).

В разрезах первого типа распространены темно-зеленые или буровато-зеленые глауконито-кварцевые песчаники, неслоистые или неясно-слоистые в наиболее полных разрезах и иногда ясно-косослоистые в сокращенных. В разрезах второго типа отмечаются неслоистые, тонкогоризонтально, реже косослоистые песчаники. В разрезах четвертого типа песчаники обычно неслоистые и содержат значительную примесь алеврито-пелитовых частиц. Псаммитовые частицы имеют в основном угловато-окатанную форму и нередко корродированную поверхность. Многие зерна ожелезнены по трещинам или окрашены в желтый цвет пропитывающими их гидроокислами железа.

В табл. 31 помещены результаты гранулометрического анализа песков и некрепко сцементированных песчаников из разрезов первого типа. Как показывают цифры, в разрезах преобладают мелкозернистые песчаники. В наиболее полных разрезах (скв. 29, 47) песчаники слабо сортированы, поскольку наблюдаются сравнительно невысокие содержания (в пределах 12—28, редко 36—41%) преобладающих фракций; в них присутствует также значительная примесь алеврито-пелитового материала (до 50%). Для сокращенных разрезов (скв. 23, 55) характерны более высокие содержания ведущих фракций (32—48%) и относительно пониженные содержания алеврито-глинистого материала (20—30%). Весьма важно подчеркнуть, что содержание фракции среднезернистого псаммита (0,4—0,25 мм) во всех песчаниках незначительное (2—6—11—12%); относительное повышение (до 15,1—22,4%) обусловлено примесью рудных оолитов.

Таблица 31

## Гранулометрический состав песков и песчаников из разрезов первого типа, вес. %

Место взятия и номер образца	Размер зерен, мм												
	2,5	2,5-1,6	1,6-1,0	1,0-0,63	0,63-0,4	0,4-0,25	0,25-0,16	0,16-0,10	0,10-0,063	0,063-0,010	0,010-0,002	<0,002	
Скв. 55, обр. 388			0,5	0,5	0,9	2,6	32,0	33,3	6,7		11,6		11,9
» 55 » 387			Ед. з.	1,6	2,0	6,1	48,4	8,5	6,2		27,1		
» 51 » 436			0,2	0,5	1,6	9,0	40,5	19,0	6,0	8,7			4,5
» 51 » 438			0,1	0,4	1,1	8,8	48,0	20,2	4,4	3,7			11,9
» 23 » 944	0,1	1,3	0,4	0,4	0,5	11,5	44,0	10,9		14,2			18,1
» 23 » 951			0,4	1,4	4,8	22,4	25,2	6,8		14,8			24,2
» 47 » 77			0,5	0,6	2,6	12,5	28,0	12,6					
» 47 » 76			0,6		6,55	15,0	23,7	9,0					
» 47 » 74			0,1	0,4	0,5	3,7	41,2	21,7					
» 47 » 73			0,2	0,4	0,6	5,4	37,8	17,4					
» 47 » 71			0,2	0,4	0,8	7,8	36,0	12,6		10,5			27,3
» 29 » 8			0,2	2,1	9,3	20,8	19,9	7,5	3,7	19,5	8,1		9,0
» 29 » 9			0,2	1,4	5,6	19,5	22,5	7,8	3,0	15,8	6,9		16,9
» 29 » 11				0,4	0,7	4,5	28,8	18,0	4,7	12,0	11,3		19,6

Таблица 32

## Гранулометрический состав песков и песчаников из разрезов второго типа, вес. %

Место взятия и номер образца	Размер зерен, мм											
	2,5	2,5-1,6	1,6-1,0	1,0-0,63	0,63-0,5	0,5-0,4	0,4-0,25	0,25-0,16	0,16-0,10	0,10-0,01	<0,01	
Скв. 2, обр. 641					Ед. з	Ед. з	6,8	67,4	20,2		5,6	
» 7-к » 189	0,18	1,30					3,0	65,0	26,0		5,5	
» 7-к » 187	0,16	1,40		0,2			3,4	37,1	29,0		19,1	
» 10 » 610	0,23	1,45		Ед. з			0,8	33,7	39,4	6,2	5,2	14,7
» 10 » 611			0,5	0,7			1,0	33,5	36,9	6,2	10,8	10,4
» 10 » 614	0,21	1,20		Ед. з			0,5	13,9	50,1	20,9		14,6
» 54 » 550			1,2	6,0			4,5	32,4	33,9	6,2	2,4	13,4
» 4-к » 157							0,3	3,8	42,5	42,4		11,0

В табл. 32 показан гранулометрический состав песков и песчаников из разрезов второго типа. По сравнению с песчаниками разрезов первого типа они характеризуются более высоким содержанием ведущей фракции (33,9—65,0%), а также значительным содержанием фракции 0,4—0,25 мм (32,4—33,7%), представленной терригенным материалом. Содержание алеврито-пелитового материала значительно ниже (5,5—21,2% против 19,2—44,05%) в песчаниках разрезов первого типа. Очевидно, пески и песчаники второго типа отлагались в относительно более подвижной среде, способствовавшей улучшению отсортированности материала, а также выносу тонких пелито-алевритовых частиц.

Таким образом, для горизонта характерно поглубение гранулометрического состава песчаников к западу и северу по направлению в глубь моря.

### Палеогеография времени формирования горизонта

Этому вопросу уже уделялось внимание в литературе (Нагорский, 1958; Казанский, 1963; Белоус и др., 1964; Николаева, 1964, и др.), однако представления различных исследователей значительно расходятся между собой. Так, Ю. П. Казанский (1963) считал бакчарский горизонт, вмещающий пески и песчаники, сыпучие и крепко сцементированные руды, аллювиально-дельтовыми образованиями, которые к северу, на реках Парбиг и Чузик, замещаются дельтово-морскими. С этим едва ли можно согласиться, поскольку строение железозносных отложений резко отлично от строения речного аллювия, описанного в литературе (Шанцер, 1951, и др.). Для аллювиальных отложений крупных равнинных рек с хорошо разработанной долиной, существование которой предполагает Ю. П. Казанский, должно быть характерно залегание их на размытой поверхности коренного ложа и расположение более грубозернистых отложений стрежневой фации в основании толщи и относительно тонкозернистых отложений фации пристрежневой отмели в верхней части толщи. Для отложений пристрежневых отмелей, в свою очередь, характерно уменьшение размеров зерен в породах вверх по разрезу. Однако строение железозносных отложений, во всех пробуренных скважинах, как отмечено выше, совершенно иное. Во-первых, залегают они в общем согласно, лишь с признаками небольших локальных перемыслов на нижележащих отложениях, во-вторых, поглубение гранулометрического состава отложений намечается снизу вверх по разрезу.

Повышенное количество гравия в нижней части горизонта приурочено к пелитоморфным породам, тогда как вышележащие глинистые песчаники и пески его почти не содержат. Такие породы с гравием не могут считаться базальным аллювиальным горизонтом, потому что для него характерно общее поглубение гранулометрического состава пород. Положение в разрезе и приуроченность к западной окраине месторождения в переслаивании с глауконито-кварцевыми песчаниками, размер обломочных зерен, текстуры и структуры этих пород совершенно аналогичны внутриформационным гравелитам колпашевского горизонта. Это позволяет считать их близкими фациальными образованиями.

Поскольку площадь распространения железозносных отложений полностью не околонтурена и форма рудных залежей не выявлена (последняя интерпретируется исходя из общей геологической ситуации), постольку особенности строения толщи в соответствии с закономерностями строения аллювиальных отложений, установленными на других территориях страны, являются, по сути дела, единственными объективными критериями для суждения о наличии аллювиальных железозносных отло-



жений. Однако такие черты сходства не устанавливаются ни по отдельным скважинам, ни по строению горизонта в целом. Поэтому выделять аллювиально-дельтовые отложения нам не представляется возможным.

Кроме того, целый ряд отмеченных выше особенностей строения отложений, например, довольно хорошая выдержанность разрезов по соседним скважинам, расположенным на расстоянии 2,5—5 км друг от друга, преобладание горизонтально наслоенных серий, отсутствие взаимосвязи между изменением текстур и структур пород — все это не характерно для речных рудосодержащих отложений, установленных в Тургае и Северном Приарале (Формозова, Яницкий, 1954), а также для терригенно-глинистых аллювиальных отложений равнинных рек (Шанцер, 1951; Ботвинкина, 1965, и др.).

Н. Х. Белоус и др. (1954), И. В. Николаева (1964) рассматривали эти отложения как лагунно-дельтовые, однако обоснование генезиса было дано лишь условно, по отдельным признакам, а не по их комплексу.

Выше, при характеристике типов разрезов и описании типов руд и пород, мы изложили новый фактический материал, позволяющий уточнить некоторые вопросы генезиса железоносных отложений.

Железоносные отложения имеют значительную площадь распространения шириной не менее 50 км и длиной до 90 км и крупнолинзовидное строение. Железоносные отложения, в том числе и руды, располагаются в непосредственной близости от мелководно-морских глауконитсодержащих отложений или переслаиваются с ними в разрезе и имеют близкий гранулометрический состав обломочного материала. Наиболее грубозернистые руды наблюдаются по периферии рудных залежей и совпадают обычно с уменьшением мощности руд и железоносных отложений как в колпашевском, так и в тымском горизонте. Сходство в строении и типах руд и пород и аналогичные фациальные переходы их по простиранию позволяют предполагать близкие условия формирования этих горизонтов. Железоносные песчаники характеризуются относительно мелкозернистым составом, содержат повышенное количество алевритопелитовой примеси и хуже отсортированы, чем морские глауконитсодержащие пески и песчаники. Последние отличаются более крупнозернистым составом и содержат прослои гравелитов и грубообломочных (гравийных) руд.

Литолого-фациальный состав горизонта, сходный с колпашевским, позволяет сказать, что руды формировались, очевидно, в мелководно-морских условиях (лагунных), терригенный, особенно грубообломочный (гравийный), материал заносился в железоносные отложения донными морскими течениями и волнениями на отмелях.

Бакчарский горизонт с размывом залегает на рудах и породах тымского горизонта и лишь местами отделяется от него прослоями гравелита (скв. 1-к), сложенного окатышами кремовой глины с гнездами глауконита и обломками обохренных пород или линзами глауконитокварцевого песчаника напасской свиты.

Главной особенностью, отличающей бакчарский горизонт от тымского и колпашевского, является непосредственный контакт железных руд с глауконитсодержащими морскими песчаниками. Эти руды близки по составу оолитовым сыпучим рудам из нарымского горизонта (отличаются от них лишь наличием эпигенетического сидерита в цементе), которые, как было отмечено выше, отлагались непосредственно в зоне течений. Мощность руд резко меняется от скважины к скважине (от 0,5 до 7 м). Кроме того, как уже говорилось (см. главу III), они наиболее грубозернистые из всех имеющихся типов руд, нередко косослоистые, диагональнослоистые. Такие руды отмечаются среди морских

глаукогито-кварцевых песчаников (скв. 10 на р. Андарме) и преобладают в строении горизонта на р. Парбиг (скв. 53). Отмеченные особенности текстур и структур руд, изменения их мощности и условия залегания, а также повышенное содержание в них глаукогита позволяют считать их отложениями донных морских течений. Такие руды, очевидно, имеют полосовидную форму залежи, однако контуры их точно не выявлены.

Появление этих руд в верхней части разреза, а также частичный размыв верхней части тымского горизонта в центре площади месторождения (скв. 32, 33) и, возможно, в других местах свидетельствуют об усилении поднятий морского дна и усилении донных течений в бассейне к концу формирования железоносной толщи.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### О типе железорудной формации

В понимании формации мы придерживаемся определения Н. С. Шатского, которое в настоящее время разделяют многие исследователи. В формации Н. С. Шатский (1955) предложил выделять «естественные комплексы, сообщества, или ассоциации горных пород, отдельные части (породы, слои, отложения) которых тесно, парагенетически связаны друг с другом как в возрастном (переслаивание, последовательность), так и в пространственном отношении (фациальные смены и др.)». При выделении формации обязательно учитывается тектоническое положение района.

В этом смысле железозносные отложения Бакчарского месторождения представляют собой классически выраженную формацию: снизу доверху в разрезе переслаиваются рудосодержащие и глауконитсодержащие отложения и первые замещаются вторыми по простиранию. Такое строение разреза как бы подкрепляет высказывание Н. С. Шатского о том, что железистые оолиты являются обязательным парагенетическим компонентом глауконитовых формаций.

Аналогичное мнение было высказано и Л. Н. Формозовой (1960). Проанализировав огромный материал по оолитовым железным рудам всего мира, автор впервые намечает типы оолитовых железорудных формаций, выделяя характерные черты каждой из них. Все месторождения Западно-Сибирского железорудного бассейна автор относит к терригенно-фосфатно-глауконитовой формации аятского типа.

Характерными чертами этой формации являются: 1) резко выраженная преимущественная приуроченность ее к молодым платформам; 2) ограниченность возрастного интервала ее распространения верхней юрой — средним эоценом; 3) приуроченность к окраинным частям формации (прибрежным); 4) характерность для ее состава терригенно-глауконитовых рудовмещающих отложений и обилия фосфоритов; 5) большие размеры рудных залежей при сравнительно небольшой мощности руд, достигающей 10—15 м, редко более.

Отмеченные Л. Н. Формозовой признаки оолитовой железорудной формации аятского типа присущи и железозносным отложениям Бакчарского месторождения. Это дает нам право присоединиться к выводу о принадлежности отмеченных выше месторождений к одной формации. Ниже мы кратко суммируем основные сведения о строении и условиях формирования железозносных отложений, изложенные при описании фактического материала.

Рудосодержащие отложения залегают трансгрессивно на континентальных отложениях ипатовской свиты и так же трансгрессивно пере-

крываются отложениями чеганской свиты, будучи приуроченными таким образом к единому трансгрессивному комплексу. Мощность комплекса небольшая и достигает максимум 80 м. Это значительно меньше мощности одновозрастных отложений из соседних безрудных районов как континентальных, так и более глубоководных морских фаций. Сокращение мощности железоносных отложений обусловлено, как было отмечено выше, многократными их перемыками, которые фиксируются прослоями грубозернистых пород: песчаников, гравелитов, обломочных руд. Однако все эти породы формировались в процессе локальных внутрiformационных разрывов отложений донными течениями, а также в процессе роста подводных поднятий и островов на фоне трансгрессии.

Аналогичные поднятия островов и отмелей происходят на фоне современной эвстатической океанической трансгрессии. Такими поднятиями являются Курильская гряда (Кулаков, 1965), Янская банка (Дибнер, 1965) и др., развивающиеся в области шельфа.

Иными словами, наблюдается закономерная связь процесса рудообразования с тектонической жизнью самого бассейна, его дна. В связи с этим можно напомнить, что Бакчарский район (Гурари, 1959) входит в состав Васюганской зоны, для которой характерны частые смены погружений поднятиями, но первые все-таки преобладали.

Остается неясным, однако, происходило ли отступление моря (регрессия) в дат-палеоценовое время, как об этом пишет большинство исследователей. Приведенные данные показывают, что сами по себе руды не могут свидетельствовать о регрессии моря. Кроме того, в составе железоносной толщи Бакчарского месторождения, отмечаются фораминиферы, по которым на низменности устанавливаются морские отложения датского возраста. Таким образом, без находок типичных континентальных отложений палеоцена в Бакчарском или прилегающих районах этот вопрос не может быть решен окончательно.

В составе формации различаются терригенно-глинистые рудосодержащие и глауконитсодержащие горизонты, имеющие характерное литолого-фациальное строение и являющиеся в этом смысле самостоятельными единицами разреза.

Для рудосодержащих горизонтов характерен их фациальный переход в глауконитсодержащие отложения, с одной стороны, и эрозионная граница, с другой. Для зоны перехода характерны хлидолиты, песчаники с глауконитом и фосфатными стяжениями и прослои грубозернистых пород (песчаников и гравелитов).

Если первые два типа пород могут свидетельствовать о нормальном, относительно глубоководном выклинивании отложений, то последние свидетельствуют о неоднократно происходившем обмелении этих участков моря с образованием подводных отмелей и, возможно, островов. Такая ассоциация пород наблюдалась нами в зоне выклинивания богатых рудных залежей не только на Бакчарском месторождении (колпашевский и тымский горизонты), но и на Колпашевском месторождении (колпашевский горизонт) и Парабель-Чузикском профиле (нарымский горизонт).

Очевидно, ассоциация этих пород может служить поисковым признаком на крупные залежи богатых железных руд в формации описываемого типа.

Характерным строением обладают оолиты, слагающие руды. Ядрами оолитов в подавляющем большинстве случаев служат обломки, ступки или ооиды пелитоморфного хлорита или гидрогетита, которые представляют собой различные формы «деградации» первичных пелитоморфных хлоритовых и хлорито-глинистых, вероятно, слабо литифици-

рованных осадков. Факторами образования зернистых структур, как мы отмечали выше, были: 1) собирательная перекристаллизация пелитоморфного осадка в агрегаты, стремящиеся занять минимальный объем и приобрести округлые очертания, и 2) механический перебив отложений. Первый процесс тесно связан со вторым и обычно предшествует ему. В этом отношении и ооиды следует рассматривать как продукты физико-химического, а не просто механического разрушения первичных пелитоморфных осадков.

Поэтому не случайно руды отсутствуют среди песков и редко встречаются среди песчаников, но в подавляющем большинстве случаев тесно ассоциируют (подстилаются, перекрываются, расслаиваются) и фациально переходят в хлидолиты. Этот признак, как нам представляется, является одним из основных признаков описываемой формации. До сих пор считалось, что морские руды, особенно гетит-гидрогетитового состава, приурочены к песчаным пляжевым отложениям и в глубь моря фациально замещаются хлорито-гидрогетитовыми, а затем хлоритовыми рудами (Кротов, 1956; Теодорович, 1947, 1956, 1958; Белоус и др., 1964). На месторождении наблюдается, таким образом, совершенно иная, причем очень ярко выраженная картина распределения руд.

Палеогеографическая обстановка формирования рудных залежей несколько отличалась для разных горизонтов. Так, нарымские руды формировались в зоне сравнительно слабых колебательных движений дна, в зоне донных продольных прибрежных (в понимании Б. П. Жижченко, 1959) течений, колпашевские и тымские — в западинах морского дна в связи с более выдержанными поднятиями морского дна, бакчарские — непосредственно в зонах течений, очевидно, довольно сильных. Причем наибольшие рудные концентрации связаны с колпашевским и тымским горизонтами.

Для всех горизонтов характерны различные типы руд: в колпашевском горизонте встречаются типы, не известные в нарымском горизонте, и в бакчарском — руды, не известные в двух нижележащих. Однако общим признаком для всех них является автохтонность. Это также характерный признак формации.

Характерное строение имеют также глауконитсодержащие горизонты формации. Как уже отмечалось, максимальное обогащение пород глауконитом наблюдается в зонах слабых морских течений. В таких породах зерна-ооиды отличаются повышенной железистостью. С удалением от этих фациальных зон меняются не только типы глауконитсодержащих пород, но и состав самого глауконита: железистость его понижается. Интересно, что среди таких пород с восточной окраины месторождения встречаются разности, содержащие оолитоподобные зерна с характерной концентрической зоной. Ядрами оолитов служат кварцевые песчинки либо сгустки глинистого материала. Эти оолиты являются аутигенными диагенетическими образованиями. Породы, их содержащие, приурочены к зоне фациального перехода глауконитсодержащих пород в терригенные. Руда в таких горизонтах не наблюдается.

К сожалению, сведения о литолого-фациальном строении глауконитсодержащих отложений, являющихся фациальным аналогом рудных горизонтов, слишком общие, чтобы можно было судить об условиях их формирования (кроме того, что они являются морскими). Однако есть данные о химическом составе глауконита (Гурова, 1959, 1960), согласно которым наиболее железистые разности минерала располагаются ближе к древней береговой линии, а, возможно, именно к зоне накопления оолитовых руд. По крайней мере, в зоне выклинивания рудосодержащих отложений на Бакчарском месторождении отмечаются сильно железистые

глаукониты. Очевидно, такой глауконит можно считать индикатором морского рудонакопления.

Таким образом, переслаивание рудо- и глауконитсодержащих отложений в разрезе обусловлено неоднородным изменением морфологии морского дна и гидродинамики моря. Рудосодержащие отложения формировались при усилении расчленения морского дна за счет роста подводных отмелей и островов в образовавшихся между ними впадинах. Выравнивание морского дна сопровождалось погружением приподнятых ранее участков и размывом сформировавшегося на них рыхлого чехла осадков наступавшим морем, а затем морскими течениями. Постепенно процесс накопления руд сменялся процессом образования глауконита в зоне течений. Такая смена происходила неоднократно в период формирования как колпашевского, так и тымского горизонта, на что указывают прослои глауконитовых пород среди руд.

Все отложения как глауконитсодержащие, так и рудосодержащие следует считать мелководно-морскими образованиями, а не прибрежными, пляжевыми или континентальными. Следовательно, тесная парагенетическая связь рудосодержащих и глауконитсодержащих пород в формации данного типа является не случайной, а вполне закономерной. И поскольку никаких других континентальных отложений в разрезе не установлено, его следует считать разрезом регрессивного типа.

Весьма характерным являются минеральный и химический составы руд и пород формации. Как уже отмечалось Л. Н. Формозовой (1960), наиболее распространены руды с хлоритовым и хлорито-глинистым цементом. Руды из гидрогетито-хлоритовых оолитов обычно менее фосфористые и содержат стяжения, что обуславливает неравномерное распределение этого элемента в рудах и породах горизонта (нарымского, частично колпашевского). Содержание фосфора в рудах, состоящих из гетито-гидрогетитовых оолитов, наоборот, довольно равномерное: количество пятиоксида фосфора обычно составляет 1,30—1,20%, понижаясь иногда до 1,00% или повышаясь до 1,50%. Фосфаты в таких рудах совсем не встречаются. В рудах, содержащих повышенное количество сидерита, отмечаются обычно железистые фосфаты.

Железоносные карбонаты часто встречаются в рудах с гидрогетито-хлоритовыми оолитами, но почти не встречаются в рудах с гидрогетитовыми оолитами. Последние этим резко отличаются от аналогичных руд подводно-дельтовой «фации переслаивания», детально изученной Л. Н. Формозовой (1959). Бакчарские межрудные хлорито-глинистые породы отличаются от пород «фации переслаивания» также очень низким содержанием органического углерода.

Химический состав железистых хлоритов из железозонных отложений Бакчарского месторождения во многом сходен с составом хлоритов из континентальных железозонных отложений Тургая (Яницкий, 1960) и Северного Приаралья (Формозова, 1959), но резко отличается от последних низким содержанием глинозема. Эти особенности состава бакчарских хлоритов, очевидно, обусловлены специфическими условиями их образования.

Наконец, в рудах Бакчарского месторождения встречается глауконит, а также прослои сильно обогащенных глауконитом пород, причем этот признак четко отличает их от оолитовых руд других месторождений.

Таким образом, целый ряд особенностей состава и строения рудосодержащих отложений Бакчарского месторождения не позволяет нам сопоставлять их с дельтовыми образованиями. По условиям образования они могут сравниваться с рудами Азово-Черноморской железоруд-

ной провинции (Юрк и др., 1960; Шнюков, 1965; Шнюков и Науменко, 1964; Литвиненко, 1965, и др.).

В заключение интересно подчеркнуть те особые черты истории развития Бакcharского района, которые сыграли решающую роль в накоплении огромного количества руды именно в этой части мелового и палеогенового морского бассейна. Все железозносные отложения этой полосы синхронны, приурочены к зоне гумидного осадконакопления, формировались в субтропическом климате, в морской обстановке. Для сравнения сопоставим строение разреза железозносных отложений в Бакcharском районе и на р. Вах (Казанский, 1963; Вдовин, Проводников, 1965; Белоус и др., 1964). Прежде всего обращает на себя внимание резкая разница в мощностях разреза. На Бакcharском месторождении она максимально равна 80 м, а на р. Вах превышает 300 м, хотя в обоих разрезах выделяются одни и те же свиты. Очевидно, скорость накопления осадков в этих районах была различной, причем понижение ее можно рассматривать как благоприятный фактор для процесса образования руды. Как отмечено выше, скорость накопления осадков обусловлена тектонической жизнью района.

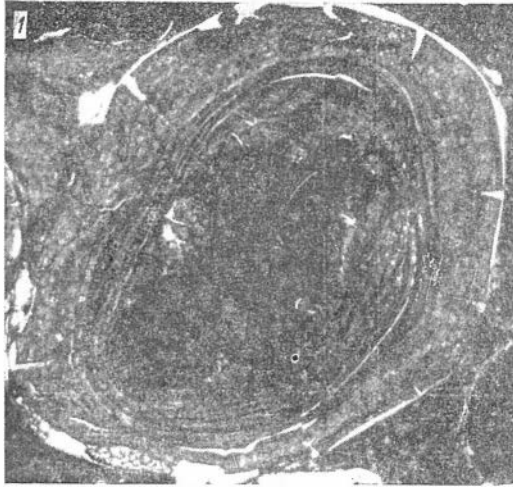
В Бакcharском районе разрез сложен аутигенно-глинистыми породами, на р. Вах резко преобладают обломочные породы. Таким образом, процессу рудообразования, очевидно, благоприятствует ослабление привноса обломочного материала с континента, как это отмечено Н. М. Страховым (1963).

В железозносной толще на р. Вах наблюдается переслаивание морских и континентальных терригенно-глинистых пород. Установленные Ю. П. Казанским (1963, 1964) признаки дельты крупной реки, приносившей огромное количество обломочного и глинистого материала, вполне объясняют особенности строения этого разреза. Очевидно, наличие дельты крупной реки следует рассматривать как отрицательный фактор в процессе рудообразования.

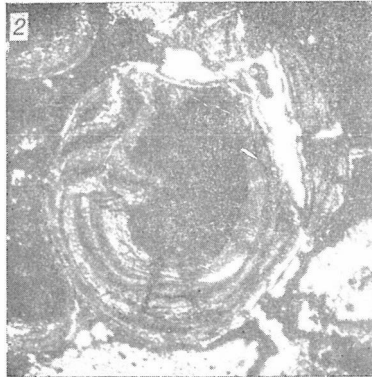
Руды формировались в зоне морского мелководья (шельфа), среди отмелей и островов, но, очевидно, на значительном расстоянии от берега. Это совершенно не исключает связи рудонакопления с привносом железистых растворов с континента реками. Однако образование оолитовых руд связано со вторым, более глубоководным максимумом накопления железа, если сравнивать их с таким процессом в современных морских осадках, изучаемых Н. Н. Страховым и др. (Современные осадки океанов и морей, 1961), который в современных морях наблюдается в зонах нижнего шельфа и глубже и связан с глинистыми осадками. Первый, дельтовый или приустьевой максимум накопления железа тоже наблюдается в тех же отложениях. Он прослеживается в сторону берега, на десятки километров к востоку от зоны накопления оолитовых и ооидных руд среди песков и представлен прослоями сидеритов мощностью от нескольких сантиметров до 2—5 м. Нам представляется, что собственно дельтовые отложения следует искать именно в этой полосе, поскольку дельтовые условия являются исключительно благоприятными для образования сидерита (Тимофеева, 1964).

# ПРИЛОЖЕНИЯ





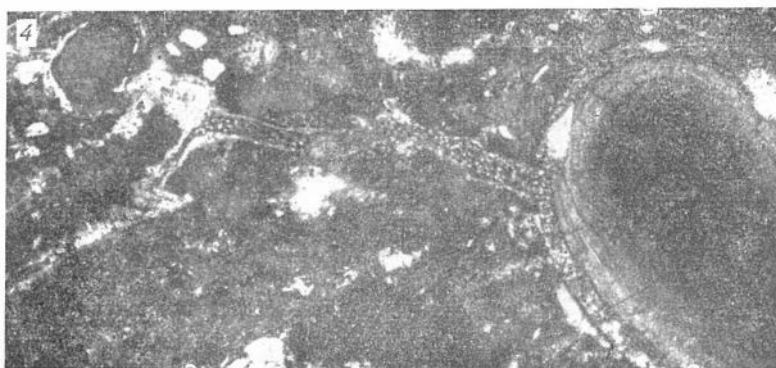
*Рис. 1.* Угловато-округлый оолит; форма его обусловлена пластической деформацией сидеритом. Нарымский горизонт, скв. 54, обр. 574. Проходящий свет.  $\times 100$ .



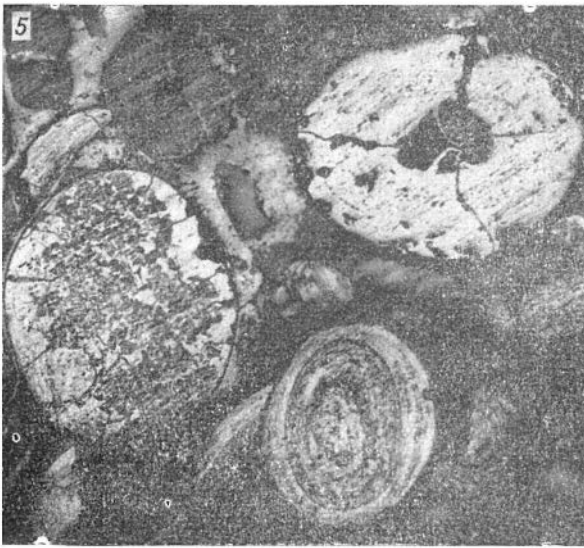
*Рис. 2.* Оолит, деформированный сидеритом. Нарымский горизонт, скв. 54, обр. 573а. Проходящий свет.  $\times 100$ .



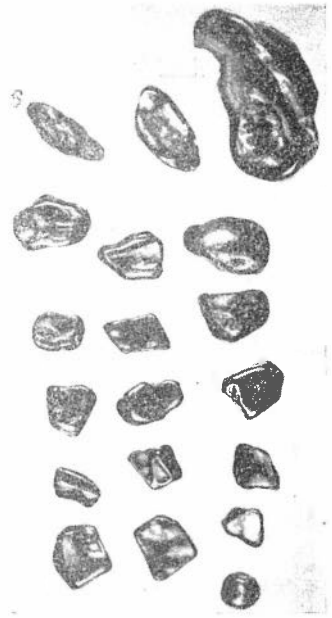
*Рис. 3.* Гидрогелито-хлоритовые оолиты. Нарымский горизонт, скв 31, обр. 900. Проходящий свет.  $\times 60$ .



*Рис. 4.* Полости растворения (диагенетического), заполненные алеврито-пелитовой массой. Верхний горизонт, скв. 22, обр. 237. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 5.* Гетитовый оолит, почти утративший концентрическое строение. Гидрогетитовые оолиты с ясным концентрическим строением. Тымский горизонт. Отраженный свет.  $\times 60$ .

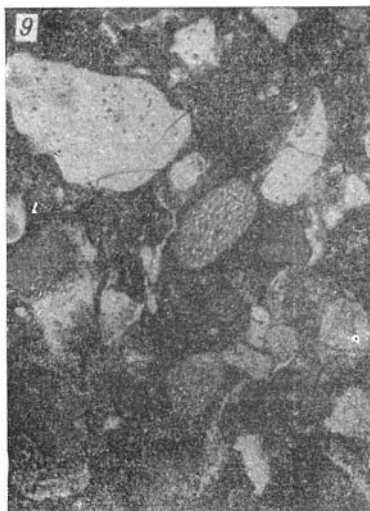


*Рис. 6.* Формы галек из алеврито-хлорито-глинистых пород, замещенных гидроокислами железа. Славгородская свита, скв. 46, обр. 495. Натур. велич.

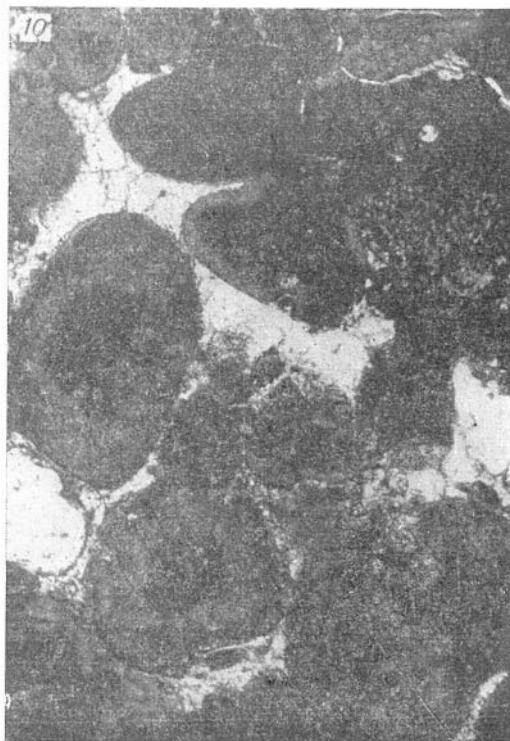
*Рис. 7.* Гравелит из обломков хлорито-глинистых пород и редкого кварца. Видно зональное замещение первых гидроокислами железа. Славгородская свита, скв. 46, обр. 494. Натур. велич.



*Рис. 8.* Зональное замещение гидроокислами железа хлорито-глинистой породы в галке. Деталь предыдущего. Косой свет.  $\times 10$ .



*Рис. 9.* Окатанные зерна глауконита. Ганькинская свита, скв. 19, обр. 215. Проходящий свет.  $\times 100$ .

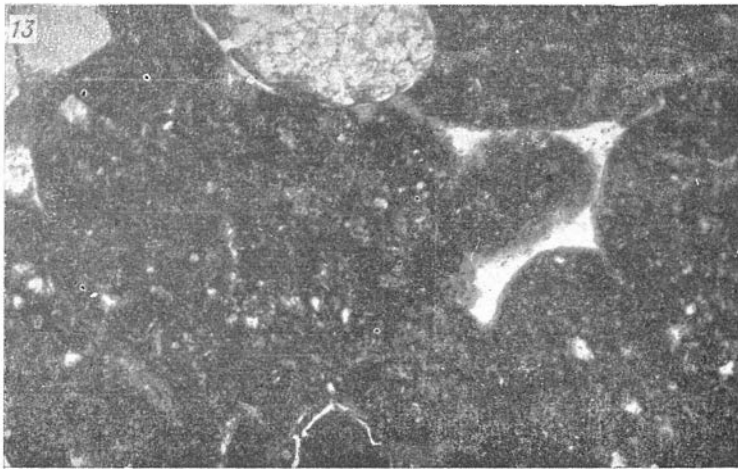


*Рис. 10.* Аутигенный глауконит. В центре зерен видны реликты нераскристаллизованной пелитоморфной массы как и в цементе, а по краям ооидов — трещины синерезиса. Ганькинская свита, скв. 1-к, обр. 19. Проходящий свет.  $\times 100$ .

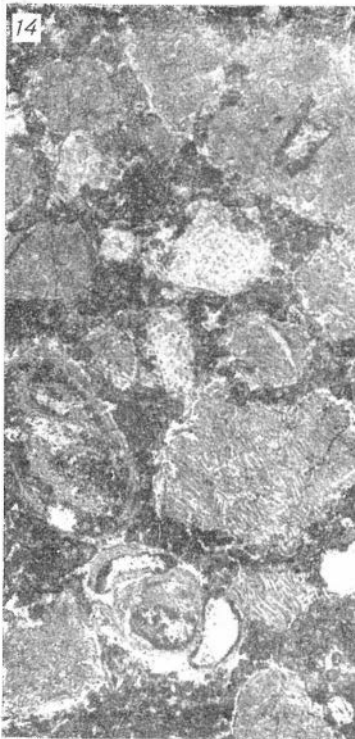


*Рис. 12.* Скелетные формы вторичных гидроокислов железа (светлые), развивающихся на глауконите. Верхний горизонт, отраженный свет.  $\times 40$ .

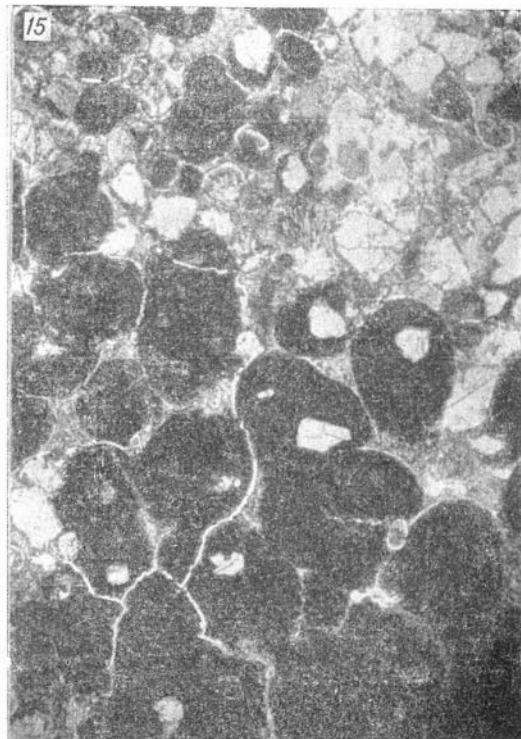
*Рис. 11.* Аутигенный глауконит. Ганькинская свита, скв. 19, обр. 550. Проходящий свет.  $\times 40$ .



*Рис. 13.* Ооиды хлорита, образовавшиеся в процессе собирательной перекристаллизации пелитоморфного осадка. Нарымский горизонт, скв. 49, обр. 292. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 14.* Глауконит с сидеритовым цементом. Среди обычных зерен видны глауконитовые оолиты. Ганькинская свита, скв. 3-к, обр. 221. Проходящий свет.  $\times 100$ .



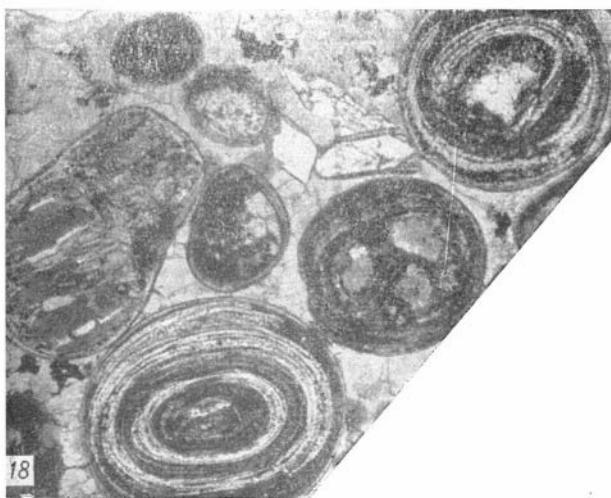
*Рис. 15.* Хлоритовые ооиды, образовавшиеся в процессе подводного выветривания (с последующим перемывом) пелитоморфного осадка. Нарымский горизонт, скв. 38, обр. 395. Проходящий свет.  $\times 40$ .



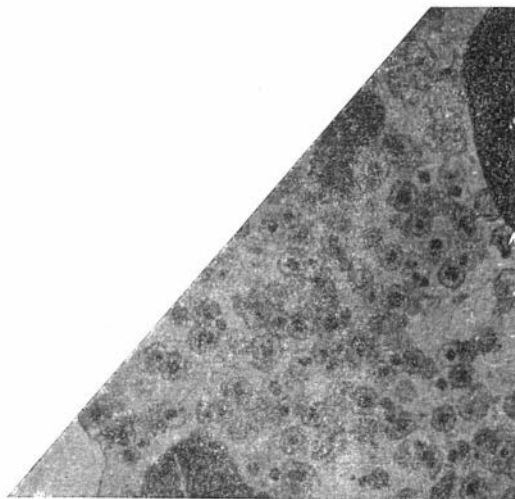
*Рис. 16.* Сферолитовый зональный колломорфный сидерит. В центре пор виден пирит. Верхний горизонт, скв. 55, обр. 739. Проходящий свет.  $\times 60$ .



*Рис. 17.* Вивианит, пойкилитовые кристаллы. Бакчарский горизонт, скв. 9-к, обр. 121. Проходящий свет.  $\times 40$ .



*Рис. 18.* Зональные ромбы сидерита в глауконо-глинистой породе. Ганькинская свита, скв. 29, обр. 19а. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 19.* Хлоритовые (?) оолиты с тонкоконтентическим строением. Руда с хлорито-глинисто-ситритовым цементом. Верхний горизонт, скв. обр. 739. Проходящий свет.  $\times 60$ .





Рис. 20. Корки франколита в конкреции, Славгородская свита, скв. 1-к, обр. 19. Проходящий свет.  $\times 100$ .

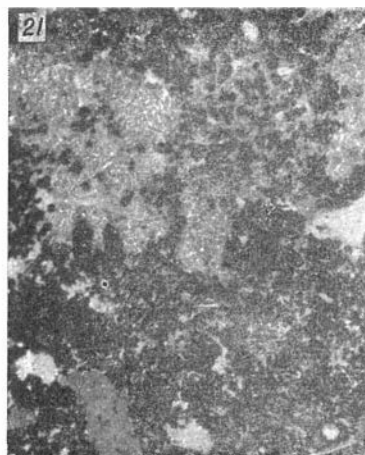


Рис. 21. Мелкая вкрапленность пирита в псаммито-пелитовом глауконитите, скв. 7, обр. 207. Проходящий свет.  $\times 60$ .

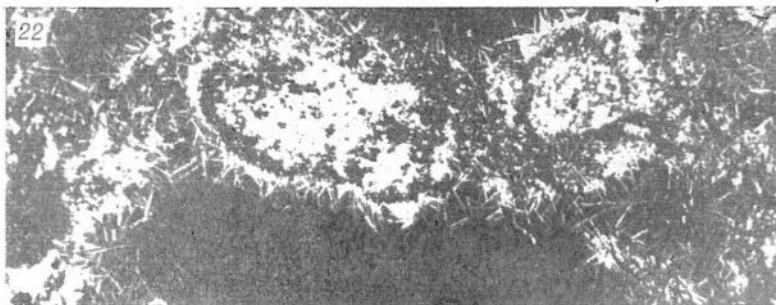


Рис. 22. Пирит из эпигенетической жилки. Верхний горизонт, скв. 5-а, обр. 1081. Отраженный свет.  $\times 100$ .

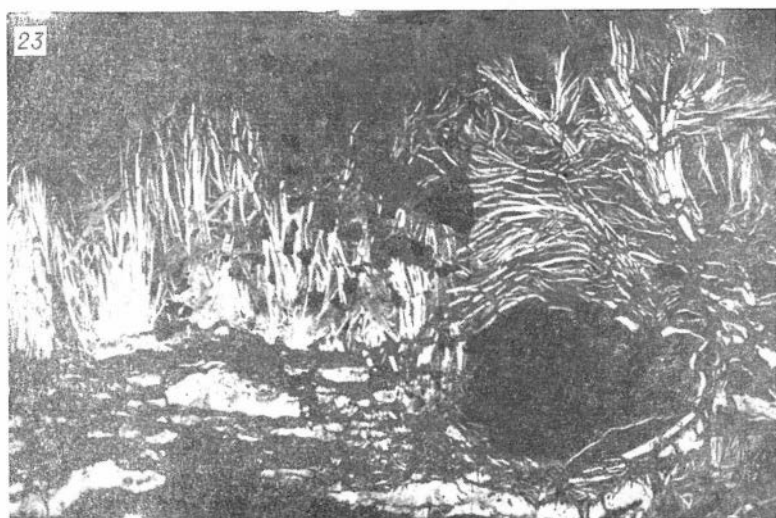
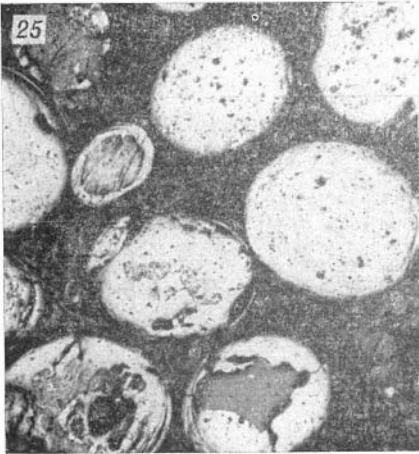


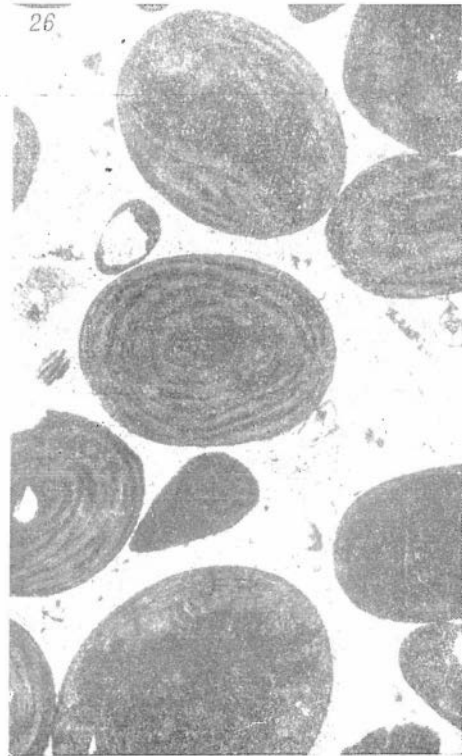
Рис. 23. Пирротин с сидеритом из жилки. Парбиг-Чайнский профиль, скв. 53. Отраженный свет.  $\times 60$ .



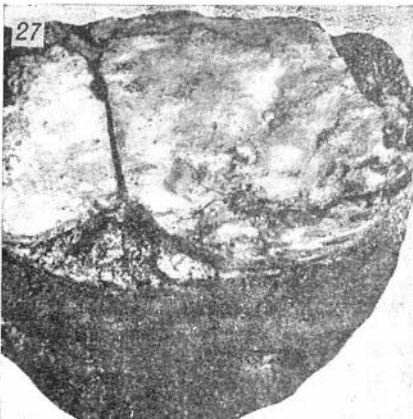
*Рис. 24.* Корково-поровый хлоритовый цемент в сыпучей руде. В центре пор видны реликты нераскристаллизованного хлорита (темного) и местами сидерита. Верхний горизонт, скв. 41, обр. 602. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 25.* Гетитовые оолиты в руде с хлорито-глинистым цементом. Верхний горизонт, скв. 41. Отраженный свет.  $\times 50$ .

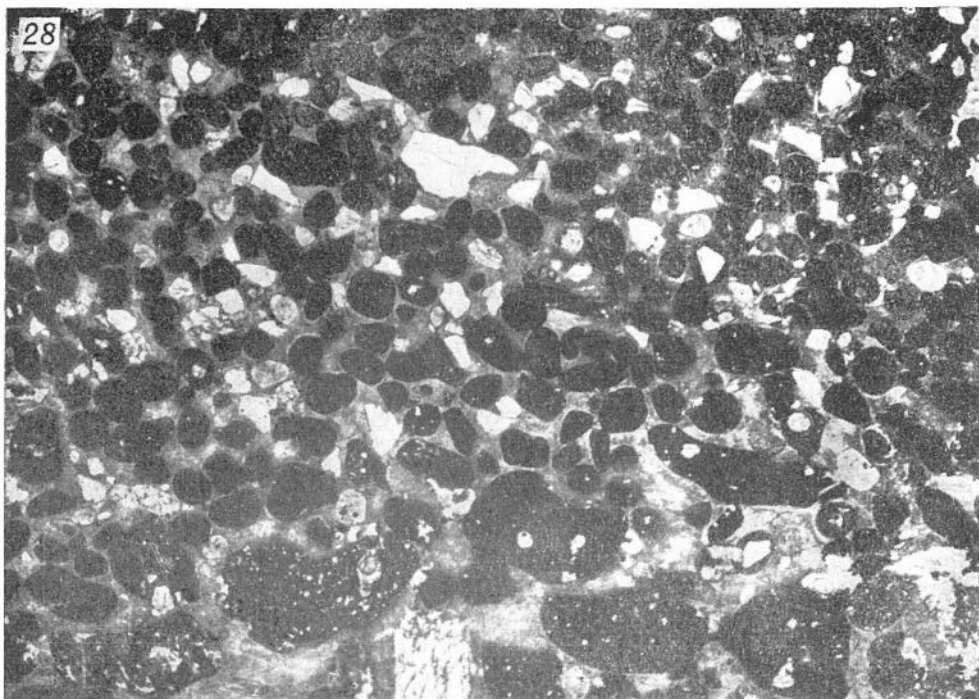


*Рис. 26.* Прослой алевритистой глины в руде с хлорито-глинистым цементом. Верхний горизонт, скв. 41. Натур. велич.



*Рис. 27.* Руда из гетитовых оолитов, сцементированных хлорито-глинистым цементом. Верхний горизонт, скв. 41, обр. 187. Проходящий свет.  $\times 50$ .

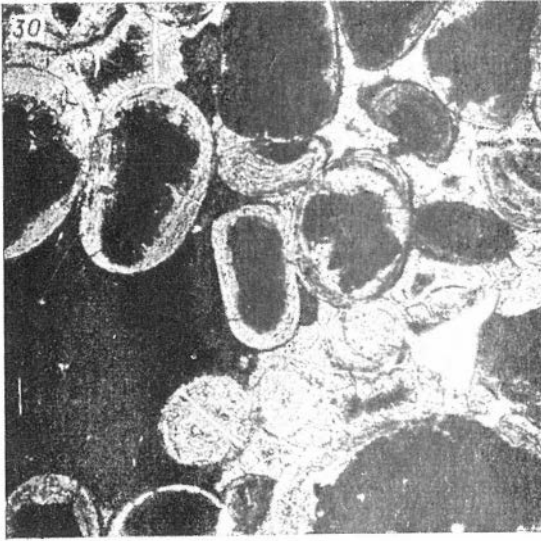




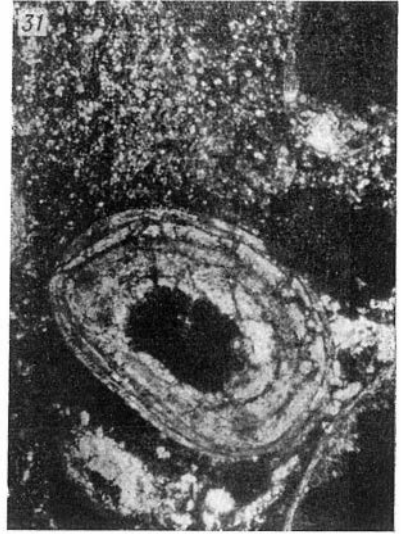
*Рис. 28.* Руда с гизингерито-сидеритовым цементом, общий вид. Верхний горизонт, скв. 49, обр. 474. Проходящий свет.  $\times 10$ .



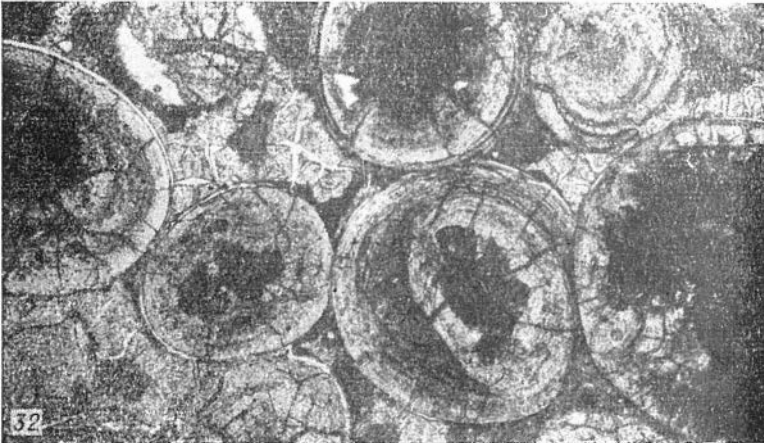
*Рис. 29.* Бобовина из трех оолитов. Верхний горизонт, скв. 44, обр. 471. Отраженный свет.  $\times 50$ .



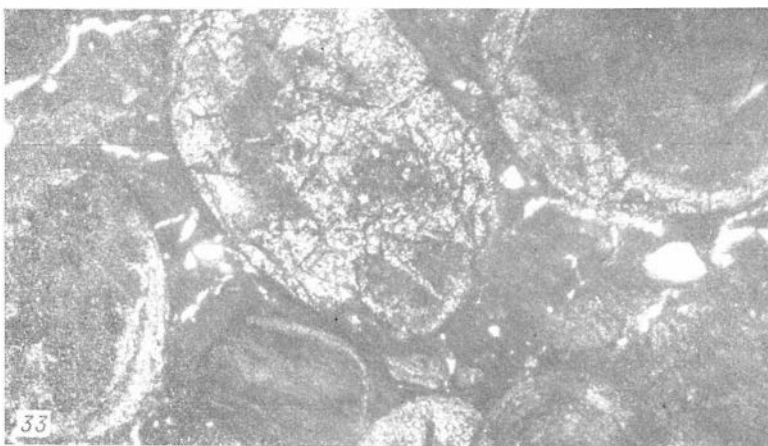
*Рис. 30.* Оолиты, погруженные в хлоритовый сгусток. Руда с гизингерито-хлоритовым цементом. Нарымский горизонт, скв. 49, обр. 291. Проходящий свет.  $\times 40$ .



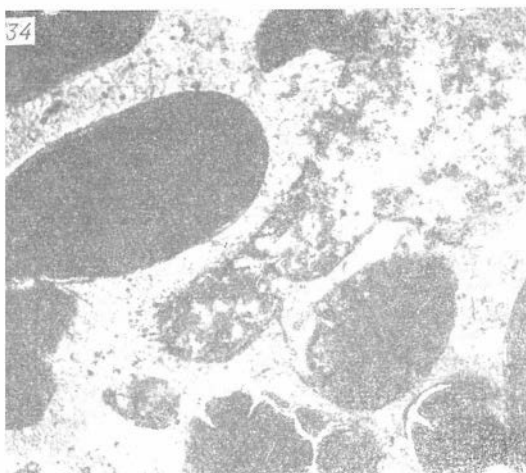
*Рис. 31.* Руда из хлорито-гидрогетитовых оолитов, сцементированных сидерито-хлоритовым цементом. Нарымский горизонт, скв. 37, обр. 450. Проходящий свет.  $\times 60$ .



*Рис. 32.* Руда из хлорито-гидрогетитовых оолитов, сцементированных гизингерито-хлоритовым цементом. Нарымский горизонт, скв. 22, обр. 255. Проходящий свет.  $\times 59$ .



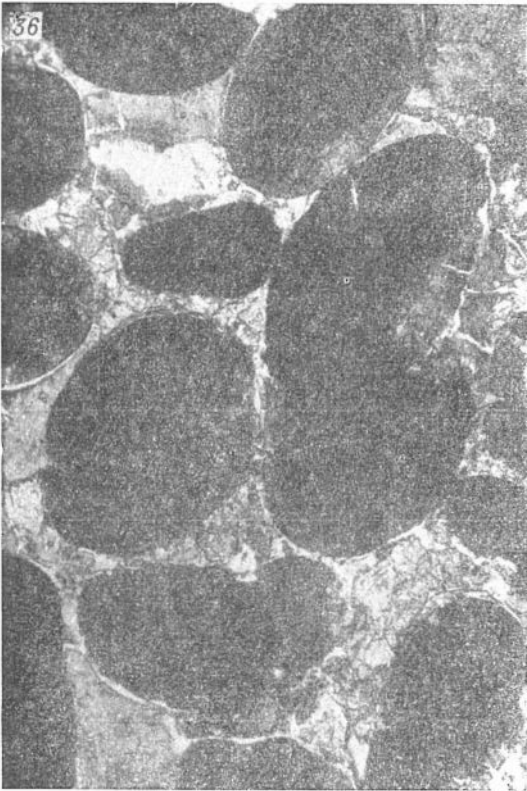
*Рис. 33.* Гетито-гидрогетитовая руда с базальным гидрогетито-глинистым цементом. Видны обломки ослитов, кусочки концентрических зон и более мелкие (алевритовые) обломки. Верхний горизонт, скв. 22, обр. 232. Проходящий свет.  $\times 100$ .



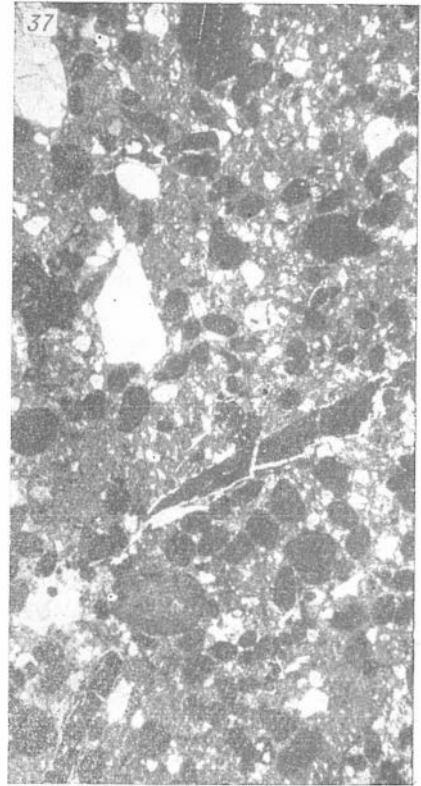
*Рис. 34.* Реликты глинистого вещества в хлоритовом цементе руды. Колпашевский горизонт, скв. 41, обр. 198. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 35.* Глаукогнито-глинистая порода. Видны зерна с включениями терригенных частиц. Славгородская свита, скв. 7-я, обр. 209. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 36.* Гетито-гидрогетитовые оолиты в руде с гизингерито-глинистым цементом. Колпашевский горизонт, скв. 37, обр. 443. Проходящий свет.  $\times 50$ .



*Рис. 37.* Алевро-глинистая порода с рудными оолитами и обломками. Славгородская свита, скв. 39, обр. 261. Проходящий свет.  $\times 30$ .



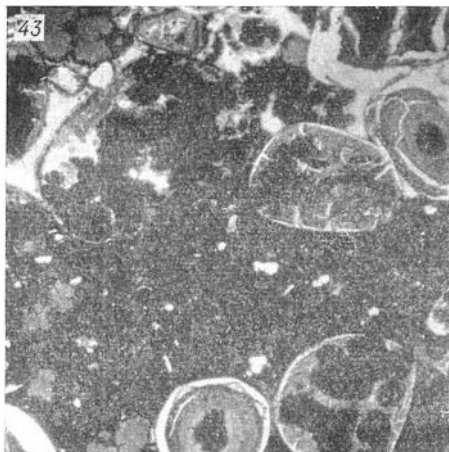
*Рис. 38.* Трубчатая хлорито-глинистая биоморфоза с гетито-гидрогетитовыми оолитами в центральной части. Нарымский горизонт, скв. 25, обр. 801. Натур. велич.

*Рис. 39.* Знаки волновой ряби (?) в сыпучей руде с гизингеритовым цементом. Нарымский горизонт, скв. 38, обр. 877. Натур. велич.

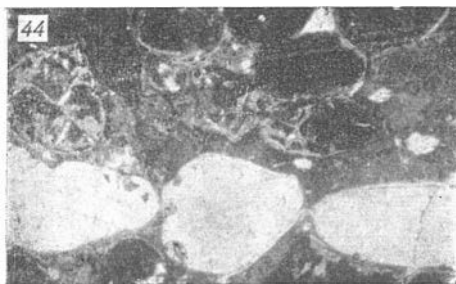
*Рис. 40.* Трубчатая глинистая биоморфоза. Славгородская свита, скв. 41, обр. 201. Натур. велич.

*Рис. 41.* Фосфоритовый желвак в породе. Славгородская свита, скв. 41, обр. 204. Натур. велич.

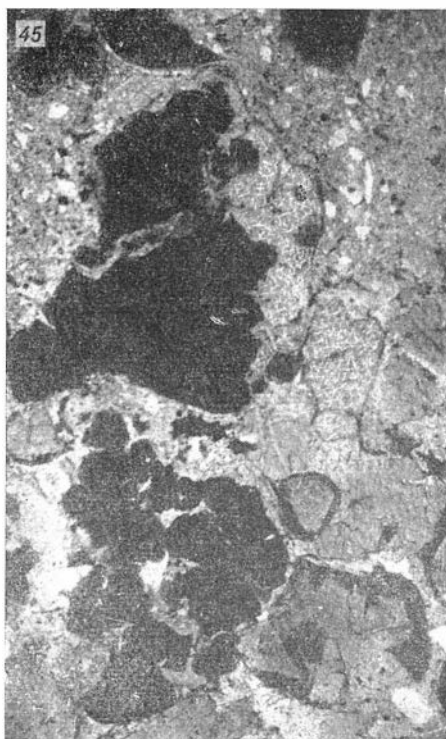
*Рис. 42.* Косая слоистость в песчанике с оолитами. Нарымский горизонт, скв. 55, обр. 421. Натур. велич.



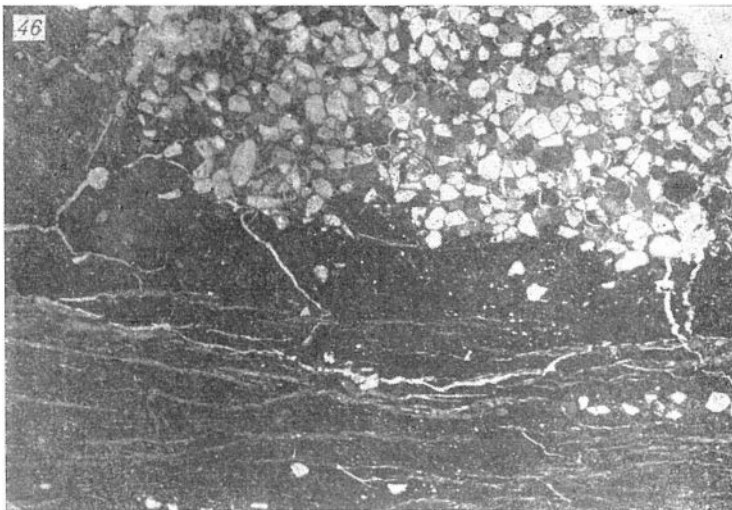
*Рис. 43.* Оолито-ооидно-сгустковая хлоритовая порода. Оолиты аутигенные. Колпашевский горизонт, скв. 1-к, обр. 14. Проходящий свет.  $\times 60$ .



*Рис. 44.* Микропрослой гравелита в псефито-пелитовом хлоролите. Колпашевский горизонт, скв. 25, обр. 328. Проходящий свет.  $\times 25$ .

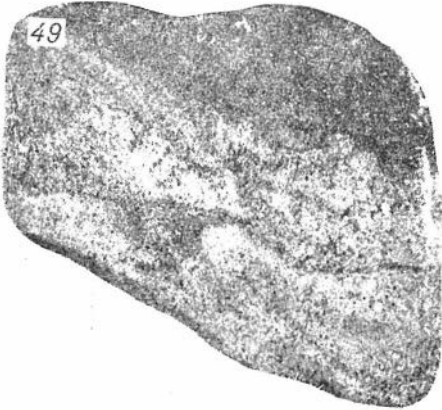
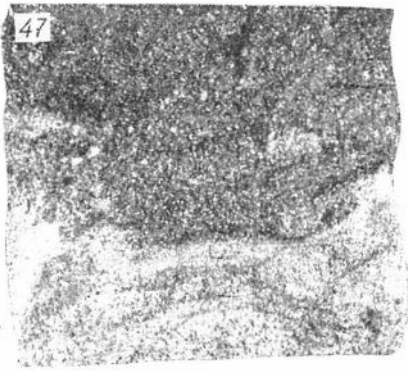


*Рис. 45.* Угловатые и скелетные формы зерен окисленного и частично регенерированного глауконита. Ганькинская свита, скв. 1-к, обр. 11. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 46.* Микроразрыв на границе пелитоморфного хлорита с мелкозернистым песчаником. Нарымский горизонт, скіз. 48, обр. 666. Проходящий свет.  $\times 10$ .





*Рис. 47.* Разрыв на контакте оолитовой руды с песчаником. Верхний горизонт, скв. 25, обр. 778. Natur. велич.

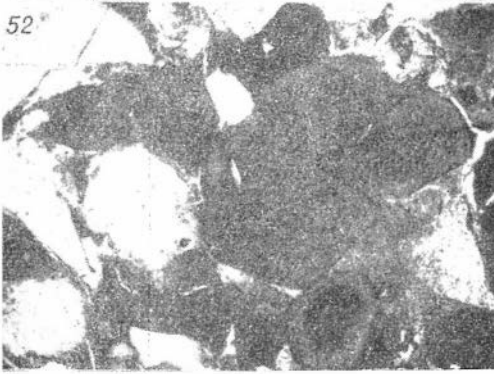
*Рис. 48.* Ободранный оползневой обломок руды, состоящей из гетитс-гидрогетитовых оолитов, сцементированных хлорито-глинистым цементом. Верхний горизонт, скв. 1-к, обр. 10. Natur. велич.

*Рис. 49.* Косое наложение руды на песчаник. Верхний горизонт, скв. 25, обр. 779. Natur. велич.

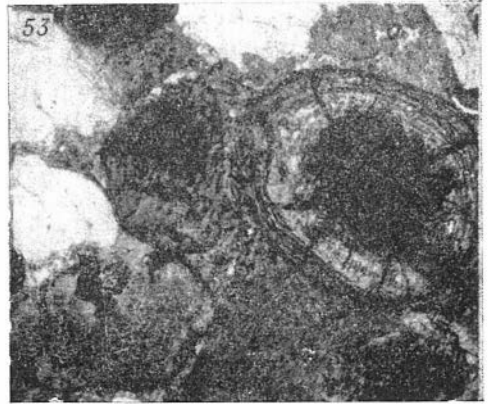
*Рис. 50.* Осветление (возможно, выветривание?) руды, состоящей из гетито-гидрогетитовых оолитов, сцементированных хлорито-глинистым цементом. Верхний горизонт, скв. 12, обр. 101.

*Рис. 51.* Косая слоистость, подчеркиваемая окраской руды, а также ориентировкой зерен рудного гравия. Светлая руда имеет хлорито-сидеритовый цемент, а темная — гизингерито-сидеритовый. Верхний горизонт, скв. 41. Natur. велич.

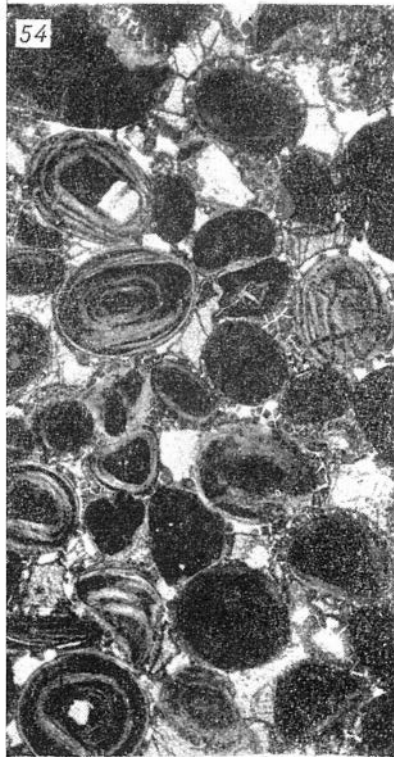




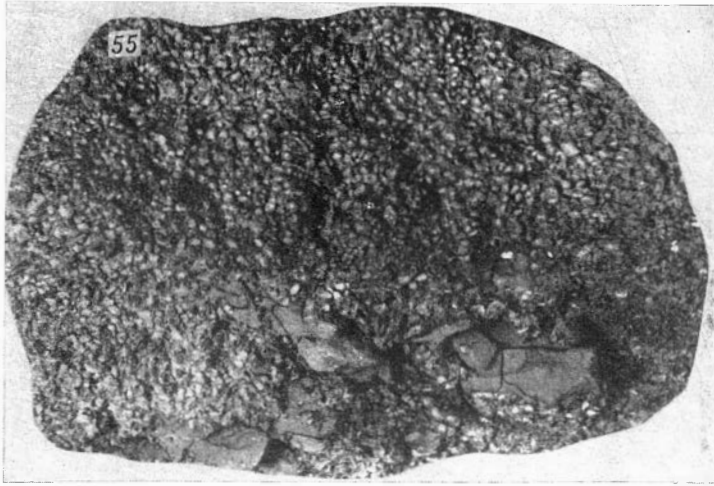
*Рис. 52.* Псаммитовый глауконитит песчанистый. Глауконит аутигенный Ганькинская свита, скв. 23, обр. 930. Проходящий свет.  $\times 100$ .



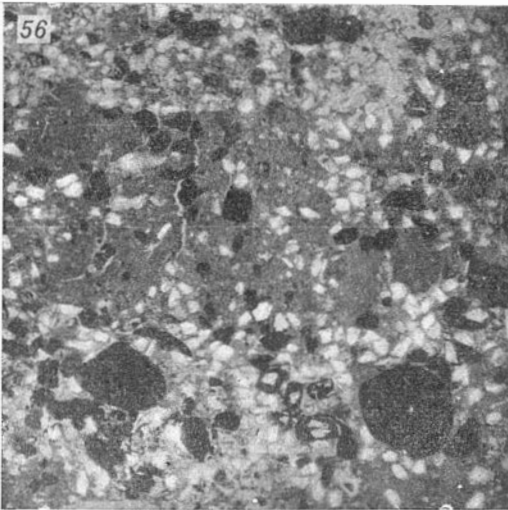
*Рис. 53.* Хлорито-гидрогетитовые оолиты и крупные зерна глауконита в руде с гизингерито-хлоритовым цементом Верхний горизонт, скв. 19, обр. 205. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 54.* Гетито-гидрогетитовая руда с гизингерито-сидеритовым цементом. Верхний горизонт, скв. 49, обр. 476. Проходящий свет.  $\times 60$ .



*Рис. 55.* Гравелит мелкозернистый с корковым хлоритовым цементом и мелкими линзами пелитоморфных хлоритовых пород. Колпашевский горизонт, скв. 22, обр. 48а.  $\times 1,8$ .



*Рис. 56.* Микрогоризонтальная слоистость в кварцевом алеврите с рудными оолитами. Верхний горизонт, скв. 41, обр. 187. Проходящий свет.  $\times 40$ .



*Рис. 57.* Песчаник с редкими зернами глауконита и корково-поровым хлорито-сидеритовым цементом. Верхний горизонт, зона выклинивания, скв. 10, обр. 614. Проходящий свет.  $\times 100$ .



*Рис. 58.* Аутигенный глауконит в песчанике. Зона выклинивания верхнего горизонта, скв. 54, обр. 549. Проходящий свет.  $\times 40$ .



*Рис. 59.* Аутигенные оолиты и оонды гидрогетито-хлоритового состава, сцементированные хлоритом. Верхний горизонт, скв. 10-к, обр. 256. Проходящий свет.  $\times 100$ .

## ЛИТЕРАТУРА

- Абакумова К. М., Гуренкова Г. В., Кремнева В. М. и др. О глинистых минералах в кайнозойских и мезозойских отложениях Обь-Иртышского междуречья. Сб. «Глины и глинистые минералы Сибири». Изд-во АН СССР, 1965.
- Алескерова З. Т., Ли П. Ф., Осыко Т. И., Ростовцев Н. Н., Толстихина М. А. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1958.
- Аллювиальные отложения в угленосной толще среднего карбона Донбасса. Тр. ИГН АН СССР, вып. 151, уголь. серия, № 5. М., 1954.
- Архангельский А. Д. Сернистое железо в отложениях Черного моря. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., т. 12/3, 1934.
- Бабин А. А., Герасимова Д. Г., Кассир А. М. Предварительные данные по минералогии, химическому составу и обогатимости железных руд Колпашевского района. Вестн. ЗСГУ, № 1, 1957.
- Батурин В. П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд-во АН СССР, 1947.
- Безруков А. П., Лисицын В. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана. В кн. «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Беллер Г. А., Храмов Н. А. Характеристика рудоносной толщи Колпашевского железорудного бассейна. В сб. «Очерки по металлогении осадочных и осадочно-метаморфических пород». Изд-во АН СССР, 1962.
- Белтоус Н. Х., Николаева И. В. Железо-фосфатные образования средней части Западно-Сибирского железорудного бассейна. Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 4, 1960.
- Бердников А. П. Парабель-Чузикское месторождение. В сб. «Западно-Сибирский железорудный бассейн». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеоллиздат, 1950.
- Бови С. Х., Тейлор К. Определитель рудных минералов. Межд. конф. по мирн. исп. атом. энергии. т. 2, Женева; т. 8. М., 1959.
- Ботвинкина Л. Н. Слоистость осадочных пород. Тр. ИГН, вып. 59. Изд-во АН СССР, 1962.
- Ботвинкина Л. Н. Методическое руководство по изучению слоистости. Тр. ИГН, вып. 119. Изд-во АН СССР, 1965.
- Бриндли Г. В., Робинсон И. Хлоритовые минералы. В кн. «Рентгеновские методы определения и кристаллическое строение минералов». М., ИЛ, 1955.
- Бродская Н. Г. Карбонатные конкреции в третичных отложениях Сахалина. В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР, 1959.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1953.
- Бруевич С. В., Зайцева Б. Д. К химии осадков Берингова моря. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 26, 1958.
- Бузулуцков Ф. С., Гурова Т. И., Коробейникова Г. И. и др. Литология мезозоя и кайнозоя Западно-Сибирской низменности. Гостоптехиздат, 1957.
- Бушинский Г. И. Литология меловых отложений Днепровско-Донецкой впадины. Тр. ИГН, вып. 156, 1954.
- Викуллова М. Ф. Методическое руководство по петрографо-минералогическому изучению глин. Тр. ВСЕГЕИ, 1957.
- Викуллова М. Ф., Звягин Б. Б. Влияние условий образования глинистых пород на развитие и изменение структурных особенностей глинистых минералов. Сов. геология, № 5, 1965.
- Волынский И. С. Определение рудных минералов под микроскопом. Госгеоллиздат, 1949.

- Вопросы накопления и распределения тяжелых минералов в прибрежно-морских песках. Рига, Изд-во АН ЛатвССР, 1960.
- Гинзбург И. М., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд. АН СССР, 1951.
- Горбунова Л. И. Глаукониты юрских и нижнемеловых отложений центральной части Русской платформы. Тр. ИГН, вып. 114, серия геол. (№ 40). Изд-во АН СССР, 1950.
- Гаррелс Р. Минеральные равновесия. М., ИЛ, 1962.
- Горбунова Л. И. Карбонатные и фосфатные конкреции нижнемеловых отложений Северо-Восточного Кавказа. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIII (5), 1958.
- Груздев А. П., Ратникова Г. И. Об гельванте, гизингерите и дашкесаните из южных участков Дашкесанского месторождения (Азербайджан). Изв. вузов, геология и разведка, № 5, 1960.
- Гурари Ф. Г. Геология и перспективы нефтегазоносности Обь-Иртышского междуречья. Тр. СНИИГГиМСа. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Гурова Т. И., Сорокина Е. Т. О верхнемеловых железных рудах восточной части Западно-Сибирской низменности. Изв. АН СССР, серия геол., № 6, 1956.
- Гурова Т. И. Проявление железорудения в эоценовых отложениях юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Сов. геология, № 3, 1958.
- Гурова Т. И. О глауконитовых формациях третичных и верхнемеловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГиМСа, № 1, 1959.
- Гурова Т. И. Глауконитовые формации эоценовых отложений западной части Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 10, 1960.
- Гурова Т. И. О терригенно-минералогических комплексах мезозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 9, 1960.
- Гурова Т. И., Казаринов В. П. Литология и палеогеография Западно-Сибирской низменности в связи с нефтегазоносностью. Гостоптехиздат, 1962.
- Дмитриев С. Д. Применение прибора микротвердости ПМТ-2 конструкции М. М. Хрущева и Е. С. Берховича для диагностики минералов. Зап. Всес. мин. об-ва, ч. 78, № 4, 1949.
- Епатко Ю. М., Воробьева К. А. О совместной растворимости кварца и магнетита. Третья конф. молод. геологов Ин-та геол. наук АН УССР. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1964.
- Ефремов Н. Е. К генезису железорудных месторождений Керченского и Таманского полуостровов. Сов. геология, № 5, 1938.
- Жижченко Б. П. Методы палеогеографических исследований. Гостехиздат, 1959.
- Забелин В. А. К вопросу о структуре и генезисе Саратовского глауконита. Докл. АН СССР, т. 144, № 6, 1962.
- Заварицкий А. Н. Об оолитовой структуре. Тр. Мин. музея АН СССР, III, 1929.
- Зальцман И. Г. О железистых породах кайнозоя южной части Западно-Сибирской низменности. Вестн. ЗСГУ, № 2, 1957.
- Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Запорожцева А. С. О совместном присутствии в породах глауконита и шамозита. Докл. АН СССР, 97, № 5, 1954.
- Иванова К. В., Шацкий С. Б., Казанский Ю. П. О керчените из верхнемеловых отложений р. Вах. Зап. Всес. минер. об-ва, сер. 2, ч. 97, № 6, 1958.
- Иванова В. П. Хлориты. Тр. ИГН, вып. 120, серия петрограф. (№ 35), Изд-во АН СССР, 1949.
- Казakov А. В. Геотектоника и формирование фосфоритовых месторождений. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1950.
- Казakov А. В. Глауконит. Тр. ИГН АН СССР, вып. 152, серия геол., № 64, 1957.
- Казakov А. В., Горбунова Л. И. Глауконит как индикатор фаций. Реф. науч.-исслед. работ за 1945 г. Отд. геол.-географ. наук, Изд-во АН СССР, 1947.
- Казанский Ю. П. О фацальной природе верхнемеловых железных руд восточной части Западно-Сибирской низменности. Изв. вузов, геология и разведка, № 5, 1959.
- Казанский Ю. П., Усов П. Г. О составе верхнемеловых осадочных железных руд Томской области. Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 92. Томск, 1960.
- Казанский Ю. П. Верхнемеловая оолитовая железорудная формация Центрального Приобья.— Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК, пробл. 20, Вопр. металлогении. Госгеолтехиздат, 1960.
- Казанский Ю. П., Кропанниа Л. С., Перозно Г. Н. К петрографо-минералогической характеристике верхнемеловых глинистых пород Нарымского Приобья. Тр. СНИИГГиМСа, вып. 10, Гостоптехиздат, 1960.
- Казанский Ю. П., Кропанниа Л. С. и др. Глинистые минералы меловых отложений юго-восточной части Западно-Сибирской низменности. Матер. по геол. Зап.-Сиб. низм., вып. 1. Изд. НТГУ, 1960.

- Казанский Ю. П. Дельтовые фации в мезозойских и палеогеновых отложениях Западно-Сибирской низменности. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд-во АН СССР, 1963.
- Казанский Ю. П., Николаева И. В. Минералы и минеральные компоненты бассейна. Сб. «Западно-Сибирский железорудный бассейн». Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1964.
- Казаринов В. П. Мезокайнозойские отложения Западной Сибири. Гостехиздат, 1958.
- Казаринов В. П. Западно-Сибирская низменность — новая рудная провинция Советского Союза. Сов. геология, № 2, 1960.
- Кантор М. И. Генезис керченских железорудных месторождений. Тр. науч. ин-та геол. и минералог., 1937.
- Клубова Т. Т. Литолого-минералогическая характеристика меловых глин Западно-Сибирской низменности. Изд-во АН СССР.
- Константинов С. В., Кечек Г. А., Белоусов В. В., Красильников Л. К. Керченские железорудные месторождения. М.—Л.—Новосибирск, 1933.
- Коперина В. В., Тимофеева З. В. Диагенетические карбонатные минералы угленосных толщ. В кн. «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР, 1959.
- Крумбейн В. С. и Гаррелс Р. Происхождение и классификация химических осадков в зависимости от pH и Eh. В сб. «Термодинамика геохимических процессов». М., ИЛ, 1960.
- Крашенинников Г. Ф. Ископаемые дельты в СССР и некоторые проблемы их изучения. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР, 1963.
- Кротов Б. П., Роде Е. Я. Классификация и номенклатура минералов группы окиси и гидратов окиси железа. В кн. «Железорудные месторождения алапаевского типа», т. 2, Изд-во АН СССР, 1936.
- Кротов Б. П. Генезис халиловских месторождений. В кн. «Халиловские месторождения комплексных железных руд». Тр. ИГН АН СССР, вып. 67, серия руды. месторожд., 1942.
- Кротов Б. П. Глаукоцит-хлоритовая порода и ее генезис. В сб. «Вопр. петрогр. и минерал.». Изд-во АН СССР, т. 1. М., 1953.
- Кротов Б. П. Дифференциация элементов при выветривании. Тр. ИГЕМ, вып. 35, Изд-во АН СССР, 1959.
- Лазаренко Е. К. Вопросы номенклатуры и классификации глаукоцита. В сб. «Вопр. минерал. осадочн. образ.». Кн. 3—4. Изд. Львов. ун-та, 1956.
- Литвин А. Л. О гизингерите из рапакви р. Роси. В сб. «Теор. и генетич. вопр. минерал. и геохим.». Киев, Изд-во АН УССР, 1963.
- Литвиненко А. У. О некоторых вопросах генезиса киммерийских железорудных образований. Докл. АН СССР, т. 90, № 6, 1953.
- Литвиненко А. У. К познанию глаукоцита. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1965.
- Махнин В. А. К минералогии глаукоцитов олигоценых отложений Украинского кристаллического массива. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 5, 1951.
- Мильтнер Г. Б. Петрография осадочных пород. ОНТИ, 1934.
- Михеев В. И. Определение минералов группы хлоритов рентгенометрическим методом. Зап. Всес. мин. об-ва, II сер., ч. 82, вып. 3, 1953.
- Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М., Гостехиздат, 1957.
- Мозгова Н. Н. О гизингерите и стильномелане из скарново-полиметаллического месторождения Верхнего рудника Тетюхе. Минерал. сб. Львов. геол. об-ва, № 11. Львов, 1957.
- Нагорский М. П., Зайченко Ю. П. Железоносные горизонты верхнемеловых морских отложений Томской области. Вестн. ЗСГУ, № 1, 1957.
- Нагорский М. П. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Сов. геология, № 9, 1958.
- Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 1—2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Никольский А. П. О гизингерите Саксаганской полосы. Минер. сб. Львов. геол. об-ва, № 7, 1953.
- Новохатский И. П. Некоторые особенности оолитовых железных руд. Изв. АН КазССР, серия геол., № 70, вып. 11, 1949.
- Новохатский И. П. Месторождения оолитовых железных руд Казахстана и их генезис. Автореф. дисс., 1956.
- Озеров Р. П., Гриншпан Л. Б., Бушинский Г. И. Некоторые рентгеноструктурные данные минералов группы апатита. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 85, вып. 3, 1956.
- Петелин В. П. О нахождении аутигенного глаукоцита в современных морских осадках. Тр. Ин-та океанологии АН СССР, № 8, 1954.

- Подобина В. М. Фораминиферы туронских-нижнесенонских отложений центральных и восточных районов Западно-Сибирской низменности. Автореф. дисс., 1965.
- Пудовкина И. А. Точные методы определения отражательной способности и твердости рудных минералов. В сб. «Соврем. методы минер. исслед. горных пород, руд и минералов». Госгеолтехиздат, 1957.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1—2, Гостоптехиздат, 1940.
- Рабинович С. Д., Ренгартен Н. В. Материалы по геологии и минералогии глауконитовых месторождений Ново-Лялинского района. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 73, № 1, 1944.
- Рожкова Е. В., Соловьев Н. В. К вопросу образования сферолитовых и оолитовых структур. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., 15(4), 1937.
- Роикина З. З. Об образовании лептохлоритовых пород в юрских и меловых отложениях Хатангской впадины. Инф. бюлл. НИИГА, вып. 4, 1957.
- Ростовцев Н. Н., ред. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Тр. ВСЕГЕИ. Госгеолтехиздат, 1958.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Гостоптехиздат, 1959.
- Рухин Л. Б. Основы литологии. Гостоптехиздат, 1961.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация. Тр. ИГН, вып. 140, минералого-геохим. серия (№ 14). Изд-во АН СССР, 1953.
- Скробов С. А. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Сообщ. о работах Межвед. пост. комис. по железу. Изд-во АН СССР, 1957.
- Современные осадки морей и океанов. Под ред. Н. М. Страхова. Изд-во АН СССР, 1961.
- Сорокина Е. Г. К вопросу о минералогических типах глин верхнемеловых отложений среднего Приобья. Тр. СНИИГГиМСа, № 10, 1960.
- Станкевич Л. О. О рациональной текстурно-минералогической классификации керченских руд. Докл. на совещ. по керч. металлургии. Крымиздат, 1958.
- Столяров А., Кучин М. К вопросу использования месторождений оолитовых железных руд Томской области. Сообщ. о работах межвед. пост. комис. по железу. Вып. 2(4), Изд-во АН СССР, 1958.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории земли. Тр. ИГН АН СССР, вып. 73, серия геол., № 22, 1947.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. И. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.
- Страхов Н. М. К познанию диагенеза. Вопр. минералогии осадочн. образ. Кн. 3—4. Львов, 1956.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В кн. «К познанию диагенеза осадков». М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. Докл. АН СССР, т. 125, № 2, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР, 1960.
- Твенхофел В. Учение об образовании осадков. М., ОНТИ, 1936.
- Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., ч. 22, вып. 1, 1947.
- Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации по профилю окислительно-восстановительного потенциала и нефтепронизводительности их свиты. Сов. геология, № 47, 1955.
- Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации. Вопр. минералогии осадочн. образ. Кн. 3—4. Львов, 1956.
- Тимофеева З. В. Сидеритонность мелководно-морских и дельтовых отложений и факторы, ее определяющие. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд. АН СССР. М., 1963.
- Точилин М. С. О первичном происхождении оолитов гидротетита среди сидеритошамозитовых руд. Докл. АН СССР, т. 87, № 2, 1952.
- Формозова Л. Н. Глауконитовые пески урочища Кызыл-Сай. Тр. ИГН АН СССР, вып. 112, 1949.
- Формозова Л. Н. Состав и условия образования оолитовых железняков дельтовой фации среднеплиоценовых отложений Приаралья. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1953.
- Формозова Л. Н., Яницкий А. Л. О характерных особенностях оолитовых железняков речной фации. Докл. АН СССР, т. 95, № 3, 1954.
- Формозова Л. Н. Железные руды Северного Приаралья. Тр. ИГН, вып. 20. Изд-во АН СССР, 1959.

- Формозова Л. Н. Формационные типы месторождений оолитовых железных руд. В кн. «Закономери. размещ. полезн. ископ.», т. III. Изд-во АН СССР, 1960.
- Формозова Л. Н. Оолитовые железные руды в дельтовых отложениях среднего олигоцена Приаралья. В сб. «Дельтовые и мелководно-морские отложения». Изд-во АН СССР, 1963.
- Хабаров А. Б. Косая слоистость осадочных толщ как показатель условий их образования. «Природа», № 4, 1951.
- Цветков А. И. Безводные карбонаты. Тр. ИГН, вып. 120, петрограф. серия (№ 35), 1949.
- Чухров Ф. В. О пирротине и пирите в керченских рудах и некоторых общих вопросах генезиса сульфидов железа. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1936.
- Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Чухров Ф. В., Ермилова Л. П. Новые данные о керченитах. В сб. «Вопр. геохимии и минералогии». Изд-во АН СССР, 1956.
- Чухров Ф. В., Генкин А. Д., Соболева С. В., Басова Г. В. О смайтите из железорудных отложений Керченского полуострова. Литология и полезные ископаемые, № 2, 1965.
- Шамрай И. А. Палеогеновые глаукониты в районе Сталинграда как пример морского аллохтонного рудообразования. Докл. АН СССР, т. ХСVI, № 3, 1954.
- Шанцер Е. В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН СССР, вып. 135, серия геол., № 55, 1951.
- Шатский Н. С. О зональном и биполярном размещении глауконита в верхнем мелу и эоцене. Бюлл. Моск. об-ва исп. прир., отд. геол., ч. 29, № 5, 1954.
- Шатский Н. С. Фосфоритносные формации и классификация фосфоритовых залежей. В кн. «Совещ. по осадочн. породам», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формации. Изв. АН СССР, серия геол., № 5, 1960.
- Шацкий С. Б. Железоносные верхнемеловые отложения восточной части Западно-Сибирской низменности. Вестн. ЗСГУ, № 1, 1957.
- Шацкий С. Б. Геологосъемочные работы НТГУ, в 1959 г. Вестн. ЗСГУ и НТГУ, № 1, 1960.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолтехиздат, 1958.
- Шнюков Е. Ф. О генетическом единстве псевдооолитовых руд и табачных глин Керченского пролива. Литология и полезные ископаемые, № 3, 1964.
- Шнюков Е. Ф. Генезис киммерийских железных руд Азово-Черноморской рудной провинции. Автореф. дисс. Киев, 1965.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слонстых пород. М., ИЛ, 1950.
- Шумилова Е. В. Терригенные компоненты мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Юрк Ю. Ю., Шнюков Е. Ф., Лебедев Ю. С., Кириченко О. Н. Минералогия железорудной формации Керченского бассейна. Крымиздат, 1960.
- Яговдик В. В. Об окислении вивианита. Минер. сб., № 6, Львов, 1952.
- Яницкий А. Л. Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургай и их генезис. Тр. ИГЕМ, вып. 37, 1960.
-



## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение . . . . .	3
<i>Глава первая.</i> Общая характеристика месторождения . . . . .	6
История изучения месторождения . . . . .	6
Стратиграфическое положение рудосодержащих горизонтов . . . . .	7
<i>Глава вторая.</i> Главные минералы и условия их накопления в железоносных отложениях . . . . .	13
Аутигенные минералы . . . . .	13
Глинистые минералы . . . . .	33
Обломочные минералы . . . . .	34
<i>Глава третья.</i> Типы руд месторождения . . . . .	36
К вопросу о классификации бакчарских железных руд . . . . .	36
Описание типов руд . . . . .	38
1. Оолитовые сыпучие руды . . . . .	38
2. Оолитовые сыпучие руды . . . . .	43
3. Оолитовые цементированные руды . . . . .	46
4. Оолитовые цементированные руды . . . . .	53
5. Массивные сидеритовые руды . . . . .	55
<i>Глава четвертая.</i> Литолого-фациальное строение верхнемеловых и палеогеновых отложений . . . . .	57
Ипатовская свита и нарымский рудосодержащий горизонт . . . . .	57
Славгородская свита . . . . .	67
Ганькинская свита и колпашевский рудосодержащий горизонт . . . . .	72
Бакчарская свита, тымский и бакчарский горизонты . . . . .	86
Заключение. О типе железорудной формации . . . . .	100
Приложения . . . . .	105
Литература . . . . .	126

Под редакцией  
академика *А. Л. ЯНШИНА*

*Ирина Владимировна Николаева*

БАКЧАРСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ООЛИТОВЫХ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Редактор Р. Н. Грейнер  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Обложка художника Н. А. Савельевой  
Технический редактор Т. К. Овчинникова  
Корректор Н. И. Колесникова

---

Сдано в набор 21 мая 1966 г. Подписано в печать 28 февраля 1967 г. МН 03516. Бумага 70×108/16.  
8,25 печ. л., + 2 вкл. 11,5 усл. печ. л., 12,12 уч.-изд. л. Тираж 900.

---

Издательство «Наука», Сибирское отделение, Новосибирск, Советская, 20. Заказ № 86.  
Типография № 1 Управления по печати, Новосибирск, Красный проспект, 22.  
Цена 94 коп.