Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения

(Центральный Казахстан, Малый Кавказ
и Енисейский кряж)

4365

Ответственный редактор

И.В. ВИТОВСКАЯ

МОСКВА
"НАУКА"
1985

Институт геологических наук АН Арм.ССР
Библиотека

УДК 553.22

Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения (Центральный Казахстан, Малый Кавказ и Енисейский кряж). М.: Наука, 1985.

Книга содержит новый материал по вулканогенно-осадочным и гидротермальным марганцевым рудным месторождениям, расположенным в складчатых областях на территории Советского Союза. Авторы приводят описание геологии месторождений, особенностей залегания и строения рудных тел, а также соотношения их с вмещающими породами. Большое внимание уделено рудам марганца, их структурам, текстурам и вещественному составу, изученному с использованием современных методов исследования. Особенно подробно дано описание рудных минералов и их парагенезисов, возникших на разных этапах формирования месторождений.

Рецензенты

Е.И. СОКОЛОВА, Е.М. ГРИБОВ

В $\frac{1904020000-104}{042(02)-85}$ 118-85–I

© Издательство Наука, 1985 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящее время в Советстком Союзе предусматривается дальнейшее развитие черной металлургии с опережающим наращиванием сырьевой базы преимущественно в восточных районах СССР. В общем балансе на долю Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока приходится только 10% запасов промышленных категорий. Решениями III Всесоюзного совещания по марганцевым рудам СССР подчеркнута необходимость возобновления поисковых и разведочных работ в перспективных бассейнах.

Для успешного поиска и оценки вновь открытых месторождений необходимо совершенствование научных основ их прогнозирования. В частности для совершенствования прогнозно-поисковых систем важнейшую роль играет изучение вещественного состава марганцевых руд и локальных закономерностей их размещения. Анализ особенностей вещественного состава дает генетическую информацию, которая является одним из важнейших компонентов прогнозно-поисковых систем.

За последние годы накоплен большой фактический материал по марганцевым месторождениям как выявленным ранее, так и расположенным в новых рудных районах. Целью настоящего сборника является систематизация этих данных для вулканогенно-осадочных и гидротермальных месторождений марганца, так как в настоящее время все больше выявляется существенная роль именно вулканогенно-осадочного и гидротермального процессов в марганцевом рудообразовании.

Сборник включает пять статей. В первых двух статьях детально рассмотрены месторождения Атасуйского (Ушкатынская группа) и Джезказган–Улутауского рудных районов Центрального Казахстана, для которых присущ комплексный характер рудообразования. Наряду с марганцевыми рудами изучены железные, железо-марганцевые и цинк-свинец-баритовые руды. В третьей статье изложены новые данные по марганцевым месторождениям Тетрицкаройского рудного района Южной Грузии. В четвертой статье кратко охарактеризовано месторождение Порожинское в новой марганценосной провинции Енисейского кряжа. В последней статье сделаны выводы о приуроченности изученных месторождений к определенным структурно-тектоническим областям земной коры.

В сборе фактического материала и выяснении некоторых вопросов геологического строения месторождений авторам сборника была оказана помощь со стороны главного геолога Жайремской ГРЭ ПГО "Центрказгеология" А.А. Рожнова, старшего геолога и начальника геологосъемочной партии этой же экспедиции В.Я. Середы и Е.И. Бузмакова, главного геолога Джездинского марганцевого рудоуправления Б.Ж. Жугунисова,

заведующего сектором литологии КИМСа Г.А. Мачабели, кандидата геолого-минералогических наук Г.А. Авалиани, В.В. Усталова и др.

Всем названным товарищам авторы выражают глубокую благодарность.

Авторы сборника надеются, что он будет использоваться в качестве

Составители сборника надеются, что он будет использоваться в качестве научной основы при прогнозировании и осуществлении поисковых работ на марганец в Казахстане, Сибири и других районах со сходным геологическим строением. Результаты детального изучения вещественного состава явятся также основой для изучения возможностей комплексного использования руд, а в целом приведенные данные будут содействовать дальнейшему совершенствованию теории вулканогенно-осадочного и гидротермального марганцевого рудогенеза.

УДК 553.32 (44) :553.689.2

В.В. КАЛИНИН

КОМПЛЕКСНЫЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ И ЦИНК-СВИНЕЦ-БАРИТОВЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УШКАТЫНСКОЙ ГРУППЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Месторождения Ушкатын III и I находятся в северо-западной части Джезказганской области в 20 км к северо-востоку от пос. Жайрем, вблизи железнодородной вестки, связывающей Жайремский рудник с железнодорожной магистралью Центрального Казахстана.

В структурном отношении Ушкатынское рудное поле располагается в северо-западной части Жаильминской грабен-синклинали и является составной частью Атасуйского рудного района. Грабен-синклиналь выполнена органогенно-терригенно-хемогенными и в меньшей степени вулканогенными образованиями позднего девона и раннего карбона. При этом верхнедевонские отложения заключают в себе залежи железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд. Месторождения приурочены исключительно к складкам III порядка, осложняющим главным образом северный борт Жаильминской грабен-синклинали. Среднепалеозойские образования подстилаются комплексом сильно дислоцированных осадочных, магматических и метаморфических пóрод нижнепалеозойского и в меньшей степени докембрийского возрастов.

За двадцатилетний период, прошедший от начала геологосъемочных работ конца 50-х годов, на площади будущего Ушкатынского рудного поля был открыт ряд месторождений железо-марганцевых руд. Первым было обнаружено месторождение Ушкатын I, несколько позднее – Ушкатын II, Ушкатын III и Арап, а также большое число рудопроявлений – Южно-Акбастауское, Западно-Ушкатынское, Перстневское и др. Затем, в ходе детальной разведки месторождений Ушкатынской группы, было выявлено наряду с железо-марганцевыми рудами сульфидное оруденение, которое на месторождениях Ушкатын III и Ушкатын I достигает промышленных концентраций. В статье приводятся описания только двух месторождений – Ушкатын III и I, как наиболее разведанных и перспективных.

Изучением геологического строения района, а также поисковыми и разведочными работами занимался большой коллектив геологов Производственного объединения "Центрказгеология" (бывшего ЦКГУ) – А.А. Рожнов, Е.И. Бузмаков, В.Я. Середа, Л.Н. Павенко и др.; организаций Министерства геологии КазССР и Министерства геологии СССР;

сотрудники институтов АН КазССР и АН СССР, а также Московского государственного университета.

Минеральный состав комплексных руд, геохимия рудных элементов и литология вмещающих пород на месторождениях Ушкатын III и I изучались М.М. Каюповой, Н.М. Митряевой и геологами тематической партии Производственного объединения "Центрказгеология" В.И. Щибриком, Ф.Ф. Таранушечем, Н.М. Радченко и др., и эти вопросы, по-существу, не нуждаются в дальнейшем детальном изучении.

В процессе изучения минерального состава железных и марганцевых руд и сульфидной минерализации, а также состава вмещающих пород наряду с оптическими методами были использованы данные химических, рентгеновских и спектральных анализов, выполненных в лабораториях ИГЕМ АН СССР.

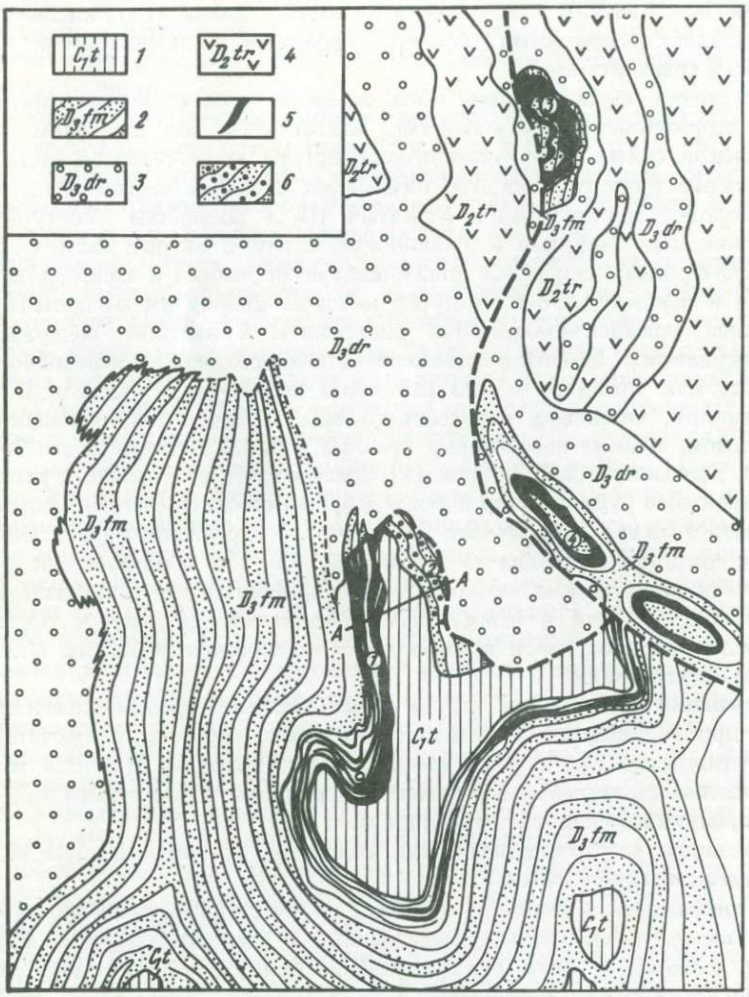
КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УШКАТЫНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Основные черты геологического строения Атасуйского рудного района, в состав которого входит Ушкатынская группа месторождений, определяются расположением во внутренней зоне сочленения юго-западной и субширотной ветвей девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. Этот пояс служит характерной структурно-тектонической зоной, обрамляющей с востока Казахскую складчатую страну, и отделяет ее от варисцид Джунгаро-Балхашской области. Породы пояса залегают с резко выраженным несогласием на нижнепалеозойском складчатом фундаменте. Они несут систему швов глубокого заложения и, как следствие, отличаются высокой проницаемостью коры [3,4]. Все это, как справедливо отмечается в ряде работ по Атасуйскому рудному району, является одной из главных причин высокой насыщенности Жаильминской мульды эндогенными рудными месторождениями.

В геологическом строении Ушкатынского рудного поля принимает участие комплекс складчатых пород, представленных вулканогенно-терригенными образованиями среднего и позднего девона и вулканогенно-кремнисто-карбонатными образованиями позднего девона и раннего карбона. Палеозойские образования перекрыты чехлом рыхлых песчано-глинистых отложений кайнозоя.

Стратиграфия

Стратиграфический разрез Ушкатынского рудного поля представлен относительно маломощным комплексом горных пород, однако полного расчленения эти породы не получили, и геологи Производственного объединения "Центрказгеология" Е.И. Бузмаков, В.И. Щибрик, А.А. Рожнов, В.Я. Середа, Н.М. Радченко [5], занимающиеся геологической съемкой этой площади и изучением литологического состава пород района, делят их на пять толщ: 1) живетско-франские отложения нерасчлененные, 2) франско-фаменские отложения нерасчлененные, 3) породы фаменского яруса, 4) породы турнейского яруса и 5) кайнозойские отложения. В свою очередь породы фаменского яруса, к которым приурочены рудные



Схематическая геологическая карта Ушкатынского рудного поля

1 – глинисто-кремнисто-карбонатные породы, органогенно-детритовые и другие известняки; *2* – флишоидные глинисто-кремнисто-карбонатные породы, серые и красноцветные известняки; *3* – песчаники, туфоалевролиты, трахилипаритовые порфиры; *4* – андезитовые и базальтовые порфириты, песчаники и туфопесчаники, линзы кислых эффузивов; *5* – железо-марганцевые руды; *6* – свинцовые руды; цифры на рисунке – месторождения: *1* – Ушкатын III (марганцевое); *2* – Ушкатын III (барит-свинцовое); *3* – Ушкатын I; *4* – Ушкатын II

образования и турне, ими подразделяются на более мелкие стратиграфические единицы – подъярусы и горизонты.

Живетско-франские отложения нерасчлененные являются наиболее древними породами, развитыми в описываемом районе. Как видно на схематической геологической карте Ушкатынского рудного поля (фигура) они получили распространение в северо-восточной части рудного поля и имеют тектонический контакт с более молодыми образованиями. Эти

породы представлены лавами кислого состава (липариты), кислыми литокристаллокластическими туфами, туффитами, полимиктовыми песчаниками и гравелитами.

Отложения франско-фаменского времени нерасчлененные представлены терригенными образованиями, известными под названием пород дайринской свиты. Они получили распространение в северной части Ушкатынского рудного поля, где окаймляют с севера, северо-запада и северо-востока месторождение Ушкатын III и полностью оконтуривают месторождение Ушкатын I. Дайринскую свиту в нижней части слагают вишнево-красные, сиреневые полимиктовые песчаники и алевролиты массивной и неяснослоистой текстуры, которые кверху имеют постепенные переходы через зеленовато-серые алевролиты с высоким содержанием известковистого цемента в чисто карбонатные отложения. В переходном интервале, как правило, можно наблюдать чередование прослоев и линз известняков, вишневых и зеленовато-серых алевролитов, песчаников и гравелитов, а также известковых брекчий. Мощность свиты более 200 м.

Е.И. Бузмаков и В.И. Щибрик [5] отмечают, что на отдельных участках Ушкатынского рудного поля породы дайринской свиты слагают непрерывный разрез от верхнефранского подъяруса до турнейского яруса. Однако трудно представить, чтобы на расстоянии 300–350 м по латерали могли произойти такие резкие переходы без существенных изменений палеогеографических условий в относительно длительный промежуток времени, тем более что этот район неоднократно подвергался активным тектоническим воздействиям.

Фаменский ярус (D_3fm). Разрез изучен с большей детальностью и имеет более дробное деление. Отложения этого яруса являются исключительно продуктивными. Они служат вмещающими породами как для железных, железо-марганцевых и марганцевых руд, так и для сульфидных руд свинца, цинка и в меньшей степени меди.

Как видно на стратиграфических колонках, этот ярус делится на два подъяруса: нижний и верхний.

Нижнефаменский подъярус (D_3fm_1) по текстурным особенностям делится на три пачки: невыдержанно-слоистая, ритмично-слоистая, флишоидная, которые в свою очередь разбиваются уже по литологическому составу пород на ряд горизонтов.

Ниже нами будет приведена краткая характеристика выделенных пачек, без деления их на горизонты, так как формирование их проходило в относительно близких физико-химических условиях и различаются они главным образом по примеси терригенного материала.

Невыдержанно-слоистая пачка в нижней части сложена преимущественно серыми известняками, которые по простиранию переходят в вишневые полимиктовые песчаники и алевролиты. Средняя часть представлена органогенно-детритовыми известняками и известковыми седиментными брекчиями, где обломки известняка цементируются черным и зеленовато-серым алевролитом. Иногда здесь отмечаются тонкие прожилки и рассеянная вкрапленность галенита. В верхней части пачки наблюдается переслаивание тонких линзочек и прерывистых слойков глинистого состава, имеющих черную окраску, со светло-серыми известняками. В этой части разреза наблюдаются лепешковидные стяжения светло-серого микрозернистого

карбоната. Для всей пачки характерна слабо выраженная слоистость вплоть до полного исчезновения. И лишь локально там, где происходит чередование глинистых прослоев с известковыми, она более отчетлива. Мощность пачки 110–290 м.

Ритмично-слоистая пачка сложена ритмично чередующимися прослоями массивных глинисто-кремнисто-известковых пород (10–50 см) с ленточно-слоистыми углисто-глинисто-кремнисто-кальцитовыми, реже пирит-кремнисто-кальцитовыми образованиями, иногда с послойной вкрапленностью галенита и сфалерита. Мощность пачки 40–55 м.

Флишоидная пачка характеризуется многократно повторяющимися ритмами, имеющими трехчленное деление. Их слагают (снизу вверх): а) основание ритма – органогенно-детритовые известняки алевро-псаммитовой структуры, в которых при отложении прошла градационная сортировка материала; б) средняя часть ритма – те же известняки, но размер обломочного материала кверху в них постепенно уменьшается, а глинистая и кремнистая составляющие увеличиваются; в) верхняя часть ритма – массивные глинисто-кремнисто-известковые пелиты. Здесь же нередко наблюдаются углисто-глинисто-кремнисто-кальцитовые и пирит-кремнисто-кальцитовые прослои, к которым иногда приурочены галенитовая и галенит-сфалеритовая минерализации. В некоторых горизонтах отмечается повышенное содержание железа и марганца. Границы между ритмами резкие, нередко между ними наблюдается размыв. Мощность ритмов измеряется от первых десятков сантиметров до 2 м. Ритмы отличаются размерностью терригенного материала, различным содержанием в них прослоев туфа и туффитов. В некоторых ритмах наблюдаются линзы кварц-калиевополевошпатовых порфиров. Мощность пачки 150–230 м.

Верхнефаменский ($D_3 fm_2$) подъярус слагают две пачки: сероцветная и красноцветная[1]. Именно эти отложения оказались продуктивными и послужили вмещающими породами для железных, железо-марганцевых и марганцевых руд, а также свинцово-цинковой минерализации.

Сероцветная пачка представлена серыми органогенно-детритовыми известняками, в нижней части которых присутствуют прослои светло-серых микрозернистых известняков, кальцитовые и реже кремнистые конкреции, вкрапленность галенита и пласты бедных железо-марганцевых руд. Верхняя часть пачки имеет большую кремнистость и ее слагают кремнистые органогенно-детритовые известняки с линзами и конкрециями кремней. В этой части разреза на месторождениях Ушкатын III и Ушкатын I наблюдается галенит-сфалеритовая минерализация. Мощность сероцветной пачки 44 м.

Красноцветная пачка, являющаяся, по-существу, рудной толщей, заключает в себе основные промышленные накопления железных, железо-марганцевых и марганцевых руд. Ее слагают узловато-ленточные и волнисто-слоистые, а также нередко массивные кремнистые известняки розовой, зеленовато-розовой, красной, вишнево-красной окраски, переслаивающиеся с серыми массивными органогенно-детритовыми известняками.

---

[1] Следует отметить невыдержанность классификации фаменских отложений: нижнефаменские образования делятся на пачки по текстурным особенностям, в то время как верхнефаменские – по цвету пород.

Цвет и интенсивность окраски кремнистых известняков зависят от минерального состава прослоев и количественного содержания в них окислов железа, которые находятся в рассеянном состоянии и придают им красный цвет разных оттенков. Локально на отдельных участках эти породы хлоритизированы и окрашены в зеленый цвет. Красноцветная пачка делится серыми известняками, мощность которых находится в пределах 25–30 м, на две равные части. При этом на месторождении Ушкатын III в западном борту синклинали, в нижней части пачки, заключено 6 рудных пластов, а в верхней 8.

Для красноцветной пачки характерны наличие в ее составе массивных органогенно-детритовых известняков и их переслаивание с красноцветными кремнистыми известняками. Нижняя часть этой пачки имеет слоистые, массивные и реже волнисто-слоистые текстуры, в то время как в верхней части наблюдаются чаще красноцветные породы с узловато-слоистой текстурой, что указывает на некоторое обмеление морского водоема при их накоплении. Общая мощность пачки 125–130 м.

Следует особо остановиться на геологическом строении восточного борта Восточной синклинали, к которому на месторождении Ушкатын III приурочена сульфидная минерализация, представляющая промышленный интерес. Породы восточного борта в сильной степени изменены наложенными гидротермальными процессами, что в известной степени осложняет сопоставление разрезов двух бортов этой синклинали.

Геологический разрез восточного борта представлен подрудными полимиктовыми алевролитами вишнево-красного цвета, фациально переходящие в буровато-зеленые. В этой толще, в ее верхней части наблюдаются прослои узловато-слоистых красных, розовато-красных и серых детритовых известняков[1]. По существу, эти образования представляют собой переход от пород дайринской свиты к фаменским отложениям.

Первый слой рифовых известняков характерен тем, что на алевролитах согласно залегают органогенные известняки, окрашенные в розовый, светло-розовый, красный цвет, на отдельных участках они обесцвечены или имеют белый и серый цвет. В этом слое повсеместно наблюдается наложенная галенит-баритовая минерализация, носящая прожилково-гнездово-вкрапленный характер. Мощность слоя 10–41 м. Первый слой рифовых известняков перекрывается "межрудными" алевролитами, в которых нередко заключены пласто- и линзообразные седиментные брекчии. Обломки представлены главным образом рифогенными известняками, в меньшей степени алевролитами и алевропелитами, редко отмечаются обломки фельзит-порфира. Количество обломков колеблется от первых до 40–60% и более от всего объема породы. Цементом являются вулканогенно-терригенные вишнево-красные алевролиты, которые постепенно фациально переходят по восстанию в серые известковистые алевролиты, а по падению в брекчированные рифовые известняки. Мощность слоя 3–29 м.

Второй слой рифовых известняков по составу и строению идентичен

---

[1] Следует обратить внимание, что узловато-слоистые красные и розовато-красные рифовые известняки не имеют ничего общего с узловато- и волнисто-слоистыми известняками, которые служат вмещающими породами для железных и марганцевых руд.

первому слою. К оси синклинали рифовые известняки сменяются брекчированными органогенными известняками, конглобрекчиями и алевролитами, образующими шлейф. Мощность слоя 9–60 м.

Третий слой рифовых известняков с мощным шлейфом аналогичен нижележащим рифовым известнякам, но здесь присутствуют линзы узловато-слоистых красноцветных известняков с железным и марганцевым оруденением. Мощность слоя в рифовой части 20–50 м, а в шлейфовой – 35–50 м. Красноцветные известняки, заключающие в себе окисные руды, являются аналогами красноцветных известняков верхнефаменского подъяруса, которые пользуются широким распространением в западном борту синклинали.

Турнейский ярус (C_1t). Продуктивные пачки пород верхнего фамена согласно покрываются отложениями турнейского яруса, которые слагают ядра синклиналей III порядка. Они представлены здесь только двумя горизонтами, объединяемыми в нижнетурнейский подъярус.

Горизонт $C_1t_1a_1$ состоит из неравномерно ритмично переслаивающихся серых и светло-серых пород. Ритмы имеют двухчленное деление. Нижнюю часть ритма слагают массивные, реже слоистые органогенно-детритовые известняки с алевролитовой, алевропелитовой и реже псефитовой структурой. Верхняя часть ритма представлена кремнистыми известняками микрозернистой структуры с отчетливо выраженной узловатой слоистостью. Мощность ритма составляет первые метры. Нередко в этом горизонте наблюдаются кремнистые включения неправильной формы и прослои зеленых серицитизированных туфопелитов. Мощность горизонта около 120 м.

Горизонт $C_1t_1a_2$ сложен темно-серыми известняками, имеющими флишоидное строение. Для этого горизонта характерно полное отсутствие кремней и узловатых кремнистых известняков. Мощность горизонта более 100 м.

Кайнозойские отложения (K_z) на прилагаемой геологической схематической карте не отражены. Однако в пределах описываемого рудного поля эти образования пользуются широким распространением. Они представлены серо-зелеными загипсованными глинами аральской свиты и пестроцветными песчано-глинистыми отложениями палеогена. В пониженных участках рельефа наблюдаются также супеси, пески и суглинки четвертичного возраста. Общая мощность отложений около 60 м.

Древняя кора выветривания

На Ушкатынском рудном поле древняя кора выветривания имеет площадный характер. Геологи, изучавшие коры выветривания Центрального Казахстана и сопредельных областей [10, 11], считают, что формирование этих кор выветривания происходило с середины каменноугольного периода и до кайнозойской эры. Процессы гипергенеза проникали на значительную глубину и существенно изменили среднепалеозойские отложения. Особенно оказались измененными кремнисто-карбонатные и карбонатные породы фаменского и турнейского ярусов и приуроченные к ним железо-марганцевые и марганцевые руды. Породы этих ярусов нередко превращены в рыхлые землистые массы с остатками кварц-глинистых алевролитов

и опоковидных пород. Лишь в неполностью разрушенных исходных породах наблюдаются реликты первичных текстур.

Согласно Л.Д. Кудериной и др. [11], химическое выветривание протекало по двум направлениям: 1) выщелачивание и разрушение карбонатной составляющей кремнисто-карбонатных и карбонатных пород, от которых оставался глинисто-кремнистый нерастворимый остаток в виде рыхлых и землистых масс или опоковидного вещества и 2) переотложение и концентрация кремнезема в линзообразных и пластообразных телах вторичных кремней-роговиков.

Особенно сильную переработку процессами выветривания претерпели метаморфизованные марганцевые и железо-марганцевые рудные образования, в результате чего возникли богатые вторичные или окисленные марганцевые руды. Установлено, что по рудным залежам гипергенные процессы проникали на бо́льшие глубины, чем по вмещающим породам (иногда до 200–220 м).

Магматические породы

Магматические породы на Ушкатынском рудном поле имеют ограниченное распространение. Они были выявлены непосредственно на месторождениях Ушкатын III и Ушкатын I; к настоящему времени слабо изучены и генезис их остается спорным. Ни одно из магматических тел полностью не оконтурено. Так, в западном крыле восточной синклинали ряд скважин пересекает покров зеленых миндалекаменных спиллитов. В этой же синклинали в северной части восточного крыла были обнаружены фельзит-порфиры. Они имеют хорошую кристалличность, окрашены в зеленый и коричневато-зеленый цвет.

На месторождении Ушкатын I в северной части восточного борта синклинали целый ряд скважин подсекает липаритовые порфиры. Кроме того, на Ушкатынском рудном поле выявлено два интрузивных тела: один небольшой интрузив (0,4 км^2) светло-розовых гранит-порфиров обнаружен в 300 м к северо-востоку от месторождения Ушкатын II. Этот интрузив прорывает нерасчлененные отложения живетско-франского возраста. Второй интрузив представлен хорошо раскристаллизованными габбро-диабазами; он был подсечен тремя поисковыми картировочными скважинами в юго-западной части рудного поля среди отложений фамена.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И СТРОЕНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УШКАТЫН III И УШКАТЫН I

В структурном отношении Ушкатынское рудное поле представляет собой синклиналь II порядка, ось которой протягивается в меридиональном направлении. Она осложнена складками III порядка, к которым и приурочены месторождения Ушкатынской группы.

Месторождение Ушкатын III. Это месторождение локализуется в Восточной и Перстневской синклиналях, которые, сходясь, образуют общую структуру, соответствующую по своему строению структуре мульды с очень сложными очертаниями (см. фигуру). Борта этой своеобразной структуры слагают верхнефаменские отложения, имеющие крутое общее

падение к центру, где они прослеживаются до глубины 1200 м. Выходы этих образований на поверхность наблюдаются лишь в северной части мульды. В ряде мест в восточном борту и на развороте западного борта Восточной синклинали, а также на протяжении всего южного борта верхнефаменские отложения и приуроченные к ним рудные залежи имеют запрокинутое залегание. Центральные участки этой мульды выполнены осадками нижнего карбона. В северной части эта мульда ограничивается двумя параллельными разломами северо-восточного направления.

Рудную толщу слагают красноцветные, в меньшей степени сероцветные узловатые, волнисто- и ленточно-слоистые известняки, переслаивающиеся с серыми и темно-серыми органогенно-детритовыми известняками. Внутри этой толщи наблюдаются хорошо выдержанные, но относительно небольшой мощности внутриформационные известковые брекчии, глинисто-карбонатные и глинисто-кремнисто-карбонатные породы, яшмы, алевролиты, гравелиты и серицитолиты, редко туфы и туффиты.

Рудная толща на месторождении Ушкатын III, в которой заключены железные, марганцевые и железо-марганцевые руды, отчетливо прослеживается в западном борту Восточной синклинали и лишь в самой северной части и по геологическому профилю А – А (см. фигуру) этого месторождения она частично переходит на восточный борт. Железные, марганцевые и железо-марганцевые руды имеют форму пластообразных тел. Они залегают согласно с вмещающими породами. Рудная толща с заключающимися в ней телами марганцевых и железных руд прослеживается по периметру на протяжении почти 5 км. При этом железо-марганцевые рудные тела, как и вся толща, имеют в бортах мульды крутое падение 70–90°, а при развороте структуры западного борта с субмеридионального на широтное и затем снова на субмеридиональное, как и всего южного борта мульды, оказались запрокинутыми. Выходы железных и марганцевых руд на эрозионном срезе наблюдаются на северо-западе месторождения, постепенно погружаются к центру мульды, где они и опускаются, как и ось складки, на глубину 760 м.

Рудная толща, включающая железо-марганцевые руды, четко делится на две пачки: нижнюю и верхнюю, которые разделяют довольно мощные (30–40 м) серые органогенно-детритовые известняки.

В этих пачках железные и марганцевые рудные тела нередко непосредственно соприкасаются и, как правило, имеют резкий контакт. Изредка эти рудные тела разобщаются красноцветными узловатыми, волнисто- и ленточно-слоистыми и серыми органогенно-детритовыми известняками или находятся в виде отдельных пластообразных и линзообразных железных или марганцевых рудных образований.

Нижняя рудная пачка состоит из шести пластов, которые мы считаем удачнее называть рудными горизонтами; далее мы их так и называем. Эти горизонты заключают железные, марганцевые и железо-марганцевые тела, представляющие наибольшую ценность как промышленные марганцевые и железо-марганцевые руды. В первом и особенно во втором рудных горизонтах накопления железа и марганца представлены в основном якобситовыми рудами, в меньшей степени – гаусманит-браунитовыми и гематитовыми. В горизонтах с третьего по шестой в их нижних частях, как правило, лежат марганцевые браунитовые, гаусманитовые и гаусманит-

браунитовые руды, в верхних и реже средней частях этих горизонтов находятся гематитовые руды.

Верхняя рудная пачка включает восемь горизонтов (с седьмого по четырнадцатый). В них преобладают гематитовые руды. Меньшим распространением пользуются браунитовые, гаусманитовые и гаусманит-браунитовые руды. Отличительной особенностью верхней рудной пачки является также и то, что в ней полностью отсутствуют якобситовые руды. Рудные тела этой пачки имеют обычно меньшую протяженность, небольшую мощность и низкие содержания металла, а следовательно, и незначительную промышленную ценность. Яшмы, которые наиболее широко распространены в этой рудной пачке, как правило, находятся в тесной ассоциации с железными рудами и реже образуют отдельные пласты.

Говоря о закономерностях распределения руд, следует отметить, что на месторождении Ушкатын III железные руды развиты менее широко, чем марганцевые. При этом железные руды находятся исключительно в северной части месторождения. К югу они прослеживаются только до геологического профиля X – X и выклиниваются раньше марганцевых рудных тел по падению, не достигая обычно оси синклинальной складки; марганцевые руды распространены по всему западному и южному бортам мульдообразной складки. При этом на развороте западного борта Восточной синклинали с субмеридионального простирания на широтное и снова на субмеридиональное мощность рудных тел увеличивается как вблизи от поверхности, так и на глубину. Они прослеживаются на большую глубину, нередко опускаются до оси складки, не имеют прерывистости по простиранию и становятся богаче по содержанию металла. И лишь в ряде мест по некоторым геологическим профилям (II, III и X) прослеживаются переходы рудных тел с западного борта на восточный. Четкого перехода рудных фаций по латерали одной в другую не наблюдается. Имеют место резкие контакты марганцевых руд с железными по слоистости. Как видно из химических анализов, марганцевые руды нередко содержат железо в единичных процентах, в то время как в железных рудах марганец составляет всего лишь десятые доли процента.

Рассматривая строение рудной толщи в целом и каждого рудного горизонта в отдельности, можно заметить, что нет никакой закономерности в последовательности отложения рудных образований. В одном горизонте нижняя часть представлена пластом железных руд, а верхняя часть пластом марганцевых, в другом горизонте наоборот – нижняя часть состоит из марганцевых, а верхняя – из железных руд. Причины нарушения последовательности перехода в осадок железа и марганца нужно, по-видимому, искать в пульсационном поступлении рудного раствора, связанного, по всей вероятности, с интенсивными тектоническими подвижками.

Сульфидная минерализация на рассматриваемом месторождении получила распространение исключительно в восточном борту Восточной синклинали. Наибольшая интенсивность этой минерализации была проявлена в зонах, претерпевших активную тектоническую деятельность: близ разломов, подвижек и в сильно трещиноватых участках, по которым рудные растворы проникали в известняки и во внутриформационные брекчии, где и происходила разгрузка этих растворов. В одних случаях она осуществлялась путем реакционного метасоматического замещения сульфидами свинца

и цинка известняков, в других (и это было главным) – шло выполнение трещинок, пустоток и пор.

Сульфидная минерализация является более поздней по отношению к железо-марганцевым рудам, эпигенетически наложенной на карбонатные и кремнисто-карбонатные породы фамена. Отложение сульфидов свинца, в меньшей степени сульфидов меди, а также сульфата бария наблюдается на нескольких стратиграфических уровнях. Они образуют семь рудных тел, расположенных как ниже (рудные тела с первого по пятое), так и выше (шестое и седьмое рудное тело) уровня рудных пачек, заключающих в себе железные и марганцевые руды, приуроченные главным образом к западному и в меньшей степени к восточному борту Восточной синклинали. В отдельных случаях сульфидная минерализация накладывается на краевые части железных и марганцевых рудных тел. Так, по геологическому профилю X–X наблюдается переслаивание сульфидных свинцовых руд с гематитовыми рудами и яшмами.

Контуры сульфидных рудных тел являются весьма условными и проводятся, как правило, в зависимости от процентного содержания рудного компонента; поэтому рудные тела часто имеют причудливую конфигурацию. Более обычны линзообразные и пластообразные тела, вытянутые нередко вдоль разломов и ослабленных зон, которые, по всей вероятности, сопряжены с глубинными разломами, служившими каналами для выноса рудных компонентов растворами.

Рудные тела, представленные сульфидной минерализацией, имеют как согласное, так и секущее под острыми углами к вмещающим породам положение. Выходы этих руд наблюдаются на эрозионном срезе в восточной части месторождения Ушкатын III. В зоне окисления они были подвергнуты гипергенной переработке с образованием окисленных руд – церусситового и пироморфитового состава.

Месторождение Ушкатын I. Это месторождение в структурном отношении представляет собой такую же складку–синклиналь III порядка, имеет выдержанное субмеридиональное простирание. Однако сохранился лишь восточный борт синклинали. Западный же борт оказался срезанным плоскостью взброса-надвига после прошедшего рудонакопления, по крайней мере позднее накопления железных и марганцевых концентраций. Особенностью рудообразования на месторождении Ушкатын I является то, что железные, железо-марганцевые руды и сульфидная минерализация совмещены на одной площади – в восточном борту синклинали, хотя в разрезе они находятся на разных стратиграфических уровнях. При этом более широкий диапазон распространения по вертикали имеет сульфидная минерализация. Здесь нет такого ясного подразделения на рудные горизонты, как на месторождении Ушкатын III. Отмечается лишь четкая закономерность в распределении железных и марганцевых рудных накоплений по латерали: в северной части месторождения находятся железные руды, а в южной – железо-марганцевые. Марганцевые руды браунитового и гаусманитового состава присутствуют здесь лишь в виде отдельных прослоев, переслаивающихся, как правило, с гематитовыми и якобситовыми рудами.

Нам представляется, что основная часть железных, железо-марганцевых и особенно марганцевых руд, как и на месторождении Ушкатын III, имела

большее распространение в западном борту синклинали, который был срезан в более позднее время тектоническими подвижками и смыт.

Сульфидное оруденение здесь прослеживается на нескольких стратиграфических уровнях, расположенных в основном ниже уровня основной залежи железных и железо-марганцевых руд, но отмечается также и выше ее, хотя степень оруденения в верхних горизонтах имеет заметно меньшие масштабы. Основными рудными минералами являются галенит и сфалерит.

Кроме того, на месторождении Ушкатын I в последнее время был выделен новый тип оруденения – медно-свинцово-баритовый. Руды этого типа получили наиболее широкое развитие в липаритовых порфирах. Это оруденение имеет гнездово-вкрапленный и прожилковый характер. В их составе, кроме основных рудообразующих минералов – галенита и халькопирита, почти всегда находятся включения сфалерита, блеклой руды и небольших количеств сульфосолей Cu, Pb, Ag, реже наблюдаются киноварь и флюорит.

Следует также отметить, что на месторождении Ушкатын I, и в меньшей степени на месторождении Ушкатын III, в западном борту синклинали в отложениях нижнего фамена в горизонте черных тонкослоистых пиритизированных углисто-карбонатных пород, известных под названием ритмитов, также отмечается минерализация сульфидами свинца и в меньшей степени цинка. Ряд геологов считают эти сульфидные накопления и аналогичные рудные проявления на месторождениях Жайремской группы самой ранней стадией рудообразования, являющейся сингенетичной с вмещающими породами. В пользу этого положения может быть приведен ряд довольно убедительных фактов, как, например, широкая распространенность данного горизонта. Он является, по существу, маркирующим на ряде месторождений Ушкатынской и Жайремской групп. Ни у кого не вызывает сомнения, что пирит в этом горизонте является седиментационным, а его отложение, по-видимому, обусловлено деятельностью микробактерий.

Именно в этом горизонте чуть ли не повсеместно наблюдается минерализация сульфидов свинца и цинка. Она проявлена как в виде разрозненной вкрапленности зерен галенита и сфалерита, так и в виде небольших скоплений. Нередко эти минералы образуют мельчайшие прожилки, имеющие, как правило, секущий характер. В пользу седиментационного образования сульфидов свинца и цинка приводятся также данные абсолютного возраста. Однако полного доказательства седиментационного образования сульфидных руд пока нет и, по-видимому, следует искать дополнительные факты в пользу этой гипотезы. Нельзя исключить, что горизонт ритмов, породы которого содержат органическое вещество, мог явиться ловушкой для рудных компонентов, которые выносились гидротермальными растворами, поднимающимися к поверхности через этот горизонт.

Яшма[1] представляет собой кремнистые образования, пигментированные тонко распыленным гематитом. Она обычно сопровождает железные руды и либо находится в виде самостоятельных пластов и линз, либо образует тонкие слойки в гематитовых рудах (нередко находится в тонком

---

[1] Описание яшмы нами дается в этом разделе статьи, так как она является постоянным спутником железных руд, а нередко ее выделяют как бедные железные руды.

срастании с гематитом). Именно поэтому в гематитовых рудах кремнезем составляет 10–20% и более.

Яшма имеет большую плотность и твердость, слоистую, реже массивную текстуры и тонкозернистое строение. Мощности слоев породы обычно колеблются от нескольких сантиметров и до 2 м и более. Любопытно, что яшмы на данном месторождении, так же как и на других месторождениях Атасуйского района, нигде непосредственно не контактируют с марганцевыми рудами, в то время как в девонских марганцевых месторождениях Южного Урала ассоциация яшмы с марганцевыми рудами является обычной.

Под микроскопом в проходящем свете наблюдается, что яшма сложена главным образом кварцем, в подчиненных количествах присутствуют калиевый полевой шпат и гематит. Отмечаются также тонкие прослойки магнетита и небольшие скопления и мелкие прожилки карбоната марганца и барита. Кварц имеет обычно в разных участках неравномерную зернистость. При этом криптокристаллический кварц относительно равномерно прокрашивается гематитовым пигментом, напоминающим хлопьевидные сгустки или "кучевые облака", окрашенные в темно-бурый цвет, и даже там, где в перекристаллизованных участках кварца гематитовый пигмент обособляется в округлые стяжения, которые мельчайшими точками относительно равномерно распределяются по площади вновь образованных кристаллов и кристаллических агрегатов; существенного осветления не наблюдается. Кроме того, наблюдаются отдельные прожилки и небольшие скопления крупнокристаллических агрегатов кварца, равно как и прожилки барита, кальцита и карбоната марганца, которые вообще не пигментированы гематитом. Эти образования являются более поздними. Редко наблюдаются секущие прожилки кальцита со спорадически рассеянными зернами и небольшими скоплениями галенита, а иногда и халькопирита.

4365

ТИПЫ РУД, ИХ ТЕКСТУРНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Месторождения Ушкатынской группы относятся к полигенным и полихронным. Они характеризуются также большим разнообразием типов окисных марганцевых, железных и сульфидных руд, отражающих многоэтапность и стадийность формирования. Проявлена известная обособленность железных, марганцевых, железо-марганцевых и свинцовых руд в разных частях рудного поля и на разных стратиграфических уровнях.

Формирование руд описываемых месторождений (табл. 1) явилось результатом последовательного проявления процессов: 1) седиментации и диагенеза, 2) регионального метаморфизма, 3) гидротермального воздействия и 4) гипергенеза. Все процессы имели заметное влияние на формирование месторождений и трудно отдать предпочтение в преобладании какого-либо из них.

В процессе седиментации отлагались первичные окисные и гидроокисные соединения марганца и железа, несколько перераспределенные при диагенезе.

В результате последующих процессов метаморфизма минеральный состав первичных марганцевых концентраций был почти нацело изменен. Сохранились лишь небольшие участки первичных рудных образований,

Библиотека Геологического института АН СССР

Таблица 1

Типы марганцевых и железных руд

Седиментагенез и диагенез	Метаморфизм	Гидротермальная деятельность	Гипергенез
Гидроокисные марганцевые и железо-марганцевые; гематитовые	Браунитовые, гаусманитовые, якобситовые, магнетит-гематитовые	Галенит-баритовые, сфалерит-галенит-баритовые и халькопирит-галенит-баритовые	Криптомелановые, криптомелан-пиролюзитовые, криптомелан-тодорокитовые

сложенных минералами из группы криптомелана. Они встречаются иногда в аншлифах браунитовых руд, но не могут быть выделены в настоящее время как самостоятельный тип. Основная же часть марганцевых накоплений была в значительной степени изменена до окислов марганца, главным образом браунита и гаусманита. Гидроокисные железо-марганцевые соединения были превращены в якобситовые руды. В немногих случаях в метаморфических рудах отмечаются также реликты колломорфных текстур и, по-видимому, только в той их части, которая проходила гелевую стадию.

Процессы метаморфизма не оказали заметного влияния на железные (гематитовые) руды. Именно эти первичные железорудные накопления почти полностью сохранились в первоначальном состоянии и представляют собой богатые гематитовые руды[1]. Лишь в отдельных местах наблюдается слабое развитие магнетита по криптокристаллическому гематиту.

Последующая гидротермальная деятельность привела к сульфидной минерализации с образованием сульфидов в основном свинца и меньше цинка и меди. Она была проявлена главным образом в восточных бортах обеих синклиналей, к которым приурочены месторождения Ушкатын I и Ушкатын III.

Процессы гипергенеза проникали на значительную глубину. На некоторых участках, претерпевших тектонические нарушения, они проникали до глубины 160 м и более. В результате по метаморфизованным окисным рудам сформировались богатые окисленные марганцевые руды.

Первичные окисные марганцевые и железо-марганцевые руды

Среди рассматриваемых руд по минеральному составу могут быть выделены: браунитовые, гаусманитовые и якобситовые руды.

Браунитовые руды являются основным типом руд для описываемых месторождений. Эти руды наблюдаются по всей площади месторождений и залегают на разных стратиграфических уровнях рудной толщи, нередко они перемежаются с гаусманитовыми рудами. Однако наиболее широ-

[1] Ранее нами гематитовые руды на аналогичном месторождении Каражал классифицировались как метаморфические. Но после проведенных Ф.В. Чухровым детальных работ стало очевидным, что гематитовые руды возникают чаще всего при обычных физико-химических условиях морской среды и при низких температуре и давлениях.

кое распространение браунитовые руды получили в северной части месторождения Ушкатын III. Они слагают преимущественно рудные тела нижней пачки. На месторождении Ушкатын I распространенность браунитовых руд меньше, чем распространенность гаусманитовых, и сохранились браунитовые руды лишь на значительной глубине. Большая часть этих руд оказалась в зоне окисления, где они были интенсивно проработаны гипергенными процессами и превращены в окисленные марганцевые руды.

Браунитовые руды имеют большую плотность и отчетливо выраженную слоистость, которая особенно отчетлива при различном содержании в прослоях нерудного вещества (табл. *а*).[1] Характерны для них также невыдержанность мощностей прослойков браунита, сильно изрезанные контакты их с нерудными прослоями и нередко пережимы и даже разлинзованность (табл. I, *б*). Мощность прослоев изменяется от 3–4 мм до 1 см, редко составляет 3 см. Нерудные прослои имеют разнообразный состав: карбонатные, кремнисто-карбонатные, редко глинистые и аргиллито-глинистые; возможны также туфовые прослои, окрашенные в серый и розовато-серый цвет. Нередко в браунитовых рудах наблюдаются типичные волнисто- и узловато-слоистые красноцветные кремнисто-карбонатные прослои; их мощность составляет 1–4 см. Встречаются также карбонатные и кремнисто-карбонатные прослои, пигментированные окислами марганца и железа шоколадно-бурого, темно-бурого и вишнево-бурого цвета. Мощность нерудных прослоев 0,5–1,5 см, редко достигает 4–5 см. Иногда в браунитовых рудах наблюдаются прослои черного кальцита. Мощность этих прослоев обычно 1–1,5 см. При этом кальцит чаще всего крупнокристаллический, тонко пигментированный окислами марганца. Он хорошо виден на свежем сколе образца, так как грани кристаллов обладают сильным стеклянным блеском.

На более поздней стадии формирования месторождений в отдельные пластообразные тела браунитовых руд по плоскостям срыва проникали бикарбонатные метаморфические или гидротермальные растворы, из которых образовались мелкие послойные прожилочки и линзочки крупнокристаллического кальцита; их мощность обычно составляет не более 2–4 мм. Редко наблюдаются секущие прожилки кварца, и иногда родохрозита, фриделита, родонита и других силикатов марганца. Мощность этих прожилков обычно не превышает 0,5 см. Лишь родохрозитовые прожилки в отдельных случаях составляют 2–3 см.

Средние пробы браунитовой руды, отобранной из штуфного образца, были химически проанализированы; данные приведены в табл. 2.

При пересчете данных химических анализов браунитовых руд на минеральный состав видно, что эти руды являются биминеральными и состоят из браунита (89–68%) и кальцита (11–32%). Присутствующие в небольшом количестве алюминий, железо и магний находятся в брауните в качестве изоморфной примеси. Эти пробы, судя по содержанию металлического Mn, могут считаться богатыми и имеют благоприятные соотношения шлакообразующих компонентов $(SiO_2 + Al_2O_3) : (CaO + MgO) = 1{,}1$ и 0,42.

Все сказанное дает основание полагать, что эти руды могут быть исполь-

---

[1] Таблицы к этой статье и статьям других авторов см. в конце книги.

Таблица 2

Химический состав браунитовых руд (масс. %)

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO_2	8,99	7,40	K_2O	0,06	0,05
TiO_2	Следы	–	MnO_2	39,43	27,61
Al_2O_3	0,87	1,10	CO_2	4,90	14,01
Fe_2O_3	0,31	0,87	H_2O^-	0,12	Следы
MnO	34,42	27,22	H_2O^+	1,26	1,26
MgO	0,93	1,71	ZnO	–	0,02
CaO	8,13	18,70	Сумма	99,47	100,84
Na_2O	0,05	0,09			

зованы в металлургии без обогащения. И, как показали исследования, проведенные в химико-металлургическом институте АН КазССР, окисные марганцевые образования, которые на данных месторождениях представлены браунитовыми и гаусманитовыми рудами, находящимися нередко в тесной парагенетической ассоциации, могут использоваться для выплавки качественного средне- и низкоуглеродистого ферромарганца.

В зоне окисления браунитовые руды являются более устойчивыми по сравнению с другими типами марганцевых руд. Однако и они в той или иной степени подверглись гипергенным изменениям на денудационных срезах и близ поверхности.

Гаусманитовые руды наряду с браунитовыми являются широко распространенным типом руд на месторождениях. Однако четкого пространственного обособления они не получили. Иногда гаусманитовые руды образуют самостоятельные пластообразные тела, чаще они переслаиваются с браунитовыми рудами и имеют, как правило, резкие контакты. Часть гаусманитовых руд образовалась по браунитовым.

Гаусманитовые руды относительно легко устанавливаются в полевых условиях. Для них характерна большая плотность, крупнокристаллическое зернистое строение, темно-бурая и шоколадно-бурая окраска, которая особенно отчетливо проявляется на притертой поверхности керна. Эти руды обычно обладают слоистостью, выраженной чередованием гаусманитовых прослоев с карбонатными и кремнисто-карбонатными, в сильной степени пигментированными и окрашенными в тусклый коричневый, а нередко и в черный цвет. Слоистость особенно отчетливо прослеживается, если в этих рудах присутствуют послойные прожилки силикатов марганца (табл. I, *в*) или прожилки кальцита.

Гаусманитовые руды, как более высокотемпературные образования, характеризуются обычно большим разнообразием минерального состава, чем другие марганцевые типы, выделяемые на месторождении. Главным минералом в этих рудах является гаусманит, образующий две генерации. Нередко в тех или иных количествах в рудах в качестве реликтового минерала присутствует браунит, сохранившийся при замещении прослоев его гаусманитом. Гаусманитовые руды часто изобилуют секущими и послойными прожилками силикатов марганца (родонита, тефроита, пенви-

Таблица 3

Химический состав гаусманитовых руд (масс. %)

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO_2	7,54	9,13	MnO_2	30,91	24,98
Al_2O_3	1,63	3,16	CO_2	0,70	5,32
Fe_2O_3	0,66	1,62	BaO	3,04	0,32
MnO	50,00	43,49	SO_3	1,92	Не опр.
MgO	0,46	0,78	H_2O^-	Нет	Нет
CaO	0,91	7,29	H_2O^+	2,12	3,36
Na_2O	0,04	0,05	ZnO	0,06	0,14
K_2O	0,09	0,02	Сумма	100,08	99,66

тита, фриделита и других), а также разновозрастными прожилками кальцита и барита. Иногда наблюдаются прожилки кварца. Гаусманитовые руды довольно часто несут слабо выраженную трещиноватость. Трещины, как правило, выполнены указанными выше силикатами, реже карбонатами марганца. Наблюдаются в этих рудах и прожилки кальцита; они имеют разную мощность и были образованы как простым выполнением трещинок, так и в результате реакционного замещения гаусманита; при этом прожилки имеют весьма неровные края.

Судя по данным двух химических анализов штуфных образцов (табл. 3), гаусманитовые руды относятся к богатым. Они содержат металлического марганца 58,25 и 49,41%, железа – 0,46 и 1,1% и относительно небольшие количества кремнезема 7,54 и 9,13%, повышенные количества бария – (3,04 и 0,32 BaO) и цинка (0,06 и 0,14% ZnO). Руды безфосфористые, но в одном образце выявлено присутствие вредных примесей серы (1,92% SO_3). Спектральными анализами устанавливается также присутствие 0,0n% PbO.

Гаусманитовые руды окисляются при процессах гипергенеза легче браунитовых, переходя главным образом в криптомелановые руды.

Якобситовые руды не имеют такого широкого распространения, как вышеописанные типы марганцевых, а также железных руд. На месторождении Ушкатын III они устанавливаются в нижней рудной пачке, в горизонтах 1 и 2. Здесь эти руды представляют собой небольшой мощности пластовые тела с явным преобладанием нерудных пород. Обычно якобсит не образует мономинеральных прослоев и даже отдельных скоплений, а находится, как правило, в тесном срастании с кремнисто-карбонатным и кремнистым веществом. На месторождении Ушкатын III якобситовые руды относятся к бедным железо-марганцевым образованиям.

В то же время в южной части месторождения Ушкатын I якобситовые руды слагают более мощные пластовые тела с относительно высокими содержаниями железа и марганца. Эти тела якобситовых руд, несомненно, могут иметь промышленное значение.

Якобситовые руды довольно четко распознаются по внешнему виду. Они имеют темно-серый цвет со слабо-зеленоватым оттенком, который особенно отчетливо проявляется при непродолжительном облучении руд

Таблица 4

Химический состав якобситовых руд (масс. %)

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO_2	10,15	7,34	K_2O	0,03	0,02
Al_2O_3	4,07	0,77	MnO_2	Нет	Не опр.
Fe_2O_3	29,70	34,10	CO_2	8,93	10,89
FeO	Не опр.	6,94	ZnO	0,22	0,02
MnO	33,85	30,47	H_2O^-	Нет	0,14
MgO	0,68	0,82	H_2O^+	4,07	2,25
CaO	7,60	5,57	Сумма	99,37	99,48
Na_2O	0,07	0,06			

солнечными лучами. Кроме того, якобситовые руды подобно магнетитовым обладают сильной магнитной восприимчивостью. Это свойство особенно ценно не только при диагностике, но и при магнитном обогащении руд, в котором нередко возникает необходимость.

Якобситовые руды представляют собой довольно плотные образования с ясно выраженной слоистостью (табл. I, *г*), которая определяется переслаиванием относительно богатых рудным компонентом прослоев с безрудными карбонатно-кремнистыми и кремнистыми прослоями. При этом нерудные прослои нередко в той или иной степени пигментируются тонко распыленным гематитом. Они имеют тонкозернистое до криптокристаллического строение.

В якобситовых рудах (кроме главного рудообразующего минерала якобсита и тесно ассоциирующих с ним кремнистого вещества и реже прослоев карбоната) наблюдаются также силикаты марганца и прожилки кварца. Из рудных постоянно встречается гематит.

Как правило, якобситовые руды на описываемых месторождениях тяготеют к гематитовым рудам, с которыми они нередко находятся в тесном контакте (табл. II, *а*). И, наоборот, не наблюдалось случаев, где бы якобситовые руды непосредственно контактировали с браунитовыми и гаусманитовыми рудами. Это явление объясняется тем, что якобситовые руды находятся в другой фациальной зоне – переходной от кремнистой, с которой связаны накопления железа, к карбонатной. К последней приурочены исключительно марганцевые накопления и нет железных. Эта позиция якобситовых руд подтверждается и тем, что в них присутствуют прослои как карбоната, так и кремнистого вещества. Однако ближе они располагаются к кремнистой фации.

Для более полной промышленной характеристики якобситовые руды были химически проанализированы. Для этой цели были взяты наиболее богатые руды. И, как видно из приведенных данных химических анализов (табл. 4), они в значительной степени различаются по составу. В первом анализе марганец преобладает над железом, намного больше Al_2O_3 и составляющих карбоната CaO и CO_2, в небольших количествах присутствуют SiO_2 и ZnO. Необходимо также отметить очень высокие содержа-

ния кристаллизационной воды в обоих анализах – 4,07 и 2,25%. Не исключается, что здесь железо и марганец находятся в виде гидроякобсита.

В зоне окисления якобситовые руды менее легко окислялись, чем гаусманитовые с образованием вторичных (криптомелановых) руд.

Окисленные марганцевые и железо-марганцевые руды

Гипергенные процессы на месторождениях Ушкатын III и Ушкатын I проникали на значительную глубину – 60–100 м, а в зонах крупных нарушений и близ разломов даже до 150 м и более, образуя своеобразные линейные зоны.

Образование вторичных марганцевых руд проходило преимущественно по метаморфизованным окисным марганцевым и железо-марганцевым рудам: браунитовым, гаусманитовым и якобситовым. Более полное окисление прошло по марганецсодержащим кремнисто-карбонатным и карбонатным породам, переслаивающимся с окисными рудами. Процессы гипергенеза проработали метаморфизованные окисные руды с разной интенсивностью. Близ поверхности и в зонах тектонических нарушений эти руды большей частью были нацело замещены криптомеланом. По удалению от зон нарушения эти процессы развивались слабее и проникали на меньшую глубину, поэтому нередко в зоне окисления на более глубоких горизонтах можно встретить отдельные прослои метаморфизованных окисных руд, затронутые в разной степени или вообще не затронутые вторичным изменением. Следует также отметить, что процессы окисления проходили наиболее интенсивно по гаусманитовым и в меньшей степени по якобситовым и совсем слабо по браунитовым рудам. При окислении магнетит-гематитовых руд магнетит замещался мартитом. В результате окисления произошло общее обогащение руд полезным компонентом.

По минеральному составу среди окисленных марганцевых руд могут быть выделены три типа: криптомелановые, криптомелан-тодорокитовые и криптомелан-пиролюзитовые.

Криптомелановые руды получили наибольшее распространение среди руд зоны окисления. Они, по существу, являются единственным типом окисленных руд на глубине ниже 7–10 м от поверхности, возникшим при гипергенных процессах по метаморфизованным окисным марганцевым рудам.

Для этих руд весьма характерна большая плотность, тонкозернистое до криптокристаллического строение и массивные текстуры. Лишь иногда в них отмечается реликтовая слоистость. Преобладающая часть этих руд покрыта сетью трещин. Вследствие трещиноватости и выноса карбонатной и большей части кремнистой составляющей из марганецсодержащих карбонатных и кремнисто-карбонатных прослоев, переслаивающихся с окисными образованиями, руды становятся хрупкими и даже рыхлыми, что приводит к плохому выходу керна при колонковом бурении. И нередко значительные интервалы окисленных руд превращаются в шлам. Однако там, где удается получить удовлетворительный выход керна, а это имеет место, если образование окисленных руд прошло по метаморфизованным окисным рудам, они обладают большой плотностью, почти мономинеральны по

Таблица 5

Химический состав криптомелановых руд (масс. %)

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO_2	2,90	2,55	MnO	10,28	14,62
TiO_2	Следы	Не опр.	MnO_2	72,93	68,25
Al_2O_3	1,58	0,99	H_2O^-	1,28	0,89
Fe_2O_3	1,01	1,51	H_2O^+	4,09	5,83
MgO	1,17	0,44	ZnO	Не опр.	0,36
CaO	0,82	0,75	SrO	То же	1,34
Na_2O	0,78	0,86	Сумма	99,46	100,08
K_2O	2,62	1,69			

составу и богаты по содержанию металлического марганца. Среднее содержание его здесь составляет 32,4%, а в отдельных интервалах более 45%, т.е. значительно выше средних содержаний этого элемента, присущих метаморфизованным окисным рудам марганца.

Данные химических анализов окисленных марганцевых руд приведены в табл. 5. По данным химического анализа (табл. 5, колонка 1), соотношение окисного марганца к закисному равно 7:1. Эта проба характеризуется невысокими содержаниями SiO_2 – 2,90, Fe_2O_3 – 1,01 и Al_2O_3 – 1,58%. Суммарное содержание K_2O и Na_2O около 3,5%. Несмотря на низкие содержания кремнезема и железа, эти руды имеют не особенно благоприятные соотношения окисного марганца к металлу, которые равны 1,33 и не могут быть использованы в качестве пероксидных руд даже при обогащении. Рассмотрим данные химического анализа (табл. 5, колонка 2), также относящиеся к криптомелановой руде, только в ней браунит и тодорокит присутствуют в небольших количествах. Особенностью этой разности руд является присутствие стронция (1,34% SrO) и цинка (0,36% ZnO). Эта разность довольно богата металлическим марганцем, но соотношение окисного марганца к металлу низкое – равно 1,25, и она не может быть использована в химической промышленности даже при дополнительном обогащении. Но эта разность является хорошим сырьем для получения ферромарганца. Кроме того, наблюдаются случаи, когда некоторые интервалы керна скважин представлены рыхлой массой изоструктурных минералов криптомелана и голландита.

Эти рыхлые криптомелановые руды нередко имеют хорошо выраженную реликтовую слоистость, которая в первичных, позднее метаморфизованных рудах, была обусловлена различным составом прослоев. В одних случаях они были представлены окислами марганца, переслаивающимися с карбонатными и кремнисто-карбонатными прослоями, в других – окислы марганца переслаивались с теми же кремнисто-карбонатными прослоями, но в сильной степени пигментированными окислами марганца.

Эти руды были подвергнуты химическому анализу, который дал следующие результаты: SiO_2 – 4,41, Al_2O_3 – 1,72, Fe_2O_3 – 1,16, MnO – 4,87.

MgO – 1,05, CaO – 2,67, Na_2O – 0,55, K_2O – 2,23, BaO – 4,00, MnO_2 – 72,05, CO_2 – нет, H_2O^- – 1,58, H_2O^+ – 4,05; сумма 100,34%. Как видно из данных химического анализа, анализируемые разновидности руд являются довольно богатыми по содержанию марганца. Судя по соотношению окисного марганца к металлу, равному 1,47, и низкому содержанию SiO_2, Fe_2O_3 и H_2O, анализируемая проба отвечает требованиям к пероксидному сырью.

Минеральный состав окисленных руд довольно прост. Главным минералом их является криптомелан. В небольших количествах присутствуют, судя по данным спектральных анализов, голландит и коронадит. Последний, по-видимому, является остаточным, или реликтовым, первичных коронадитовых образований. Кроме того, на значительной глубине в этих рудах могут сохраниться браунит, якобсит, барит и другие минералы, характерные для метаморфизованных окисных руд, по которым они образовались. Ближе к поверхности в них присутствуют в тех или иных количествах тодорокит и реже пиролюзит. Следует также обратить внимание на отсутствие в этих рудах карбонатов, которые нередко присутствуют в метаморфизованных окисных рудах. Здесь же они оказались полностью выщелочены.

Криптомелан-пиролюзитовые руды наблюдаются на эрозионном срезе рудных горизонтов и близ поверхности, где рудные накопления промывались просачивающимися атмосферными водами, приобретшими щелочной характер в аридных условиях. На месторождении Ушкатын III эти руды прослеживаются глубокими шурфами до глубины 7–10 м, реже до 15–20 м. В одних случаях это довольно крепкие, плотные образования тонкозернистого строения и массивной текстуры, в других – они являются также плотными, но недостаточно сыпучими и при легком ударе молотком рассыпаются на мелкие частицы.

В строении этих руд участвует пиролюзит, в подчиненных количествах присутствуют криптомелан и голландит. По марганецсодержащим кремнисто-карбонатным и карбонатным прослоям развит в небольшом количестве тодорокит. В неполностью окисленных рудах иногда отмечаются реликты барита, фриделита, родонита и других силикатных минералов.

Результаты химических анализов штуфных образцов криптомелан-пиролюзитовых руд из глубоких шурфов приведены в табл. 6. Как видно из данных химических анализов, руды характеризуются высокими содержаниями марганца, который находится главным образом в четырехвалентной форме. Судя по соотношениям MnO_2 :Mn, равным 1,79 и 1,56, а также по низким содержаниям кремнезема и кристаллизационной воды, они являются не только прекрасным сырьем для металлургических процессов, но и в полной мере отвечают требованиям, предъявляемым к пероксидному сырью.

Криптомелан-тодорокитовые руды развиты на тех же площадях, что и криптомелановые руды, но, как правило, в других горизонтах. Они образовались по марганецсодержащим кремнисто-карбонатным и карбонатным породам, переслаивающимся с окисными марганцевыми рудами и заключающим в себе различной мощности прослои браунитовых, гаусманитовых и якобситовых руд. При этом тодорокит развивается по марганецсодержащим кремнисто-карбонатным и карбонатным породам, в то время как

Таблица 6

Химический состав криптомелан-пиролюзитовых руд (масс. %)

Компоненты	1	2	3	Компоненты	1	2	3
SiO_2	3,98	1,09	0,42	K_2O	1,37	0,53	0,63
Al_2O_3	0,70	1,54	1,30	MnO_2	85,41	83,56	91,03
Fe_2O_3	0,33	0,32	0,12	ZnO_2	Не опр.	0,91	0,19
MnO	2,32	5,02	3,41	H_2O^-	0,75	0,48	0,37
MgO	0,88	0,72	Следы	H_2O^+	1,95	3,58	1,63
CaO	0,88	1,14	Нет	CO_2	Нет	Не опр.	Нет
Na_2O	0,38	0,49	0,27	Сумма	98,95	99,38	99,37

прослои окисных марганцевых и железо-марганцевых руд в той или иной степени замещаются криптомеланом.

Макроскопически криптомелан-тодорокитовые руды довольно пористые, нередко рыхлые образования темного шоколадно-коричневого цвета, в которых, как правило, присутствуют плотные прослои окисных руд, в той или иной степени замещенных криптомеланом. Кроме того, наблюдаются окисленные руды криптомелан-тодорокитового состава, которые представляют собой массу темно-коричневого цвета, пронизанную густой сетью мелких прожилков криптомелана. Они отчетливо выделяются на приполированной поверхности штуфа (табл. II,*б*), благодаря большой плотности, а в полевых условиях на свежем сколе обусловлены черным цветом, металлическим блеском и относительно большой твердостью. Криптомелан-тодорокитовые руды имеют хорошо выраженную реликтовую слоистость, относительно легки по весу и при слабом ударе молотком превращаются в пыль.

Минеральный состав руд довольно прост. Главным рудообразующим минералом является тодорокит. В подчиненных количествах находятся криптомелан, голландит и редко пиролюзит.

Штуфные образцы криптомелан-тодорокитовых руд, отобранные из глубоких шурфов, были подвергнуты химическому анализу, который дал следующие результаты: SiO_2 – 0,79, Al_2O_3 – 0,52, Fe_2O_3 – 0,42, MnO – 3,82, CaO – 0,62, MgO – 1,39, Na_2O – 0,69, K_2O – 1,72, MnO_2 – 81,74, BaO – 0,35, ZnO – 0,75, SrO – 1,04, H_2O^- – 2,04, H_2O^+ – 3,48; сумма 99,37%.

Как видно из данных анализа, эти руды являются богатыми. Марганец находится преимущественно в четырехвалентной форме и имеет высокие соотношения окисного марганца к металлу, равные 1,43. Мало содержит кремнезема, окиси железа и умеренные количества воды, что является благоприятным фактором для использования их в качестве пероксидного сырья. Следует обратить внимание на высокое содержание в этих рудах SrO и в некоторых образцах ZnO.

Отдельные интервалы окисленных руд на месторождении Ушкатын III и по существу все руды зоны окисления месторождения Ушкатын I являются железо-марганцевыми образованиями. Они имеют, согласно про-

веденному химическому анализу, следующий состав: SiO_2 8,33, TiO_2 следы, Al_2O_3 2,47, Fe_2O_3 22,75, MnO 9,17, MgO 0,89, CaO 10,36, Na_2O 0,29, K_2O 1,00, H_2O^- 0,70, H_2O^+ 2,29, ZnO 0,38, CO_2 7,77, MnO_2 33,40, сумма 99,80%. Из приведенных данных видно, что эти руды достаточно богаты по содержанию суммарного железа и марганца, равному 46,13%, и имеют относительно невысокую кремнистость. Не исключается, что в этой разновидности руды обогащением можно повысить содержание рудных компонентов, что явится, безусловно, положительным фактором в улучшении качества руды. Но эти руды ни в сыром виде, ни обогащенные не могут быть пригодными в пероксидной промышленности из-за как неблагоприятных соотношений окисного марганца к металлу, так и высоких содержаний в них железа. В то же время они могут использоваться в металлургическом производстве для получения мартеновского шлака, применяемого для подшихтовки при выплавке из железных руд обыкновенных чугунов в домнах, а в ряде случаев они, возможно, могут употребляться в качестве флюсов для мартеновских печей.

Минеральный состав этой разновидности представлен главным образом криптомеланом, тодорокитом, гидроокислами железа, кальцитом и кремнистым веществом.

Окисные железные руды

Гематитовые руды являются главным типом железорудных образований описываемых месторождений. На месторождении Ушкатын III они распространены преимущественно в северной части месторождения, где слагают самостоятельные рудные тела во всех рудных горизонтах. Однако основная масса их находится в верхней пачке. К югу гематитовые руды выклиниваются. На месторождении Ушкатын I эти руды также локализуются главным образом в северной части месторождения, к югу они постепенно переходят в гематит-якобситовые.

Гематитовые руды представляют собой чрезвычайно плотные массивные, реже слоистые образования. Мономинеральные гематитовые руды имеют стально-серый цвет со слабо голубоватым оттенком. Чаще в гематитовых рудах в том или ином количестве присутствует кремнистое вещество, пигментированное тонко распыленным гематитом и окрашенное в кирпично-красный или вишнево-красный цвет. Руды характеризуются тонкозернистым до криптокристаллического строением, раковистым изломом и сильным металлическим блеском.

Для слоистых руд характерно переслаивание мономинеральных гематитовых прослоев с прослоями яшм (табл. II, *в*) и реже пигментированными прослоями карбоната. Кроме того, имеются гематитовые руды, в которых тонкозернистый гематит находится в тонком срастании с кремнистым веществом и имеет массивную текстуру.

Редко в гематитовых рудах наблюдаются маломощные прожилки кварца, кальцита, а близ марганцевых руд встречены также и мелкие секущие прожилки якобсита. Локально в этих рудах встречаются послойные и секущие прожилки пирита, реже магнетита.

Судя по данным химического анализа (табл. 7), бедные гематитовые руды (колонка 1) характеризуются относительно высоким содержанием

Таблица 7

Химический состав гематитовых руд (масс. %)

Компонент	1	2	Компонент	1	2
SiO_2	4,87	16,93	CaO	17,45	3,20
TiO_2	Нет	Нет	Na_2O	0,05	0,05
Al_2O_3	4,98	0,89	H_2O^-	0,53	0,35
Fe_2O_3	54,39	75,00	H_2O^+	0,74	0,76
FeO	1,45	Не опр.	CO_2	14,00	2,04
MnO	0,52	0,38	Сумма	99,87	100,49
MgO	0,89	0,89			

Al_2O_3 ~5%, CaO и CO_2 ~32% (суммарно), вышекларковым содержанием марганца – 0,52% MnO и относительно низким содержанием SiO_2 – 4,87%. Богатые гематитовые руды в своем составе содержат (табл. 7, колонка 2) мало карбонатных составляющих, порядка 5%, т.е. значительно меньше, чем бедные гематитовые руды, Al_2O_3 – 0,89, MnO – 0,38, но относительно высокие содержания SiO_2 – 16,93%. При этом кремнистое вещество представлено исключительно кварцем, сильно пигментированным тонкораспыленным гематитом.

Таким образом, бедные гематитовые руды характеризуются хорошим соотношением шлакообразующих компонентов и обладают лучшими металлургическими качествами, чем богатые гематитовые руды. Качество последних снижается за счет значительного содержания в них кремнезема. Те и другие руды являются в сущности стерильными от весьма вредной примеси – фосфора, и лишь редко в небольших количествах присутствует сера, связанная с пиритом.

Большая часть гематитовых руд, по-видимому, будет плохо поддаваться гравитационному и магнитному обогащению, и они могут быть использованы как металлургическое сырье без обогащения. В зоне окисления гематитовые руды, в которых железо находится исключительно в трехвалентной форме, не претерпевают, по существу, никаких изменений.

Магнетит-гематитовые руды развиты на месторождении Ушкатын III; магнетит не получил здесь сколько-нибудь заметного развития. Лишь в северной части этого месторождения отмечаются тончайшие послойные прожилки и мелкие скопления этого минерала, которые являются здесь минералогической редкостью и, естественно, не могут быть выделены в самостоятельный тип. Однако в северной части месторождения Ушкатын I магнетит наблюдается в существенных количествах, но, как правило, залегает совместно с гематитовыми рудами, и, следовательно, эта ассоциация минералов может быть выделена в самостоятельный магнетит-гематитовый тип.

Магнетит-гематитовые руды – очень плотные слоистые образования. Главными составляющими являются гематит, магнетит и яшмы. Гематит имеет криптокристаллическое, а магнетит – тонкокристаллическое строение. Нередко в рудах этого типа присутствуют прослои светло-серых и

зеленовато-серых известняков, темно-зеленые до черных прослои стильпномелана. Наблюдаются также маломощные секущие прожилки кварца, силикатов марганца и редко карбоната с вкрапленностью галенита и иногда халькопирита. Магнетит здесь является поздним продуктом. Он был образован процессами умеренного метаморфизма по первичным гематитовым рудам.

Сульфидные руды

На описываемых месторождениях сульфидная минерализация представлена тремя типами первичных сульфидных руд – галенит-баритовыми, сфалерит-галенитовыми и халькопирит-галенит-баритовыми. В зоне окисления широкое развитие получили церусситовые руды.

На месторождении Ушкатын III сульфидная минерализация представлена одним типом первичных руд – галенит-баритовыми, а в зоне окисления – церусситовыми.

Галенит-баритовые руды представляют собой пластообразные и линзообразные карбонатные породы с вкрапленностью галенита, который нередко замещает зерна карбоната или выполняет различно ориентированные мелкие трещинки (табл. II, *г*). Нередко галенит находится в тесной парагенетической ассоциации с баритом. Основным рудным минералом этих руд является галенит. В резко подчиненных количествах присутствуют пирит, сфалерит, редко халькопирит, блеклая руда и гидроокислы железа. Из жильных минералов широко распространены барит и кальцит. В меньшей степени развиты флюорит, кварц и графитизированное углистое вещество.

На месторождении Ушкатын I находятся два типа первичных сульфидных руд: сфалерит-галенитовые и халькопирит-галенит-баритовые. Сфалерит-галенитовые руды сохранились ниже зоны окисления.

На этом же месторождении при разбуривании липаритовых порфиров были обнаружены медно-свинцово-баритовые или халькопирит-галенит-баритовые руды. Эта сульфидная минерализация представляет собой либо густую вкрапленность разрозненных зерен и небольших скоплений непосредственно в эффузивных породах, либо мелкие прожилки с различной ориентацией. Рудными минералами являются галенит, халькопирит, блеклая руда и сфалерит, которые ассоциируют в одних случаях с баритом, в других – с крупнокристаллическим кальцитом.

В зоне выветривания сульфидные руды месторождений Ушкатын III и Ушкатын I были окислены с образованием церуссита, пироморфита, англезита, плюмбоярозита и других минералов. На эрозионном срезе они хорошо видны по характерной для этих руд белой, розовато-серой, желтовато-бурой и темно-серой окраске выветрелых рыхлых алевроподобных и алеврито-глинистых пород. Вторичные минералы нередко образуют плотные корочки, выполняющие пустотки и трещинки. В результате выветривания происходит некоторое обогащение зоны окисления свинцом.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ МАРГАНЦЕВЫХ, ЖЕЛЕЗНЫХ И СВИНЦОВЫХ РУД

В формировании руд описываемых месторождений принимали участие различные процессы рудообразования, протекавшие в длительное геологическое время. Распределение рудных минералов по площади и в разрезе было крайне неравномерным.

Исследование парагенетических ассоциаций и распределение их в разрезе и по площади в зависимости от положения по отношению к интрузивным телам и разрывным дислокациям, которые могли служить каналами для поступления рудных компонентов, а также установление возрастных взаимоотношений позволили наметить определенную последовательность в минералообразовании, выделить этапы и стадии рудообразования, с которыми связано возникновение определенных минеральных ассоциаций. Дополнительными критериями для характеристики различных стадий минералообразования может служить также наличие элементов-примесей в разных парагенезисах.

Парагенетические минеральные ассоциации, наблюдаемые в рудных залежах и вмещающих породах, можно подразделить на четыре группы:

1) возникшие в процессе седиментогенеза: а) в застойных сероводородных водах; образование их проходило через таких биологических посредников, как сульфат-восстановительные бактерии и б) в хорошо аэрируемых водных бассейнах; образование проходило хемогенным путем;

2) образованные процессами метаморфизма;

3) обусловленные появлением гидротермальной деятельности;

4) возникшие на конечном этапе формирования месторождений, когда рудные накопления были проработаны гипергенными процессами.

Парагенетические ассоциации, образовавшиеся в застойных водах на данных месторождениях, не получили такого широкого распространения, как на ряде месторождений Жайремской группы. Они отмечаются лишь на небольших участках западного борта Восточной синклинали, к которой приурочено месторождение Ушкатын III, и несколько шире на месторождении Ушкатын I. Здесь они залегают ниже пачек железных и марганцевых руд и представлены главным образом марказитом и пиритом.

Минеральные ассоциации, образовавшиеся в хорошо аэрируемых морских водах, имели, несомненно, более широкое распространение, но в настоящее время встречаются редко. Это – результат наложенного метаморфического и гидротермального процессов. Лишь в отдельных случаях под микроскопом удается наблюдать небольшие участки не полностью замещенных первичных минералов группы криптомелана. Из минералов железа нам представляется возможным считать первичным гематит, хотя этот минерал, как было убедительно доказано экспериментально Ф.В. Чухровым и его соавторами [31], мог образовываться не сразу из истинных растворов, а через ферригидритовую фазу. При этом для образования ее необходим мощный катализатор окисления – бактерии или кремнезем. Присутствие последнего, по-видимому, и обусловливает частую пигментацию кремнистого вещества окислами железа. С течением времени

ферригидрит самопроизвольно переходит в гематит, и весьма вероятно, что он явился результатом дегидратации гидроокислов железа еще при диагенезе.

Самую большую группу составляют парагенетические ассоциации, образование которых обусловлено метаморфическими процессами. Сюда можно отнести, по существу, все марганцевые соединения – как окисные – браунит, гаусманит, якобсит и манганит, так и ряд силикатных – родонит, спессартин, тефроит и другие минералы. Частично эти минералы и особенно силикаты марганца, как это будет показано ниже, несомненно возникли при участии гидротермальных растворов. С процессами метаморфизма связывают также образование некоторых минералов железа: магнетита, стильпномелана, пирита, а из нерудных – кварца, кальцита и альбита.

Широкое развитие на данных месторождениях имели также гидротермальные процессы, давшие ряд парагенетических ассоциаций. К таковым могут быть отнесены ассоциации, возникшие в железо-марганцевых залежах в виде маломощных прожилков силикатных минералов, в структурную решетку которых входят Cl, F, B: фриделит, пиросмолит, севергинит (манганаксинит); с привносом цинка связано образование цинкового якобсита, цинкового гаусманита и ряда цинксодержащих силикатов и карбонатов марганца. Появление саркинита, манганберцелиита и мышьяково-железистого фриделита обусловлено привносом мышьяка.

С более поздним периодом гидротермального этапа была связана сульфидная минерализация, давшая промышленные концентрации сульфидов свинца, цинка, меди и барита. Возникли такие парагенетические ассоциации, как галенит-баритовая, галенит-кальцитовая, сфалерит-галенит-баритовая, халькопирит-галенит-баритовая. Характеристику минерального состава сульфидных руд месторождений Ушкатынской группы в тексте этой статьи мы не приводим, так как этот материал был достаточно детально освещен в работе Н.М. Митряевой [14].

Особый парагенез минералов образовался при выветривании зоны окисления. Интерес к этим минералам вызван тем, что процессы гипергенеза проникли на значительные глубины и произвели большую переработку метаморфизованных руд. В результате возникли окисленные марганцевые соединения, представленные минералами группы криптомелана, пиролюзитом и тодорокитом. Минералы железа в зоне окисления, по существу, остались неизмененными. Лишь на месторождении Ушкатын I отмечается развитие по магнетиту мартита.

Свинцовая минерализация в зоне окисления также оказалась в значительной степени измененной. По галениту были образованы пироморфит, церуссит и другие минералы.

Ниже нами будет приведено описание только главных рудообразующих минералов и наиболее распространенных силикатов марганца. Ряд силикатов марганца, являющихся очень редкими минералами месторождения, выделение которых сопряжено с большими трудностями, мы не затрагиваем, к тому же они довольно детально исследованы и описаны М.М. Каюповой [9].

Минералы со структурой типа голландита. К этой группе относятся минералы, имеющие общую структуру ($xR^{++}Mn_6^{4+}O_{16}$),

где x – K_2, Ba, Pb; R = Mn, Fe, Cu, Zn, и различающиеся только катионной частью: для криптомелана характерен калий, для голландита – барий и для коронадита – свинец. На описываемых месторождениях эти минералы находятся совместно. Они слагают первичные рудные накопления, но сохранились только на отдельных участках в виде небольших реликтов. Кроме того, два из этих минералов – криптомелан и голландит являются главными минералами также зоны окисления и обязаны своим появлением процессам гипергенеза, прошедшим при выветривании на конечной стадии формирования месторождений.

Отмеченные минералы в небольших реликтовых участках находятся в самых различных соотношениях, однако преобладающим всюду является криптомелан. Макроскопически эти минералы устанавливаются редко. Они выявлены лишь на месторождении Ушкатын III и представляют собой небольшие по площади пятна, которые выделяются на воронено-черном фоне свежего скола браунитовых руд серебристо-серым цветом и сильным металлическим блеском. Однако в образцах, полежавших на воздухе в течение некоторого времени, эти минералы, равно как и браунит, покрываются тончайшей пленкой, по-видимому, гидроокислов марганца и становятся черными со смолистым полуметаллическим блеском, напоминающим солнечный загар.

Под микроскопом в отраженном свете выявляется их криптокристаллическое и реже тонкоигольчатое строение. Минералы имеют белый цвет и относительно высокую по сравнению с браунитом отражательную способность. Нередко они покрыты многочисленными тонкими трещинками, образовавшимися в одних случаях при динамическом воздействии, и тогда они располагаются параллельно друг другу, и в других – наблюдается довольно густая сеть контракционных трещинок, которые обязаны своим появлением процессам дегидратации, сопровождавшимся перекристаллизацией вещества. Кристаллические разности не проявляют ни двуотражения, ни анизотропии.

Тонкоигольчатые агрегаты иногда образуют колломорфные выделения, располагаясь перпендикулярно протяжению зонок, а иногда они слагают небольшие по мощности прослойки, в которых эти минералы образуют игольчатые кристаллы с лучистым расположением, ориентированные поперек слоистости. Эти агрегаты проявляют слабое двуотражение, а в скрещенных николях довольно отчетливую интерференцию в серых, коричневых и синих тонах.

Результаты рентгеновского анализа описываемой разновидности минералов месторождения Ушкатын III приведены в табл. 8.

Данные спектрального анализа, полученные с помощью лазерной установки, указывают, что анализируемые участки не одинаковы по составу: они представляют или смесь трех минералов с преобладанием одного из них, или являются мономинеральными.

Кроме того, М.М. Каюпова [9] описывает развитие коронадита по браунитy, которое, очевидно, произошло в результате внедрения кислых гидротермальных растворов, обогащенных ионами свинца. И в результате реакционного взаимодействия растворов с браунитом, по-видимому, и был образован этот минерал.

Б р а у н и т [$3(Mn, Fe)_2O_3 . MnSiO_3$] по химическому составу являет-

Таблица 8

Рентгенограмма минералов со структурой типа голландита

1		2	
I	*d*	*I*	*d*
1	7,0475	9	7,013
2	4,9006	5	4,925
1	3,4105	2	3,440
10	3,1178	7	3,105
2	2,6907	3	2,646
		2	2,433
8	2,39087	10	2,401
		1	2,291
7	2,15580	4	2,156
6	1,82790	3	1,836
2	1,65591		
9	1,54418	5	1,543
3	1,42834	7	1,421
4	1,36275	2	1,360
3	1,30343	2	1,301

1,2 – криптомелан: 1 – из месторождения Ушкатын III; 2 – из месторождения Шоинтас, Центральный Казахстан [7].

ся весьма необычным и сложным минеральным соединением. И при классификации минералов его, как правило, относят к классу окислов, хотя в равной степени он мог бы быть отнесен и к классу силикатов. В геологической литературе для браунита разными авторами приведено несколько различных структурных формул, отличающихся друг от друга по химическому составу, структуре, валентности марганца и т.д. Наиболее полная справка по этому вопросу нами была дана при описании минерального состава примагнитогорских марганцевых месторождений [7]. Нам представляется наиболее приемлемой структурная формула, приведенная Рамдором в его капитальном труде "Рудные минералы и их срастания" [20], в которую входят Si и Fe как обязательные члены. Так как до сих пор остается неясным, в какой валентности в этом минерале находится марганец, весьма вероятно, что со временем и эта структурная формула браунита будет уточнена.

На описываемых месторождениях браунит является наиболее широко распространенным минералом. В браунитовых рудах он резко преобладает над другими рудными минералами марганца, в тех или иных количествах отмечается и в других типах марганцевых руд.

Браунит относится к числу метаморфических минералов, и образование его проходило на описываемых месторождениях в основном на ранней стадии прогрессивного метаморфизма. Он легко кристаллизуется и зерна его имеют, как правило, изометричную форму. Нередко образует кристаллики октаэдрической формы с весьма хорошей огранкой. Образование браунита шло различными путями. Основная масса браунита яви-

лась результатом дегидратации и раскристаллизации первичных накоплений гидроокислов марганца при процессах метаморфизма. К сожалению, прямых доказательств такого рода образований обычно не бывает и об этом судят, как правило, по косвенным признакам. Однако в нашем случае на такого рода переходы явно указывает присутствие реликтовых контуров колломорфных текстур, сохранившихся при раскристаллизации первичных рудных накоплений и появлении метаморфического браунита. Другим примером, подтверждающим явления возникновения новообразований браунита при процессах метаморфизма по первичным рудным накоплениям, служит образование псевдоморфоз браунита по минералу из группы криптомелана. Обращает также внимание присутствие в агрегатах браунита прожилков кальцита, образование которых шло одновременно или близкоодновременно с оконтуриванием стенок трещинок кристалликами браунита. При этом зерна или кристаллики браунита имели очень хорошую огранку со стороны прожилка кальцита и изрезанные грани со стороны сплошной массы браунита.

Однако отмечается и браунит, который образовался позднее основной массы и находится в тесной парагенетической ассоциации с кальцитом. Эта биминеральная ассоциация нередко образует послойные прожилки или выполняет небольшие пустотки. В том и другом случае браунит представлен кристалликами с очень хорошей огранкой, заключенными в карбонатную массу. Кристаллики или спорадически рассеяны в этой ассоциации, или образуют цепочки, приуроченные к мелким трещинкам (табл. III, *а*). Размер кристалликов, как правило, небольшой и составляет сотые доли миллиметра.

Нередко в кальцитовой массе наблюдаются метакристаллы футлярной структуры, при этом спайность, наблюдаемая в крупных кристаллах кальцита, заключающих в себе более мелкие метакристаллы браунита, является как бы сквозной, она отчетливо видна как на внешней, так и на внутренней стороне каркаса браунита.

Наблюдаются также послойные прожилки браунита с хорошо выраженной кристалличностью его агрегатов. Особенностью этих прожилков является обилие в них пустоток, известных в геологической литературе под названием миароловых [2]. Стенки этих пустоток, в отличие от друзовых, оконтуриваются кристалликами того же минерала, который слагает сплошную массу. Сами же пустотки выполнялись агрегатами крупнокристаллического кальцита (табл. III, *б*). Иногда встречаются случаи замещения подобных агрегатов кальцита более поздним гаусманитом. Образование прожилков браунита обязано, по нашему мнению, активным воздействиям кислых гидротермальных вод или растворов, в той или иной степени насыщенных газами. С этими растворами может быть связано возникновение ряда парагенетических ассоциаций, в том числе и кальцит-браунитовой. В полированных шлифах редко наблюдаются дендритовые формы агрегатов браунита, возникших на стенках мелких трещинок растяжения, выполненных позднее крупнокристаллическим кальцитом. Таким образом, более поздний браунит, находясь в тесной парагенетической ассоциации с кальцитом, образует как мономинеральные, так и биминеральные агрегаты.

Данные рентгеновского анализа минерала приведены в табл. 9.

Таблица 9

Рентгенограмма браунита

1		2		3	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
1	4,81				
2	3,54	3	3,53		
1	3,03				
10	2,74	10	2,74	10	2,75
1	2,53	2	2,53		
6	2,38	7	2,37	6	2,37
7	2,16	8	2,16	6	2,15
2	1,89	3	1,88	2	1,90
1	1,83	2	1,81	2	1,81
2	1,75	3	1,74	2	1,75
9	1,67	10	1,66	10	1,66
3	1,55	6	1,56	2	1,54
2	1,51	5	1,51		
2	1,479	5	1,470	2	1,464
7	1,42	9	1,41	8	1,415
3	1,36	3	1,36	6	1,36

1–3 – браунит: 1 – из месторождения Ушкатын III, 2 – из месторождения Джезды [7]; 3 – из месторождения Лонгбан (Швеция) [15].

Как видно из приведенной таблицы, рентгенограммы браунита из месторождения Ушкатын III близки к эталонным.

Браунит наиболее часто ассоциирует с кальцитом, гаусманитом, редко – с силикатами марганца и баритом. В зоне окисления этот минерал является наиболее устойчивым к окислению из всех окисных минералов марганца. Нередко реликты зерен браунита встречаются в окисленных рудах и близ поверхности.

Гаусманит (Mn_3O_4), подобно брауниту, распространен по всей рудной толще: как по разрезу (вертикали), так и по латерали. Однако никакой закономерности в его залегании не устанавливается. Нередко он в тех или иных количествах присутствует в браунитовых рудах, где либо замещает агрегаты браунита, либо образует мелкие секущие прожилки и даже сеть прожилков. Реже этот минерал развивается путем замещения марганецсодержащих карбонатов, которые обычно переслаивались с первичными гидроокисными соединениями.

Гаусманит, находясь нередко в тесной парагенетической ассоциации с браунитом или образуя самостоятельные прослои и рудные тела, относительно легко устанавливается в полевых условиях. Для него весьма характерны крупная зернистость, темно-коричневая окраска и буровато-коричневая черта и порошок; особенно хорошо он выделяется на притертой поверхности керна, полученной при бурении. Минерал имеет небольшую твердость (царапается стальной иглой), полуметаллический блеск, а разновидность гаусманита гидротермального происхождения

отличается стеклянным блеском и сходна по величине зерен и буровато-коричневой окраске с одной из разновидностей сфалерита, присутствующего на описываемых месторождениях. Однако гаусманит и сфалерит совместно не встречаются. Они находятся обычно в разных типах вмещающих пород и могут быть установлены по ассоциирующим с ними минералами, а сфалерит и по характерному просвечиванию в тонких сколах.

Гаусманит относительно хорошо полируется. Минерал более крупнозернистый, чем другие окислы марганца изучаемых месторождений. Кристаллы изометричны и слабо удлинены. В агрегатах его зерна часто имеют сильно изрезанные края. Некоторые разновидности гаусманита имеют аллотриоморфнозернистое строение. Под микроском в зернах его нередко наблюдаются буровато-красные и рубиново-красные внутренние рефлексы. В агрегатах проявляет заметное двуотражение, в скрещенных николях сильную анизотропию, интерферируя в бурых и голубоватых тонах. Отдельные зерна обладают полисинтетическим двойникованием в одном, а нередко и в двух направлениях.

Гаусманит довольно часто находится в ассоциации с браунитом, марганецсодержащим кальцитом и родохрозитом, по которым нередко развивается. Наблюдается он также в тесном срастании с силикатами марганца; особенно часто среди гаусманита встречаются секущие и послойные прожилки родонита, фриделита, пиросмолита, кентролита, пенвитита и других силикатов марганца, а также кальцита и барита.

Гаусманит обычно является ксеноморфным по отношению к браунитту. Размер зерен здесь составляет от 0,1 до 0,4 мм в поперечнике. Отдельные зерна несут полисинтетические двойники.

Там, где гаусманит выполняет пустотки, зерна его, как правило, имеют значительные размеры. Особенно крупные зерна наблюдаются в пустотах типа миароловых, которые встречаются в агрегатах браунита. Здесь этот минерал заместил кальцит, ранее выполнявший эти пустотки. Наблюдаются нередко случаи, когда два-три зерна, а иногда и одно знаимает всю пустотку. Размеры пустоток обычно измеряются несколькими миллиметрами.

Гаусманит образовался главным образом в результате метаморфизма путем перекристаллизации первичных гидроокислов и окислов марганца и реже при замещении браунита и марганецсодержащих карбонатов. Наблюдаются также разновидности гаусманита гидротермального происхождения, которые характеризуются повышенным содержанием цинка. Цинксодержащий гаусманит представлен двумя разновидностями, которые различаются по цвету – черная и буровато-коричневая и по содержанию цинка.

Для более детального изучения этого минерала удалось отобрать только цинксодержащие две разновидности. Метаморфический гаусманит находится, как правило, в тонком срастании с браунитом или силикатами марганца и его не удалось выделить в чистом виде.

Данные рентгеновского анализа, полученные для двух разновидностей гаусманита, близки к эталонным.

Судя по данным химического анализа (табл. 10), изученные образцы различаются по содержанию в них полуторных окислов: в черном гаусманите Al_2O_3 – 1,72 и Fe_2O_3 – 1,15, в буровато-коричневом соответст-

Таблица 10

Химический состав цинкосдержащих разновидностей гаусманита (масс. %)

Компонент	Черный	Буровато-коричневый	Компонент	Черный	Буровато-коричневый
SiO_2	0,52	0,52	MnO	52,80	54,56
TiO_2	Нет	Нет	MnO_2	40,46	41,32
Al_2O_3	1,72	0,36	Na_2O	Не опр.	0,01
Fe_2O_3	1,15	0,70	K_2O	То же	0,03
ZnO	2,25	0,94	H_2O^-	0,56	Нет
CaO	Нет	0,57	H_2O^+		0,24
MgO	0,82	1,10			
			Сумма	100,28	100,35

венно – 0,36 и 0,70% и ZnO в первом – 2,25, во втором – 0,94%. Имеющиеся небольшие количества SiO_2 – 0,52% связываются с 0,48% MnO в родонитовую молекулу, так как в данных образцах исследованиями под микроскопом устанавливается присутствие только этого силиката, который образует в агрегатах гаусманита нередко сеть мелких прожилков. Несмотря на тщательный отбор, нам не удалось полностью избавиться от примеси. Полуторные окислы здесь, по-видимому, находятся в виде изоморфной примеси.

Кроме того, спектральными анализами устанавливаются Ba в сотых, Co, V, Ti, B – в тысячных и Cu, Ag и Be в десятитысячных долях процента.

Данные химических анализов не рассчитаны на структурную формулу минерала, так как нет единого мнения относительно валентности марганца, входящего в его решетку.

Якобсит ($MnFe_2O_4$) – главный рудный минерал якобситовых руд, слагающих рудное тело в горизонте 2 месторождения Ушкатын III. Здесь он иногда наблюдается также в гематитовых рудах в виде небольших по мощности прожилков или является более поздним минералом по отношению к криптокристаллическому гематиту. В юго-восточной части месторождения Ушкатын I якобсит образует более мощные рудные тела. Во всех случаях он находится в виде зернистых агрегатов, имеющих характерную изометричную форму. Якобсит легко устанавливается в полевых условиях по серовато-черному цвету с заметным темно-зеленым оттенком, особенно четко выраженным на поверхности керна или скола, облученных солнечными лучами в течение некоторого времени, матовому блеску, черному цвету черты и порошка, большой твердости, порядка 6 по шкале Мооса, а также по сильной магнитной восприимчивости. Магнитная восприимчивость делает весьма сходным якобсит с магнетитом. На месторождении Ушкатын III данным свойством можно пользоваться при диагностике этого минерала, так как магнетит здесь является очень редким минералом.

Образование якобсита на описываемых месторождениях связано с

разными процессами. Главная масса его возникла при региональном метаморфизме первичных гидроокисных железо-марганцевых накоплений; имеется некоторое количество якобсита, образовавшегося явно на более поздней стадии. Не исключается, что появление позднего якобсита обусловлено гидротермальной проработкой руд с выщелачиванием марганца и железа из уже метаморфизованных образований и переотложением этих элементов в виде окисла в трещинах и ослабленных зонах.

Наблюдается также образование позднего якобсита реакционным путем на контакте гематитовых и марганцевых руд. Иногда якобсит выполняет мельчайшие трещинки в марганецсодержащих кремнисто-карбонатных прослоях.

Манганит ($Mn^{2+}Mn^{4+}O_2[OH]_2$) в рудах месторождений Ушкатынской группы является редким минералом. Нами он встречен на месторождении Ушкатын III в керновых образцах, взятых с глубин более 400 м. Минерал образует небольшой мощности ветвящиеся прожилки среди гаусманит-браунитовых руд. Мелкие прожилки, как правило, мономинеральны, в то время как относительно крупные прожилки нередко биминеральны: наряду с манганитом содержат карбонат. При этом первым на стенках трещин отлагался кристаллический манганит, а позднее центральные участки выполнялись агрегатами карбоната.

Под микроскопом агрегаты манганита крупнокристаллические с изометричными, реже слабо удлиненной формы зернами, заметным двуотражением и не совсем обычной слабой анизотропией.

Фриделит ($Mn_8Si_6O_{15}[OH, Cl]_{10}$) относится к группе редко встречающихся минералов, однако на данных месторождениях он является довольно распространенным и, по-видимому, может быть поставлен на второе место по встречаемости среди силикатов марганца.

Этот минерал наблюдается исключительно в пластовых телах марганцевых руд, претерпевших тектонические нарушения и наибольшую проработку метаморфическими и гидротермальными растворами с соответствующим наложением поздней минерализации.

Фриделит образует, как правило, мелкие секущие и послойные прожилки среди гаусманитовых, реже браунитовых руд. Мощность прожилков обычно измеряется миллиметрами, редко достигает 1–1,5 см. Бо́льшая часть послойных прожилков представляет собой метасоматические образования, развитые по марганецсодержащим кремнисто-карбонатным прослоям. В секущих прожилках он либо представлен мономинеральными агрегатами, либо находится в тесном парагенезисе с другими силикатами и карбонатами марганца, а также баритом.

Фриделит характеризуется чрезвычайно тонкозернистым до криптокристаллического строением, имеет красновато-коричневый цвет, большую плотность, раковистый излом. Под микроскопом наблюдается плеохроизм зерен от бесцветного по *Ne* до соломенно-желтого по *No*; угасание прямое, удлиненное положительное. В скрещенных николях яркие цвета поляризации (III порядка). Величина светопреломления по *Ng* 1,660, по *Np* 1,638, $Ng - Np = 0{,}022$.

Данные расчета рентгенограммы фриделита имеют неплохую сходимость по значению межплоскостных расстояний и интенсивности линий с данными фриделита из месторождения Джумарт (табл. 11).

Таблица 11

Рентгенограмма фриделита

№ п/п	1		2	
	I	d_α	I	d_α
			5	7,61
1	7	7,14	6	7,13
2	6	3,536	5	3,574
3	7	3,045	6	2,883
4	10	2,569	10	2,548
5	2	2,424	2	2,406
6	6	2,130	5	2,108
7	1	1,989	2	1,988
8	2	1,743	4	1,738
9	4	1,682	5	1,678
10	2	1,634	4	1,633
11	1	1,537	1	1,520
12	2	1,455	1	1,451
13	3	1,406	3	1,402
14	4	1,369	2	1,365
15	1	1,319	1	1,314
16	1	1,209	2	1,206
17	1	1,077	3	1,076
18	1	1,061	3	1,059
19	1	1,048	2	1,041

1, 2 – фриделит: 1 – из месторождения Ушкатын III, 2 – из месторождения Джумарт [7].

Данные химического анализа (табл. 12) изученного образца сходны с данными, полученными для этого минерала из месторождения Джумарт [7] и из месторождения Камыс [9]; от которых отличается лишь небольшими содержаниями MnO, MgO и CaO.

Родонит ($MnSiO_3$)[1] – типичный метаморфогенный минерал. Обычно в структурную решетку этого минерала изоморфно входит 3–5% Ca. Из силикатов марганца родонит является самым распространенным минералом на описываемых месторождениях. Он наблюдается в виде прожилков, возникших при выполнении трещинок, и небольших скоплений, образовавшихся в окисных марганцевых рудах при процессах метасоматоза. Мощность прожилков обычно измеряется несколькими миллиметрами, редко 1,5–2 см. Секущие и послойные прожилки мономинерального родонита и нередко находящегося в ассоциации с другими силикатами и карбонатами марганца наблюдаются в гаусманитовых рудах, реже – в браунитовых и в единичных случаях в якобситовых рудах. Иногда мелкие прожилки его встречаются также и в гематитовых рудах, глав-

[1] Н.В. Белов [1] дал для родонита новую структурную формулу $CaMn_4[Si_5O_{15}]$, основанную на данных структурного анализа; кальций действительно входит в решетку родонита, однако соотношения его с марганцем не всегда выдерживаются.

Таблица 12

Химический состав фриделита (масс.%)

Компонент	1	2	3
SiO_2	32,68	32,82	33,39
Al_2O_3	0,22	–	1,21
FeO	0,30	–	0,22
MnO	52,01	47,40	51,11
MgO	2,24	2,25	–
CaO	0,76	4,05	3,79
K_2O	0,03	–	–
H_2O^-	0,19	0,25	0,05
H_2O^+	10,45	9,00	9,11
Cl	1,26	1,30	1,11
CO_2	0,79	3,20	
Сумма	99,93	100,27	99,99
	– 0,28	– 0,29	– 0,24
	99,65	99,98	99,75

1 – из месторождения Ушкатын III (данные автора); 2 – из месторождения Джумарт [7]; 3 – из месторождения Камыс [9].

ным образом в непосредственном контакте с окисными марганцевыми рудами. Наряду с прожилковыми образованиями наблюдаются участки с метасоматическим замещением этим минералом гаусманита; в результате этого замещения возникают нередко участки, сложенные мономинеральными агрегатами родонита. Они, как правило, вытянуты вдоль слоистости и имеют причудливые формы.

Как правило, этот минерал является более поздним по отношению не только к брауниту, якобситу, но и к основной массе гаусманита. И нет сомнения, что родонит образуется при более высоких температурах, установившихся на поздней стадии прогрессивного метаморфизма с привносом растворами кремнезема.

Под микроскопом наблюдается мелкозернистая структура агрегатов минерала с сильно удлиненной формой зерен. Отдельные зерна имеют хорошо выраженную спайность в двух направлениях почти под прямым углом. Длина зерен обычно не превышает десятых долей миллиметра и лишь иногда достигает первых единиц (отношение длины к ширине как 6–4 : 1). Минерал бесцветный, угасание прямое или под небольшим углом. Редко отдельные зерна или кристаллы несут простые двойники. Двупреломление низкое с интерференционной окраской зерен от светло-серого до темно-серого, иногда отдельные зерна имеют желый цвет. Минерал двуосный, оптически положительный, $2V = 75°$. Показатели преломления по $Ng = 1{,}723$, $Np = 1{,}711$, $Ng - Np = 0{,}012$. Родонит наряду с мономинеральными образованиями, слагающими прожилки, наблюдается также в тесной парагенетической ассоциации с рядом силикатов марганца, родохрозитом и другими карбонатами. Реже он встре-

Таблица 13

Химический состав родонита (масс. %)

Компоненты	1	2	3
SiO_2	46,65	45,57	44,28
TiO_2	Следы	Следы	Следы
Al_2O_3	0,20	0,21	0,10
FeO	0,09	0,20	0,08
MnO	42,63	40,14	43,55
MgO	2,20	3,02	0,20
CaO	6,96	9,24	9,33
Na_2O	0,09	0,12	0,07
K_2O	0,02	0,02	0,02
H_2O^-	Нет	Не опр.	Нет
H_2O^+	0,70	То же	0,48
CO_2	0,53	1,18	0,67
BaO	0,15	Следы	0,41
ZnO	0,07	0,09	0,125
Сумма	100,29	99,79	100, 31

чается совместно с баритом и другими минералами, образование которых обусловлено гидротермальными процессами.

Родонит был отобран из прожилков под бинокулярной лупой. Из одного прожилка отобраны две разновидности этого минерала, различающиеся окраской: у стенок трещинки он окрашен в желтовато-розовый цвет (табл. 13, обр. 1), в центральной части – розовый (табл. 13, обр. 2). Кроме того, одна проба была взята из прожилка с мономинеральным составом, для которого также характерен розовый цвет (обр. 3).

Как видно из данных химического анализа (табл. 13), все пробы близки по составу и почти не содержат примесей. Лучше всего рассчитывается на структурную формулу родонита химический анализ обр. 1. В этой пробе присутствует в небольшом количестве окись углерода 0,53%, которая связывается с необходимыми количествами окиси кальция в кальцитовую молекулу и исключается из пересчета. Не принимаются во внимание также примеси, менее 0,30%. Остальные компоненты пересчитываются на кристаллохимическую формулу и она может быть выражена в следующем виде $(Mn_{0,78}Mn_{0,07}Ca_{0,15})_{1,0}SiO_3$.

В зоне окисления родонит, как и другие силикаты марганца, довольно легко окисляется, превращаясь в рентгеноаморфную тодорокитовую массу.

Гранат имеет ограниченное распространение в марганцевых рудах описываемых месторождений. Он обнаружен в тонких прожилках в ассоциации с родохрозитом, родонитом, фриделитом и другими силикатами марганца. Этот минерал находится в виде спорадически рассеянных мелких кристалликов, заключенных в агрегатах родохрозита.

Для граната характерны изометричные формы кристаллов часто с весьма хорошей огранкой, он имеет медово-желтый цвет и большую твер-

дость. Величина кристаллов обычно измеряется первыми сотыми долями миллиметра. Не исключается, что появление этого минерала, как и ассоциирующего с ним цинксодержащего родохрозита, обусловлено гидротермальной деятельностью.

Пеннантит – марганцевый хлорит, был открыт во второй половине 40-х годов С. Камбеллом, Ф.А. Банистером и М.Н. Неем в месторождении Бенальт (Карнарвон, Англия).

В Советском Союзе этот минерал впервые был обнаружен М.М. Каюповой [9] при изучении железо-марганцевых руд месторождений Джумарт и Ушкатын I. Этим автором было выделено три разновидности пеннантита, которые различаются по содержанию марганца, железа и магния, это – пеннантит, железистый пеннантит и магнезиальный пеннантит.

Нами этот минерал был встречен при камеральной обработке железо-марганцевых руд месторождения Ушкатын I.

Пеннантит на упомянутом месторождении наблюдается в виде секущих и послойных прожилков, мощность которых обычно не превышает 3–5 мм. М.М. Каюповой были встречены прожилки этого минерала до 3 см.

Пеннантит находится в форме таблитчатых или коротко призматических кристаллов, иногда с четко выраженным шестиугольным основанием. Для этого минерала характерен черно-бурый цвет. Кристаллы его относительно легко расщепляются на отдельные пластинки или листочки медного цвета. Размер пластинок 0,1–0,3 мм в поперечнике. Удельный вес, измеренный гидростатическим методом, равен 3,26 г/см^3.

Под микроскопом агрегаты пеннантита выявляют отчетливый плеохроизм от светло-оранжево-розового до оранжево-розового. Имеет весьма совершенную спайность в одном направлении и прямое угасание. Показатели преломления по Np =1,660–0,002, по Ng = 1,647–0,002.

Пробы пеннантита для химического, спектрального и рентгенометрического анализов были тщательно отобраны под бинокулярной лупой.

Химический анализ выполнен Р.С. Яшиной (табл. 14, колонка 1). Для сравнения в той же таблице (колонки 2 и 3) приведены химические анализы этого минерала из месторождения Ушкатын I [9]. По химическому составу анализируемая нами проба ближе всего соответствует пеннантиту, приведенному в колонке 2. Однако и от него исследуемый нами пеннантит отличается более высоким содержанием закиси марганца – 41,12 против 39,82%, присутствием окиси магния 3,15% и меньшим количеством Fe_2O_3 – 1,77 против 6,67%.

Кристаллохимическая формула пеннантита, рассчитанная по данным химического анализа (табл. 14, ан. 1), имеет следующий вид:

$$(Mn_{3,07}Cd_{0,21}Mg_{0,63}Zn_{0,03})_{3,81}(Al_{1,97}Fe_{0,21})_{2,18} \times$$
$$\times \{Al_{1,19}Si_{2,81}O_{10}\}(OH)_8\ 1,85H_2O.$$

В табл. 15 приведены результаты расчета двух рентгеновских анализов пеннантита из месторождения Ушкатын I, выполненных из разных проб и в разных лабораториях и имеющих хорошую сходимость как по значениям межплоскостных расстояний, так и по интенсивности линий.

Родохрозит по сравнению с другими прожилковыми минералами является довольно распространенным минералом на месторождениях Ушкатынской группы. Он наблюдается в окисных марганцевых рудах место-

Таблица 14

Химический состав пеннантита (мас. %)

Компонент	1	2	3
SiO_2	20,95	21,29	20,60
Al_2O_3	20,00	19,07	10,73
Fe_2O_3	1,77	6,67	12,02
FeO	–	–	23,93
MnO	41,12	39,82	21,14
MgO	3,15	–	
CaO	0,52	–	
Na_2O	0,03		
K_2O	0,03		
H_2O	11,30	12,11	11,48
PbO	0,12	–	
ZnO	0,39	0,97	0,16
Сумма	99,38	99,93	100,06

1, 2 – пеннантит из месторождения Ушкатын I; 1 – проанализирован в ИГЕМ АН СССР, 2 – по М.М.Каюповой; 3 – железистый пеннантит из месторождения Ушкатын I, по М.М.Каюповой.

Таблица 15

Рентгенограмма пеннантита

1		2	
I	*dα*	*I*	*dα*
–	–	4	7,889
9	7,137	10	7,096
		7	5,101
5	4,717	3	4,737
		1	3,993
		1	3,753
7	3,557	9	3,544
3	2,8526	3	2,850
8	2,7091	2	2,712
10	2,4408	8	2,436
		2	2,310
5	2,033	6	2,033
		2	–
1	1,739	1	1,765
4	1,685	7	1,685
6	1,579	8	1,581
3	1,539	2	1,542

1, 2 – пеннантит из месторождения Ушкатын I: 1 – проанализирован в ИГЕМ АН СССР, 2 – по М.М.Каюповой.

рождения Ушкатын III, главным образом в виде прожилков; имеющих, как правило, небольшие мощности до 0,3–1 см, редко 3–4 см; иногда родохрозит выполняет небольшие пустотки среди окисных марганцевых руд. Этот минерал либо образует мономинеральные агрегаты, либо находится в тесном срастании с силикатами марганца, преимущественно родонитом, гранатом, по отношению к которым он обычно является более поздним образованием.

По данным химического анализа пробы, отобранной из относительно крупного прожилка, родохрозит содержит: SiO_2 – 3,65, TiO_2 – сл., Al_2O_3 – 1,23, FeO – 0, 51, MnO – 55,47, MgO – 1,15, CaO – 0,91, Na_2O – 0,02, K_2O – 0,03, H_2O – 0,29, H_2O^+ – 1,00, CO_2 – 34,95, ZnO – 0,37, CoO – 0,04; сумма 99,62%.

Как видно из данных анализа, в пробе присутствует примесь SiO_2 – 0,65 и Al_2O_3 – 1,23%, которые, судя по просмотренным шлифам, могут быть отнесены к спессартину и родониту, на долю которых приходится соответственно 5,37 и 2,85%.

Особенностью исследуемого родохрозита является присутствие в нем цинка (0,37% ZnO), который входит изоморфно в структурную решетку этого минерала, что дает основание относить его к гидротермальным образованиям.

Т о д о р о к и т впервые был обнаружен Вошимурой 50 лет назад на руднике Тодороки. Образование этого минерала первооткрыватель связывает с изменением инезита гидротермальными растворами [38]. Однако на марганцевых месторождениях тодорокит долгое время не устанавливался из-за его рентгеноморфности. И только в последние полтора десятилетия с появлением и широким применением электронного микроскопа в изучении марганцевых руд стали относительно легко обнаруживать его как продукт самых различных процессов гипергенного выветривания, седиментации на дне океанов и современной вулканической деятельности [6].

На описываемых месторождениях этот минерал получил широкое распространение на эрозионном срезе марганцевых рудных залежей и на небольших глубинах от поверхности, где он развивается главным образом по марганецсодержащим карбонатным и кремнисто-карбонатным породам, которые нередко прееслаиваются с окисными марганцевыми рудами. Относительно чистые разности тодорокита образуют небольшие скопления в пустотах и по трещинкам.

Тодорокит является очень мягким и хрупким минералом. Он легко рассыпается и превращается в пыль даже при легком нажиме пальцами. Минерал имеет темно-бурый или буровато-черный цвет, коричневую черту и коричневый порошок, полуметаллический блеск. Легко растворяется в концентрированной соляной кислоте.

Минерал плохо полируется и при приготовлении шлифов требует обязательной проварки в канифоли или пропитки вяжущим веществом. Под микроскопом в отраженном свете хорошо отполированные участки поверхности шлифа имеют светло-серый со слабо голубоватым оттенком цвет и низкое отражение. Описываемый минерал в нашем случае ведет себя подобно изотропному минералу, не проявляя ни двуотражения, ни анизотропии.

П и р о л ю з и т наблюдается лишь на возвышенных участках близ поверхности, на глубине до 5–7 м, редко 10 м. Однако на описываемых мес-

торождениях он пользуется бо́льшим распространением, чем на других месторождениях Центрального Казахстана. Как известно, он возникает в очень специфических условиях, и, как указывает В.В.Щербина [34], растворы, из которых он образуется, должны быть обязательно щелочными. Этот минерал приурочен к пористым рудным образованиям и локализуется преимущественно в пустотах и трещинах.

Пиролюзит легко устанавливается в полевых условиях по характерному для него стально-серому цвету, кристаллическому строению и металлическому блеску.

Под микроскопом выявляется неравномерная зернистость этого минерала. Наряду с тонкозернистыми агрегатами нередко по трещинкам и пустоткам возникают более крупнокристаллические агрегаты. Для кристаллов таких агрегатов характерны копьевидная или шестоватая форма, они нередко покрыты поперечной штриховкой. Размер кристаллических зерен измеряется тысячными, реже сотыми долями миллиметра.

В отраженном свете пиролюзит имеет более высокую отражательную способность, чем все окисные минералы марганца и железа, более крупнозернистые разности его характеризуются заметным двуотражением, сильной анизотропией в желтоватых тонах и отсутствием внутренних рефлексов.

Криптомелан и голландит зоны окисления можно наблюдать как на эрозионных срезах рудных тел, так и на значительной глубине, до которой проникали гипергенные процессы.

Эти минералы, образовавшиеся по метаморфизованным окисным марганцевым рудам, обычно характеризуются большой плотностью, имеют смолисто-черный цвет, раковистый излом и высокую твердость; блеск металлический, черта и порошок черные. В меньших количествах они образуют рыхлые массы, которые в отличие от рыхлых масс тодорокита имеют черный порошок и металлических блеск.

Под микроскопом минералы представляют собой криптокристаллическую массу, которая, как и первичные минералы этой группы, покрыта сетью контракционных трещин, но отличается отсутствием колломорфных текстур. Это, по-видимому, указывает на то, что они возникли при реакционном воздействии атмосферных вод на метаморфизованные окисные руды. Эти изоструктурные минералы были химически проанализированы и получены следующие результаты: SiO_2 – 1,09, Al_2O_3 – 1,50, Fe_2O_3 – 1,47, MnO – 6,27, MgO – 0,78, Na_2O – 0,65, K_2O – 4,27, H_2O – 0,40, H_2O^+ – 2.08, BaO – 1,23, CaO – 0,68, PbO – 0,27, ZnO – 0,15, MnO_2 – 79,17; сумма 100,00%.

В анализируемой пробе присутствует в небольшом количестве SiO_2 (1,09%), которая, судя по наблюдениям под микроскопом, может быть отнесена к кварцу и исключена из расчета. Оставшиеся элементы рассчитываются на структурную формулу, которая может быть представлена в следующем виде:

$$(K_{0,37}Na_{0,08}Ca_{0,1}Pb_{0,01}Ba_{0,06})_{0,62}(Mn_{0,72}Fe_{0,11}Mg_{0,16}Zn_{0,01})_{1,0} \times$$
$$\times(Mn_{7,49}Al_{0,19})_{7,78}O_{15,23}(OH)_{0,94}.$$

В результате пересчета видно, что основным минералом является криптомелан. В небольших количествах присутствуют голландит и коронадит. Обра-

щает также внимание достаточно высокое (1,50%) содержание Al_2O_3, что подтверждает присутствие в пробе алюмофорита.

Гематит является главным рудообразующим минералом железорудных концентраций на месторождении Ушкатын III. Он отмечается абсолютно во всех рудных горизонтах. Наиболее распространен в верхней рудной пачке, где в ассоциации с кремнистым веществом слагает пластовые тела гематитовых руд. В меньших количествах гематит отмечается на месторождении Ушкатын I, в северо-западной части. В юго-восточной части этого месторождения гематит устанавливается также в якобситовых рудах, в которых он либо слагает небольшие по мощности прослои, либо образует небольшие скопления и мелкие прожилки.

В пластовых гематитовых рудах гематит нередко находится в тонком срастании с кварцем или пигментирует его, образуя яшмы или бедные кремнистые гематитовые руды. Характерной особенностью этого минерала на описываемых месторождениях является его криптокристалличность. Лишь в редких случаях, на участках, сильно проработанных гидротермальными водами, происходила перекристаллизация с возникновением крупных пластинчатых кристаллов, образующих мономинеральные агрегаты, известные под названием гематитовой слюдки. Иногда он находится в ассоциации с магнетитом, где гематит имеет форму крупных пластинок и цементируется магнетитом; при этом нередко происходит значительное разъедание пластинок гематита. В процессе метаморфизма, имевшего место на описываемых месторождениях, гематит лишь на небольших участках подвергался изменениям с превращением его в магнетит. Основная масса гематита сохранилась без изменения. Особенно слабо метаморфизован гематит на месторождении Ушкатын III.

Небезынтересно отметить наблюдаемое в полированных шлифах тончайшее переслаивание прослоев гематита и магнетита. Мощность этих слойков измеряется десятыми и первыми единицами миллиметра. Нам представляется, что такого рода переслаивание является не следствием изменения физико-химических условий при отложении, а результатом послойного внедрения метаморфических растворов в кремнистые породы, заключающие в себе тончайшие прослои гематита.

В зоне окисления в результате проработки гипергенными процессами магнетитовых образований в небольших количествах возникли новообразования мартита. Это название, по-видимому, можно употребить в нашем случае условно, так как в действительности произошли не только окисление железа, но и перекристаллизация вещества с переходом его в новые кристаллические формы.

Барит в окисных марганцевых и железо-марганцевых рудах месторождений Ушкатынской группы присутствует в небольших количествах и находится в виде мелких прожилков и небольших скоплений. В то же время в сульфидных рудах этих месторождений этот минерал является основным. Нередко в тесной ассоциации с ним находятся галенит, сфалерит, халькопирит, пирит и другие сульфиды. Чаще барит встречается в мономинеральных крупнокристаллических агрегатах и в ассоциации с кальцитом. Как правило, барит является более поздним минералом как в марганцевых рудах, так и в наложенной сульфидной минерализации, и возникновение барита может быть связано с проявлением гидротермальной деятельности.

Черный кальцит наблюдается в виде послойных прожилков, мощность которых обычно не более 1–1,5 см. Он, как правило, крупнокристаллический, черный, со стеклянным блеском, размер зерен нередко достигает 5–7 мм в поперечнике. Проба из прожилка была химически проанализирована и было установлено, что она содержит:

SiO_2 – 6,51, Al_2O_3 – 0,24, Fe_2O_3 – 0,32, MnO – 11,78,
MgO – 2,00, CaO – 25,11, Na_2O – 0,10, K_2O – 0,48, H_2O – 0,10,
H_2O^+ – 0,94, MnO_2 – 31,80, SrO + BaO – 0,26; ZnO – 0,06, CO_2 – 20,62;

сумма 100,32%. По данным химического анализа, этот прожилок является смесью кальцита и окислов марганца, однако какими минералами представлены окислы марганца пока не ясно, и, следовательно, эти данные не могут быть пересчитаны на структурную формулу. Тем не менее следует отметить достаточно высокие содержания марганца – 11,78% MnO и 31,80% MnO_2, которые пигментируют кальцит, окрашивая его в черный цвет.

Черный кальцит обнаружен в керне буровой скважины на глубине 140 м и, судя по соотношению с вмещающими рудами, этот минерал является продуктом метаморфизма. Он образовался близко-одновременно с браунитом и гаусманитом, слагающими кальцит-браунитовую и кальцит-гаусманитовую ассоциации. На первичную природу возникновения черного кальцита указывал ранее также Парк [36], которому удалось проследить переход черного кальцита, с одной стороны, в белые известняки, с другой – почти в чистые осадочные марганцевые окислы на месторождении Халиско, Мексика.

О МЕТАМОРФИЗМЕ МАРГАНЦЕВЫХ, ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ И ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Все известные девонские и более древние марганцевые и железо-марганцевые месторождения Советского Союза (Центральный Казахстан, Южный Урал и районы Дальнего Востока) в ходе своего формирования претерпели те или иные изменения, связанные с метаморфизмом, более поздней гидротермальной деятельностью и процессами выветривания. Эти изменения лучше всего прослеживаются на марганцевых и железо-марганцевых месторождениях Атасуйского рудного района в пределах Ушкатынской, Жайремской, Каражальской групп месторождений. Однако и здесь на разных объектах эти изменения проявились явно не одинаково, что может быть объяснено, как нам представляется, различным составом первичных рудных накоплений и вмещающих пород, а также различными тектоническими воздействиями и интенсивностью тех или других процессов, участвовавших в формировании месторождений.

Вследствие указанных причин различными оказалась сохранность минерального состава, текстуры и структуры первичных рудных накоплений. О первичном составе руд метаморфизованных месторождений обычно судят по косвенным признакам и главным образом по реликтовым текстурам, особенно колломорфным, которые являются характерными для гидроокислов марганца. Месторождения Ушкатынской группы являются пока

единственными на территории Советского Союза, где сохранились не только текстуры и структуры, присущие первичным накоплениям, но и сами эти накопления в их первозданном состоянии. Причиной сохранения отдельных участков и неполного изменения рудных концентраций при последующих процессах, имевших региональный характер, в частности, таких, как метаморфизм, по нашему мнению, явилось блоковое строение рудных полей, где при тектонических преобразованиях некоторые блоки не испытывали сильных динамических давлений, которые могли бы привести к изменениям минерального состава.

Проведенные исследования минерального состава парагенетических ассоциаций руд и их возрастных соотношений позволяют установить некоторую последовательность в минералообразовании и в формировании месторождений в целом.

Образование месторождений началось с процесса седиментации рудного вещества в морском водоеме, главным образом в виде гидроокисных марганцевых соединений, которые в ходе диагенеза были частично перераспределены. Эти преобразования сопровождались перекристаллизацией и обезвоживанием. При этом были образованы безводные окислы марганца – минералы со структурой типа голландита. Они, судя по сохранившимся реликтам колломорфных текстур, прошли гелевую стадию в ходе диагенеза и литификации рудных осадков. Исследования под микроскопом в отраженном свете при скрещенных николях показывают, что агрегаты первичных рудных накоплений имеют тонкоигольчатое до волокнистого строение.

Переходя к процессам метаморфизма, необходимо отметить, что вряд ли есть в Центральном Казахстане марганцевые и железо-марганцевые месторождения, где имел бы место только один вид метаморфизма. Нет сомнения, что данный район претерпел не менее двух видов метаморфизма: региональный и контактовый.

Региональному метаморфизму подверглись породы, накопившиеся на древнем каледонском фундаменте, сложенные преимущественно морскими осадочными и в меньшей степени терригенно-осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями девона и нижнего карбона, которые претерпели герцинскую складчатость. В результате отмеченные породы были собраны в складки. При этом необходимо отметить специфику складчатости в этом районе, заключающуюся в сопровождении ее блоковыми подвижками, главным образом в вертикальном направлении. К складкам III порядка и были приурочены месторождения Ушкатын III и Ушкатын I, ряду которых также претерпели воздействие этой складчатости, которая сопровождалась метаморфизмом и активной гидротермальной деятельностью.

Кроме того, на некоторых месторождениях Атасуйского рудного района, в частности на Каражальских, были выявлены последевонские магматические тела, интрудировавшие рудные толщи. На контакте с этими телами и близ них в тектонически нарушенных участках возникли контактово-метасоматические зоны. На месторождениях Ушкатын III и Ушкатын I непосредственного контакта рудных тел с интрузивными породами не выявлено, однако имеются зоны дробления, в которых руды оказались в значительной степени проработаны метаморфическими и гидротермальными растворами с образованием окислов и силикатов марганца. Разграничить эти виды мета-

морфизма, прошедшие на месторождениях, весьма и весьма затруднительно.

Процессы метаморфизма протекали в таких физико-химических условиях, при которых шло восстановление частично марганца и несколько в меньшей степени железа. С повышением давления и температур, которые возникали под воздействием динамических усилий, изменились термодинамические условия, что повлекло за собой существенное изменение минерального состава руд и вмещающих пород. Происходила перекристаллизация рудного вещества на месте с образованием браунитовых, гаусманитовых, якобситовых и в меньших количествах, магнетитовых руд. В отдельных случаях возникали новообразования другого рода. Формирование их связано с метаморфическими растворами, которые переносили рудные элементы на некоторые расстояния. При благоприятных физико-химических условиях последние переходили в твердое состояние, нередко выполняя тектонические трещины и отдельные пустоты.

Образование браунитовых и гаусманитовых руд прошло главным образом по первичным криптомелановым накоплениям. Доказательством этого являются хорошо сохранившиеся реликты небольших участков агрегатов криптомелана в браунитовых рудах (табл. III, *в*), наличие псевдоморфоз браунита по игольчатым образованиям первичных минералов группы криптомелана (табл. IV, *а*) и реликты метаколлоидных текстур в браунитовых рудах (табл. IV, *б*). Не менее определенно указывают на возникновение метаморфических образований по первичным накоплениям также реликты колломорфных текстур, наблюдаемые в гаусманите (табл. IV, *в*). Здесь отчетливо видно, что гаусманитовые агрегаты обладают крупной кристаллличностью. При этом наблюдается пересечение зонок колломорфных выделений кристалликами гаусманита, что однозначно подтверждает принадлежность этих текстурных контуров к более ранним образованиям, которые при метаморфизме были полностью перекристаллизованы.

Там где гаусманит возникал путем непосредственного замещения браунита, высвободившийся кремний нередко образовывал кварц в виде реакционной каймы вокруг агрегатов браунита. С этими процессами, по-видимому, можно связать спорадически рассеянные небольшие скопления кварца, которые по мере перемещения реакционной зоны оставались в агрегатах гаусманита. В то же время часть кремния могла переноситься на некоторое расстояние и при благоприятных условиях вступать в химическое взаимодействие с двухвалентным марганцем с образованием силикатов марганца в форме мелких прожилков и скоплений. Реже гаусманит находится в виде небольших скоплений или разрозненных зерен, образующих своеобразную цепочку по трещинкам среди агрегатов браунита. И тогда для его зерен характерны изометричная или слабо удлиненная форма, а некоторые зерна имеют двойниковое строение.

Под микроскопом отмечается любопытное явление, заключающееся в том, что на контакте агрегатов гаусманита с браунитом, где в тех или иных количествах образуется реакционный кварц, нередко наблюдается и зонка карбоната. Карбонат находится в тесном срастании с гаусманитом и полностью отсутствует в агрегатах браунита. Природа возникновения карбоната остается не ясной. Весьма вероятно, что карбонат является более поздним и развивался на границе двух минералов, куда поступали метамор-

фические или гидротермальные растворы, при этом происходило замещение только агрегатов гаусманита. Иногда в агрегатах гаусманита отчетливо прослеживается реликтовая спайность в двух направлениях под углом 68°, присущая карбонату, что позволяет судить о том, что часть гаусманита образовывалась также путем метасоматического замещения карбоната, по всей вероятности кальцита. В других случаях гаусманит возникал при термометаморфизме карбоната марганца, в условиях которого, по-видимому, происходила диссоциация карбоната и окисление части Mn^{2+} до Mn^{4+}, приведшие к образованию гаусманита.

Под микроскопом в некоторым шлифах браунитовых руд устанавливается также гаусманит около силикатных и карбонатных марганцевых прожилков. При этом на контакте с силикатными прожилками он находится в крупнокристаллических агрегатах, а в соседстве с карбонатными – в мелкозернистых агрегатах. Судя по минеральному составу прожилков, образование их, равно как и гаусманитовых участков, может быть обусловлено разновременными и разными по химическому составу гидротермальными растворами.

Процессы метаморфизма протекали довольно длительное время, что устанавливается по взаимоотношениям метасоматических прожилков в рудах и вмещающих их породах. Так, в гаусманитовых рудах наблюдаются прожилки кальцита, разные по возрасту: одни прожилки образовались до перекристаллизации первичных рудных накоплений и возникновения гаусманита, другие – позднее появлений его. Отмечается также, что иногда первыми образовывались кальцитовые прожилки, а позднее – прожилки силикатов марганца.

В метаморфизованных рудах месторождений Ушкатынской группы широко развиты зеркала скольжения, которые появились в результате пострудных тектонических подвижек. Яшмы и реже гематитовые руды были разбиты на отдельные небольшие блоки, в то время как прослои марганцевых окисных руд оказались разлинзованы и растащены.

Изучая взаимоотношения минеральных ассоциаций, образованных процессами метаморфизма, можно наметить определенную последовательность в их образовании. На ранней стадии метаморфизма был образован браунит. Он характеризуется мелкой зернистостью, изометричными формами зерен или кристаллов и значительным содержанием кремния. Браунит этой стадии ассоциирует главным образом с карбонатными минералами.

Позднее, при повышении температуры и давления появляется гаусманит. По-видимому, более высокие температуры увеличили активность метаморфических растворов. В результате гаусманит возникает при замещении не только браунита, но и марганецсодержащих карбонатов. Кроме того, этот минерал часто образует послойные и секущие прожилки либо мономинеральные по составу, либо в ассоциации с карбонатами и силикатами марганца. Этот этап характеризуется возникновением безкремнистого окисла марганца крупнокристаллических агрегатов гаусманита, а высвободившийся кремний, взаимодействуя с Mn^{2+}, переходит в твердую фазу в виде силикатов марганца: наиболее широкое развитие они получили в браунит-гаусманитовых и гаусманитовых рудах (табл. IV, *г*).

В железорудных накоплениях процессы метаморфизма были проявлены значительно слабее. С ними связывается образование в гематитовых рудах

небольших скоплений магнетита. При просмотре полированных шлифов под микроскопом довольно редко наблюдаются участки с начальной стадией замещения гематита магнетитом, что имеет место главным образом около секущих трещинок, вдоль которых по обе стороны возникали новообразования магнетита, уходящие от трещинки по плоскостям наслоения на небольшие расстояния, образуя своеобразные скопления с зубцеобразными контурами. Метаморфический магнетит нередко ассоциирует с хлоритом, стильпномеланом и кварцем. Иногда устанавливается в шлифах также начальная стадия замещения магнетитом агрегатов карбоната, содержащего железо (табл. IV, *д*). Значительно чаще наблюдаются участки с замещением марганец- и железосодержащих карбонатов якобситом. В других случаях он образуется реакционно на границе гематита и окисных марганецсодержащих карбонатных образований.

В яшмах иногда проходила перекристаллизация кремнистого вещества с образованием относительно чистых кристаллов кварца и отгоном железа за пределы этих кристаллов в твердую фазу, при этом в межзерновых пространствах образовывались мелкие чешуйчатые агрегаты гематита.

Позднее на стадии регрессивного метаморфизма по браунитовым рудам в незначительном количестве развивается водный окисел марганца – манганит. Он образовывался как при замещении агрегатов браунита, так и путем отложения его в трещинках растяжения из метаморфических растворов (табл. IV, *е*).

Процессы гидротермальной деятельности в марганцевых и железо-марганцевых рудных залежах прошли значительно слабее. Они проявились главным образом в образовании прожилков по мелким трещинкам. К гидротермальным прожилкам мы относим образования, содержащие в повышенных количествах один из таких элементов, как F, Cl, B и также Pb и Zn, которые во вмещающих эти прожилки рудах отсутствуют или находятся в кларковых количествах. К гидротермальным прожилкам из окисных можно отнести прослойные прожилки коронадита, некоторые разновидности гаусманита и якобсита, из силикатов марганца – фриделит, гранат и др., из карбонатов – цинксодержащие родохрозитовые прожилки.

Гидротермальная деятельность прошла достаточно активно в восточных бортах антиклинали III порядка, к которым приурочены Ушкатын III и Ушкатын I. В результате гидротермальной деятельности возникла интенсивная сульфидная минерализация. Эта минерализация была проявлена на описываемых месторождениях локально, однако оруденению подвергся достаточно большой интервал, значительно превышающий по диапазону красноцветную толщу, заключающую в себе железные и марганцевые рудные тела, но локализуются сульфидные руды главным образом в серых органогенно-детритовых известняках.

При образовании сульфидных руд в красных рифогенных известняках наблюдается изменение окраски этих известняков до светло-серой и даже полного обесцвечивания; особенно ясно выражено обесцвечивание в приконтактовых зонах с галенитовыми прожилками.

О ГЕНЕЗИСЕ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ УШКАТЫНСКОЙ ГРУППЫ

С первых лет разведки генезис железо-марганцевых рудных накоплений привлекал внимание как исследователей, так и разведчиков и был предметом ожесточенных споров. За сравнительно короткий (15 лет) отрезок времени, когда велась разведка этих месторождений, было высказано по меньшей мере пять точек зрения на природу образования этих месторождений.

На раннем этапе разведки железо-марганцевых месторождений Центрального Казахстана геологи, проводившие интенсивное изучение тех или иных геологических объектов этого района – И.Г.Николаев [16], М.П.Русаков и К.И.Сатпаев [22], Н.Г.Кассин [8], Н.С.Салов и др., касаясь генезиса железо-марганцевых руд, указывали на гидротермальное происхождение этих руд.

Весьма интересная и совершенно необычная для того времени точка зрения на генезис железо-марганцевого месторождения Шоинтас, которое является прототипом всех железо-марганцевых месторождений Атасуйского рудного района, была высказана Н.А.Штрейсом [32]. Согласно Н.А.Штрейсу, источником металлов явились гидротермальные растворы, а отложение шло в морском водоеме осадочным путем. Таким образом, этот автор относил изученное им месторождение к вулканогенно-осадочному типу. Эта точка зрения не сразу была воспринята геологами, занимавшимися исследованиями железо-марганцевых месторождений в районах Центрального Казахстана.

Несколько позднее, но задолго до открытия промышленных сульфидных свинцово-цинково-баритовых руд в этом районе, были высказаны новые представления об осадочном генезисе атасуйских месторождений. Основанием для разработки этих представлений послужили данные, полученные при разведке железо-марганцевых месторождений, приуроченных к морским кремнисто-карбонатным породам позднего девона, которые велись особенно интенсивно в связи с началом Великой Отечественной войны, вызвавшей острейшую необходимость в обеспечении марганцевыми рудами металлургических заводов Урала и Западной Сибири, которые перешли на выпуск военной техники. В разведочных работах активное участие принимали известные геологи тогдашнего ЦКГУ – И.М.Дюгаев, С.И.Чайкин, Г.С.Момджи, В.И.Кавун. В военные годы центральноказахстанские марганцевые и железо-марганцевые месторождения посетил и детально ознакомился с ними А.Г.Батехтин. Все упомянутые геологи отнесли атасуйские месторождения к классическим осадочным, позднее метаморфизованным. Источником металлов эти исследователи считали древний континент. А образование выявленной к тому времени сульфидной минерализации на месторождениях Бес-Тюбе и Каражал связывалось этими геологами с гидротермальной деятельностью.

Кроме того, некоторыми геологами были высказаны и другие гипотезы о происхождении Mn и Fe-Mn руд атасуйских месторождений. Однако они не подкреплялись фактическим материалом и были оставлены. Таким образом, две гипотезы – осадочная и гидротермальная оказались более живучими и получили право на существование. Ими и руководствовались более десятка лет геологии при проведении в этом регионе поисков и разведки. Однако при более детальном изучении этих комплексных месторождений к на-

чалу 50-х годов были получены новые данные, которые позволили ряду геологов Е.А.Соколовой [26, 27], Г.А.Островской [18], Д.Г.Сапожникову [23], И.П.Новохатскому [17] и др. возродить гипотезу о вулканогенно-осадочном генезисе и по-новому подойти к объяснению их образования. Однако более полное обоснование эта гипотеза получила только после открытия ряда железо-марганцевых и свинцово-цинково-баритовых месторождений в западной части Джаильминской мульды, где во вмещающих породах были встречены в ощутимых количествах вулканогенные, преимущественно эффузивные образования. Этот факт и послужил доказательством правоты этой гипотезы.

Наиболее полно обосновал эту точку зрения Г.Н.Щерба [33]. Согласно этому автору, в верхнедевонском морском бассейне происходило накопление вулканогенно-осадочных пород. В их состав входили известняки, доломиты, аргиллиты, туфы, туффиты, которые прорывались силлами и дайками диабаз-андезитового и трахидацит-липаритового состава. По мнению В.В.Калинина, бо́льшая часть магматических образований, относимых ранее к силлам и дайкам, в действительности являются эффузивными образованиями. Г.Н.Щерба, прекрасно знающий свинцово-цинковые месторождения Алтая, Южного Казахстана, и детально изучивший геологию Центрального Казахстана, пространственное размещение месторождений, источники оруденения и время возникновения железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд, пришел к заключению, что руды Центрального Казахстана представляют собой особый тип, для которого именно он и предложил название, получившее затем право на существование — атасуйский тип. Под месторождениями атасуйского типа Г.Н.Щерба предлагает понимать линзы и пластообразные скопления железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд в переслаивающихся аргиллито-кремнисто-известковых пачках, часто с наложенным гидротермально-метасоматическим Zn-Pb баритовым оруденением.

М.М.Каюпова [9] провела большие минералогические исследования марганцевых и железных руд, детально изучила литологию вмещающих пород на месторождениях, расположенных в западной части Атасуйского района, в том числе месторождений Ушкатынского рудного поля. Это позволило ей выделить рудные фации, характеризующие основные минералого-геохимические особенности образования железных и марганцевых руд и обосновать ранее высказанную точку зрения о сингенетичном с вмещающими породами характере образования пластовых залежей руд железа и марганца и об их связи с подводной гидротермальной деятельностью. Седиментационные рудные накопления в ходе формирования месторождений позднее претерпели метаморфические изменения.

Сульфидную минерализацию, давшую промышленные концентрации сульфидов свинца и цинка, М.М.Каюпова связывает со вторым гидротермально-метасоматическим этапом. Источником рудных компонентов обоих этапов служили глубинные магматические очаги.

В настоящее время Е.И.Бузмаков с соавторами [5] считают, что формирование месторождений происходило в три этапа.

1. Седиментный, в котором одновременно с терригенно-карбонатным осадконакоплением в прибрежно-мелководных условиях фаменского моря образовались руды железа и марганца и, возможно, произошла слабая свинцовая минерализация.

2. Гидротермально-метасоматический, в результате которого возникли полиметаллические руды и произошла некоторая проработка первичных руд железа и марганца.

3. Гипергенный. В коре выветривания одновременно с выщелачиванием карбонатов протекали процессы окисления и преобразования браунит-гаусманитовых руд в пиролюзит-псиломелановые, а галенитовых – в пироморфит-церусситовые.

В.Г. Ли, Н.М. Митряева и И.В. Покровская [12] месторождения Ушкатынской группы также относят к полигенным образованиям, сформировавшимся в три этапа. Возникновение железо-марганцевых накоплений и части сульфидов цинка и свинца они связывают с вулканогенно-осадочными процессами. Основная же часть цинково-свинцовых руд, по их представлениям, своим происхождением обязана гидротермальным процессам. При этом эти авторы высказывают мнение, что часть метасоматических и жильных руд была сформирована за счет переработки руд первого этапа. Они указывают также, что оруденение на всех этапах имело единый источник. В пользу этого постулата они приводят.

1. Пространственное совмещение разновременных рудных образований, причиной чего является сохранение единых путей движения гидротермальных растворов в течение всего периода рудообразования.

2. Данные изотопного анализа свинца [28].

3. Совпадение конфокусов зональности, установленное для железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд [21].

Авторы указывают на несколько источников серы: глубинный, морской и бактериальный.

Несколько источников серы: глубинные, морские сульфаты и бактериальные.

Эти авторы также отмечают, что совокупность геологических, минералогических и геохимических данных свидетельствует о длительном и достаточно сложном периоде формирования месторождений. Он начался осадконакоплением верхнефаменских отложений и завершился складчатостью, связанной с герцинским орогенезом. Затем наступил период интенсивного выветривания, приведший к образованию мощной зоны окисления.

Н.С. Скрипченко провел классификацию стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литолого-фациальной основе. Осадочные рудоносные среды им разделены на пять разновидностей: 1) глинистая, 2) глинисто-карбонатная, 3) карбонатная слоистая, 4) карбонатная структур растворения и 5) карбонатная рифовая. Месторождения Ушкатынской группы по этой классификации отнесены к карбонатной рифовой. Они ассоциируют с двумя основными литотипами рифогенных карбонатных толщ – пористыми строматолитовыми постройками с ленточными телами внутри и околорифовыми брекчиями. Н.С. Скрипченко, подобно ряду исследователей, описываемые стратиморфные месторождения Ушкатынской группы рассматривает как полигенные, сочитающие гидротермально-осадочные и эпигенетические минеральные образования. Однако последние он считал регенерационными образованиями. Источник железо-марганцевых и свинцово-баритовых руд подкоровый [24].

Другую точку зрения высказал В.М. Попов [19], который рассматривал генетическую связь стратиформных месторождений с осадкообразованием

флишоидных толщ. Этим автором особое внимание уделяется преимущественной приуроченности наиболее богатого оруденения к пачкам частого и тонкого переслаивания различных по составу пород, образующих гетерогенный тип разрезов, что является, по его мнению, важной общей закономерностью, вытекающей из флишоидной природы рудовмещающих пород и сингенетичного оруденения. А гидротермально-метасоматическая стадия рудообразования, выделяемая большим числом исследователей, В.И. Поповым рассматривается как поздняя генетическая стадия рудоотложения, представляющая собой разновременный продукт переотложения и перераспределения все того же сингенетичного рудного вещества пластовых стратифицированных залежей. Следует подчеркнуть, что в формировании стратиформных месторождений этот автор придает большое значение постседиментационным процессам: метаморфизму, тектогенезу и контактовому воздействию интрузивов, а также позднейшим экзогенным процессам, связанным с циркуляцией подземных вод и карстообразованием.

Ф.В. Чухров [30] при изучении вопроса о роли вадозных растворов в рудообразовании, провел серию исследований изотопов серы из сульфидов свинца, цинка и железа месторождений Жайремской группы, которые дали значительный разброс $\delta^{34}S$ с преобладанием положительных значений. Сера барита по изотопному составу оказалась близкой к сере морского сульфата. Кроме того, были проведены определения изотопов серы пирита и барита из железо-марганцевых месторождений того же района и выявлена ее биогенная природа. Этот автор приходит к выводу, что образование железо-марганцевых и свинцово-цинково-баритовых руд обусловлено выносом нагретыми водами рудных элементов из пород фундамента, и относит их к термально-осадочным месторождениям.

В.И. Смирнов [25], рассматривая фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений, указывает, что многие месторождения формировались в течение весьма и весьма продолжительного времени, десятков и даже сотен миллионов лет. При этом процессы – рудообразования начинались с сингенетичного осаждения рудного вещества, сменявшегося на позднем этапе накоплением эпигенетических гидротермальных руд. По мнению этого автора, особенностями стратиформных месторождений обычно являются полихронность и полигенность в их образовании. Разбирая соотношение профилирующих элементов в стратиформных месторождениях, он обращает внимание на то, что изменение соотношений профилирующих элементов во времени для разных месторождений различно, но общий набор элементов устойчив. Стратиформное рудообразование, как правило, не нарушается появлением чуждых им металлов.

Руды месторождений Ушкатынской группы, равно как и месторождений Жайремской группы и некоторых других месторождений Атасуйского рудного района, справедливо относят к полигенным и полихронным образованиям. Все они являются комплексными, и формирование их происходило под воздействием разных процессов. Своим появлением эти месторождения обязаны главным образом двум процессам – вулканогенно-осадочному, с которым связывается образование преимущественно железо-марганцевых руд, и гидротермальному. Гидротермальный процесс явился причиной возникновения свинцовых, свинцово-цинково-баритовых и медно-свинцово-баритовых руд на месторождениях как Ушкатынской

группы, так и на других месторождениях Атасуйского рудного района.

Кроме того, на ряде месторождений Ушкатынской и, особенно, Жайремской групп основному рудообразованию, с которым связаны главные концентрации промышленных железных и марганцевых руд, предшествовало слабое сульфидное оруденение, относимое рядом авторов к первой (седиментной) стадии. Оно наблюдается в углисто-глинисто-кремнисто-известковых породах и проявлено в ритмичном чередовании пиритсодержащих кремнистых прослоев с карбонатными и в меньшей степени галенитсодержащими карбонатными прослоями.

Образование этих весьма своеобразных рудных накоплений также являлось довольно сложным, и в их формировании участвовали, по всей вероятности, разные процессы. В настоящее время на основании сделанных нами наблюдений не представляется возможным утверждать их одновременное происхождение.

Сульфиды железа, судя по положению их в разрезе, можно рассматривать в качестве сингенетичных образований с вмещающими породами. Их накопление происходило в иловых застойных сероводородных водах с возможным участием бактерий. Что касается сульфидов цинка и свинца, которые ритмично переслаиваются, а иногда и находятся в тех же прослоях, что и сульфиды железа в углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных породах, залегающих в верхней части нижнего фамена, то пока данные, указывающие на их образование, противоречивы. С одной стороны, строгая приуроченность сульфидов цинка и свинца к определенным стратиграфическим горизонтам, широкое их распространение по площади и соотношение с пиритом, а также отсутствие барита в ассоциации с этими минералами – все это позволяет отнести их к сингенетичным образованиям, с другой – возникновение сульфидов цинка и свинца логичнее объяснять внедрением или просачиванием гидротермальных растворов, несущих цинк и свинец, возможно и серу, в карбонатные прослои этих ритмитов, в которых и произошла разгрузка с образованием сульфидов цинка и свинца. Трудно понять, почему сульфиды железа, цинка и свинца пространственно разделены. Особенно непонятны соотношения этих сульфидов, поскольку цинк и свинец имеют бо́льшее сродство с серой, чем железо. Следовательно, они должны раньше перейти в твердую фазу. Здесь же наблюдается более раннее выпадение сульфидов железа. Однозначных результатов пока не дает ни изучение изотопов свинца, ни изучение изотопов серы. К тому же, наблюдаемая перемежаемость сульфидов железа и сульфидов цинка и свинца может быть объяснена лишь пульсацией рудных растворов, которые поставляли бы то железо, то цинк и свинец, что также трудно себе представить. Таким образом, пока точного доказательства сингенетичности сульфидов свинца и цинка с вмещающими породами в этом горизонте нет. И мы на сегодня не имеем достаточно данных, позволяющих исключить представления, согласно которым сульфидная минерализация явилась продуктом исключительно гидротермальной деятельности, проявившейся во второй этап – рудообразования. А углисто-глинисто-кременисто-кальцитовый горизонт, будучи обогащен органическим материалом, явился как бы ловушкой цинка и свинца, которые поставлялись восходящими гидротермальными растворами в более позднее время. Все это побудило

нас считать пиритизированные ритмиты дорудными образованиями, возникшими в специфических физико-химических условиях.

С первым этапом рудообразования связано возникновение главных типов окисных железных и марганцевых накоплений. При этом переход рудных компонентов в твердую фазу осуществлялся одновременно или сингенетично с накоплением осадков, послуживших вмещающими породами для данных руд. Своим появлением этот этап рудообразования обязан вадозным растворам. В результате возникли крупные концентрации железа и марганца, которые интенсивно накапливались на дне морского водоема относительно длительное геологическое время. Это в известной мере подтверждается строением рудной толщи, которая имеет значительную мощность и многочленное деление. Она отчетливо делится на две пачки, а последние в свою очередь подразделяются на более мелкие структурные единицы – пласты или рудные горизонты. Все это служит указанием, что период рудонакопления был длительным и носил пульсационный характер. При этом поступления рудных растворов в водный бассейн или продолжительность импульса и интервалы времени между импульсами были явно не одинаковыми. К тому же растворы, которые поставлялись импульсами, несли разное число рудных компонентов. В одних случаях, они были многокомпонентны, в других – трех-, двух- и даже монокомпонентны.

Следует также обратить внимание, во-первых, на то, что в позднедевонское время происходила нормальная садка безрудных известковистых и кремнисто-известковистых илов, которые литифицируясь превращались в красноцветные узловато-слоистые, волнисто-слоистые и прямо-слоистые кремнисто-карбонатные известняки. Во-вторых, садка карбонатных и кремнисто-карбонатных образований сопровождалась изредка отложениями туфового материала и импульсами рудных растворов, поставлявшие периодически рудные компоненты в морской бассейн, что указывает на активизацию вулканического процесса. В-третьих, происходило накопление органогенно-детритовых известняков. Изменение состава осадка может быть объяснено погружением участков дна водного бассейна, на котором происходила садка известковых илов и рудного вещества. В-четвертых, во время перерыва в хемогенном породообразовании шло накопление обломочного материала – алевролитов и гравелитов, т. е. происходили воздымание данного участка и обмеление водоема. Кроме того, на месторождении Ушкатын III и Ушкатын I были такие временные интервалы, в которых происходило накопление относительно мощных пластов эффузивных образований.

Прерывистостью рудонакоплении, возникшеи в результате различных причин, и можно объяснить нарушение последовательности отложения рудного вещества: то рудный горизонт начинал образовываться с накопления осадков железа и заканчивался марганцевыми, то наоборот. Тем не менее наблюдаются рудные тела только марганцевые или только железные; при этом физико-химические условия существенно не менялись на всем протяжении формирования рудной толщи. В этом случае, по-видимому, в нарушении последовательности отложения рудных накоплений некоторую роль играли изменения направлений и скорости течений рудных растворов, связанные с тектоническими движениями. Рудные растворы, которые были причиной первичных железных и марганцевых рудных накоплений,

не несли ионов серы, а присутствующие в этих растворах в очень небольших количествах свинец, цинк, барий и калий переходили в осадок вместе с марганцем, образуя сложные гидроокисные соединения. Эти соединения при диагенезе перекристаллизовывались с образованием минералов группы криптомелана. Именно одновременное поступление этих компонентов в восходящих растворах и подтверждается в нашем случае возникновением, хотя и в небольших количествах, сложных свинец- и барий содержащих окислов марганца, накопление которых происходило в хорошо аэрируемом морском водоеме. Уместно отметить, что при седиментационном накоплении рудных концентраций не было условий для перехода в твердую фазу марганца в форме сульфидов.

Наличие термальных вод, несущих одновременно железо, марганец, свинец, цинк, медь и другие компоненты, не является исключением. Они известны в ряде районов мира: в современных фумаролах на дне Красного моря, Срединного хребта Атлантического океана и в глубоководных частях устья Калифорнийского залива.

Из древних захороненных образований можно привести в качестве примера месторождения Джездинской группы, где термальные растворы поставляли в места рузгрузки одновременно Pb, Ba, K, Mn, Fe. Любопытно, что на месторождениях Джездинской группы, в отличие от Ушкатынского рудного поля, эти элементы выносились при явном дефиците серы на всех этапах рудообразования.

Позднее железные и марганцевые рудные накопления, в которых прошли диагенетические процессы, равно как вмещающие и перекрывающие их кремнисто-карбонатные породы верхнедевонского и нижнекарбонового возраста, были подвергнуты динамическим воздействиям, что привело к складкообразованию, возникновению разрывных нарушений разных масштабов и к образованию зон дробления. Это время характеризовалось также внедрением магм. В результате всех этих процессов руды и вмещающие их породы претерпели различного вида метаморфизм.

Именно в стадию метаморфизма происходила перекристаллизация с образованием таких минералов, как браунит, гаусманит и в меньшей степени якобсит. По гематиту местами образовывались мелкокристаллические агрегаты магнетита. Появившиеся при этом трещинки в пластообразных марганцевых рудных телах выполнялись главным образом силикатами и в меньшей степени карбонатами марганца. Кроме того, в железных рудах и особенно в яшмовых породах, которые в нашем случае тесно ассоциирует с железными рудами, нередко возникали прожилки кварца и кальцита.

Подготовленная активной тектонической деятельностью обстановка была использована новым импульсом рудных растворов, но уже другой специализации. Здесь рудные растворы, по-видимому, явились дериватами магмы. Восходящие кислые растворы несли главным образом Pb, Ba, SO_4^{-2}, H_2S и другие компоненты и, достигнув верхнедевонских известняков вступали в активное реакционное взаимодействие, интенсивно выщелачивали карбонат, и во вновь образовавшихся при этом полостях происходила разгрузка гидротермальных растворов. В твердую фазу вынесенные из глубин Pb, Zn, Ba, S и другие компоненты переходили в виде сульфатов бария, сульфидов свинца и в значительно меньших количествах цинка, которые и образовали тесную парагенетическую ассоциацию. Агрессивные

кислые растворы постепенно в карбонатной обстановке нейтрализовывались и входили в равновесие с вмещающими породами, а затем и становились слабощелочными, а накопившиеся в них CO_2 и Са переходили снова в твердое состояние, образовывая жилки крупнокристаллического кальцита разной мощности. В этих жильных образованиях нередко кальцит находится в тесной парагенетической ассоциации с галенитом. Иногда возникают прожилки мономинерального кальцита. На более поздней стадии этого этапа гидротермальными растворами выносилась также медь. Таким образом, второй этап рудообразования был проявлен после имевшей место деформации и складкообразования, а рудонакопление, связанное с этим этапом, проходило уже в литифицированных горизонтах.

Особенностью рудных растворов второго этапа было то, что они несли большие массы свинца, цинка, бария, меди в меньшей степени других компонентов и были совершенно стерильны в отношении марганца. С этим же этапом рудообразования, по-видимому, можно связывать некоторые изменения, произошедшие в метаморфизованных марганцевых окислах. Нет сомнения, что гидротермальные растворы циркулировали также в железных и марганцевых залежах и входили с ними в реакционное взаимодействие, образуя сложные соединения: свинец- и цинксодержащий гаусманит, цинксодержащий якобсит. На некоторых участках присутствует реакционный коронадит. Отмечается повышенное содержание цинка в ряде силикатов марганца и в родохрозите.

Источники рудного вещества. Судя по условиям залегания, минеральному составу, текстурно-структурным особенностям руд и соотношению минеральных парагенетических ассоциаций, представляется возможным утверждать, что источники железа, с одной стороны, и свинца и цинка – с другой, образующие сульфиды в углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных породах, известных под названием ритмитов, были различны. Образование сульфидов железа проходило сингенетично с вмещающими породами; железо, по всей вероятности, поступало с континента, достигало западин в прибрежных участках моря с застойными сероводородными водами, вступало в реакционное взаимодействие и переходило в твердую фазу в виде сульфидов железа. Природа свинца и цинка, находящихся в углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных породах, остается не ясной. Не исключается, что они своим появлением обязаны гидротермальным процессам. Если бы термальные растворы, поставлявшие одновременно железо, свинец и цинк, при выходе на дно морского водоема попали в восстановительные условия, то могли бы возникать комплексные соединения или эти элементы переходили бы в твердую фазу в такой последовательности: сначала переходили бы в твердую фазу свинец и цинк в виде сульфидов как элементы, более родственные с серой, а затем уже переходило бы железо. В нашем же случае сульфиды железа являются более ранними. При этом не исключается, что в образовании сульфидов железа участвовали в качестве посредников микроорганизмы. В то же время образование железа и марганца в промышленных концентрациях, и образование сопутствующих железу и марганцу небольших количеств цинка и свинца обусловлено глубинными процессами, которые разогревали локальные вышележащие участки земной коры и активизировали коровые воды. Эти горячие воды интенсивно выщелачивали рудные компоненты и выносили их в морские

водоемы, где и происходило смешение вадозных вод с морскими водами, что приводило к разргузке их с образованием гидроокисных соединений железа и марганца на дне морских водоемов. Вынос рудных компонентов был прерывистым – импульсационным, а причиной этого явилась активная тектоническая деятельность. В результате рудонакопление было периодическим. Отложение рудных горизонтов начиналось то с одного, то с другого компонента. При этом образование руд проходило в окислительной обстановке с сильным дефицитом серы.

Второй этап рудообразования характеризовался активной гидротермальной деятельностью. Возникшие гидротермальные растворы (при дифференциации магмы) устремлялись к поверхности и выносили большие массы свинца, цинка, меди, бария и других сопутствующих им компонентов. Особенностями растворов явились насыщенность их серой и отсутствие в них марганца.

Формы переноса. Судя по составу современных гидротермальных вод, марганец является более растворимым в сульфатных гидротермальных водах, чем в бикарбонатных, причиной чего и является отсутствие марганца в твердой фазе в виде сульфатов. Очень редко марганец образует сульфиды – алабандин и гауерит. Образование сульфидов происходит в очень специфической обстановке при воздействии сернистых, возможно сульфатных горячих источников на марганцевые отложения. Эти процессы обычно приводят к образованию не крупных тел, а небольших проявлений. Не исключается, что образование сульфидов марганца возможно только при кратковременной обработке марганцевых отложений горячими серными водами. При этом эти воды являются бедными свободным кислородом. Вот почему не известны сколько-нибудь значительные проявления марганцевой сульфидной минерализации в древних отложениях, редки эти образования и в современных отложениях. Нам известен лишь один случай обнаружения сульфидных марганецвых концентраций в морском водоеме, недавно описанный Е. Суесс [37]. Этим автором был изучен комплекс аутигенных минеральных осадков, состоящих из кристаллических фаз – карбонатов марганца, сульфидов марганца, карбоната железа и аморфных фаз, установленных на основании данных химических анализов – фосфатов марганца, а также фосфатов марганца и кальция, сульфида железа и кремнезема, обнаруженных в современных осадках Iandsort deep в центральной части Балтийского моря. Эти образования, по мнению автора, своим появлением обязаны микробиологическому редуцированию SO_4 в бескислородных осадках.

Что касается серы, то вряд ли можно сомневаться в наличии двух источников ее на месторождениях Ушкатынской, равно как и Жайремской групп. Одна сера (в ритмитах) явно сингенетична вмещающим породам и находилась в иловых застойных сероводородных водах, другая сера поставлялась в более позднее время гидротермами, с которыми связывают образование гидротермально-метасоматических руд – сульфата бария, сульфидов свинца, цинка, а местами меди и железа.

Отличительной особенностью эпигенетической серы является то, что она перешла в осадок в двух формах: сульфатной и сульфидной. При этом сульфатной серы в ряде случаев значительно больше, чем сульфидной.

Каналы поступления растворов. Растворы, которые

выносили рудные компоненты в морской водоем и в литифицированные верхнедевонские отложения, использовали для своего восхождения разные каналы. Растворы, принесшие железо и марганец, в небольших количествах свинец и цинк поднимались по разломам, имеющим северо-восточное направление. Один из таких разломов располагался в северо-западной части месторождения Ушкатын III, тогда как основая масса свинцовых и цинковых компонентов была связана с растворами, выходы которых осуществлялись по разломам, возникшим позднее и имеющим северо-западное направление.

Месторождения Ушкатын III и Ушкатын I приурочены к морским верхнефаменским отложениям девона, представленным органогеннотерригенно-хемогенными и в меньшей степени вулканогенными образованиями.

Рудная толща сложена красноцветными волнисто-слоистыми известняками с пластами и линзами детритовых известняков и углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных пород, заключающих в себе железные и марганцевые тела, пласты и линзы яшм и хорошо выдержанных внутрирудных брекчий. Наблюдаются также небольшой мощности пласты алевролитов и эффузивных образований.

Рудная толща делится на две пачки: нижнюю и верхнюю, заключающие пластообразные рудные тела окисных железных и марганцевых руд, которые образуют несколько горизонтов. При этом марганцевые руды преобладают в нижней пачке, а железные руды – в верхней.

Железные и марганцевые рудные тела часто находятся в тесной ассоциации и, как правило, имеют резкие контакты или разделяются небольшими по мощности пластами карбонатных и кремнисто-карбонатных образований. Железные руды залегают в одних горизонтах стратиграфически выше, а в других – ниже марганцевых руд. По простиранию и по падению железные пластовые рудные тела выклиниваются раньше марганцевых и имеют несколько меньшие мощности.

Согласное залегание рудных залежей с вмещающими породами и наличие морской фауны как во вмещающих породах, так и железных и марганцевых рудных телах свидетельствуют, что рудонакопление проходило в морском водоеме.

Имевший место на месторождениях региональный метаморфизм в рудных залежах проявлялся в большей степени, чем во вмещающих породах. В свою очередь, в рудных накоплениях более существенные изменения произошли в марганцевых образованиях, что привело к возникновению браунитовых, гаусманитовых и якобситовых руд. Образование этих руд на отдельных участках сопровождалось скарновыми процессами, в результате которых возник ряд силикатов марганца. Наиболее широким распространением среди скарновых минералов пользуется родонит, в резко подчиненных количествах встречены тефроит, гранат и другие минералы. В меньшей степени процессы метаморфизма привели к изменению железорудных накоплений. Гематитовые руды почти всюду остались в первозданном состоянии, каковыми они были при диагенезе. Лишь на отдельных участках имело место незначительное развитие по ним магнетита и в переслаивающихся с рудами кремнисто-карбонатных породах прошли слабые процессы хлоритизации. Особенностью железорудных накоплений является тесная

ассоциация их с яшмами, в которых имели место раскристаллизация кремнистого вещества и собирательная кристаллизация гематита. Относительно слабые изменения наблюдаются и во вмещающих породах. Известняки в ряде случаев были перекристаллизованы. В железистых кремнисто-карбонатных породах возникли хлорит, стильпномелан и другие минералы. Некоторые преобразования претерпели также эффузивные покровы. В них иногда устанавливаются продукты хлоритизации и карбонатизации.

Более существенные изменения в рудах прошли на месторождении Ушкатын I, вместе с региональным метаморфизмом сказались, по-видимому, также процессы контактового метаморфизма и интенсивная гидротермальная проработка. Об этом можно судить хотя бы по преобразованиям, которые имели место в железорудных накоплениях, где наряду с гематитом, широкое распространение получил якобсит, а на отдельных участках он оказался даже преобладающим. Часто встречается прожилковый якобсит. В большей степени получили развитие скарновые минералы, представленные главным образом силикатами марганца.

Присутствие в некоторых метаморфизованных марганцевых соединениях в повышенных количествах цинка и свинца служит указанием на то, что процессы метаморфизма сопровождались привносом этих элементов в рудную толщу гидротермальными растворами. Особенно интенсивно прошла гидротермальная деятельность в восточных бортах синклиналей. С ней, несомненно, была связана сульфидная минерализация, которая представлена несколькими парагенетическими ассоциациями: галенит-баритовой и галенит-кальцитовой, сфалерит-галенит-баритовой и халькопирит-галенит-баритовой. При этом особенностью сульфидной минерализации на месторождении Ушкатын III является то, что сульфидные руды являются преимущественно галенитовыми, с резко подчиненным распространением сфалерита, халькопирита и других сульфидов. На месторождении же Ушкатын I руды представлены двумя типами – сфалерит-галенит-баритовым и халькопирит-галенит-баритовым.

Процесс наложения сульфидной минерализации на вулканогенно-осадочные и магматические породы прошел позднее пликативных и дизъюнктивных деформаций. Следует также отметить, что на месторождении Ушкатын III железо-марганцевые рудные тела и сульфидная минерализация локализуются преимущественно раздельно, лишь в краевых частях рудной толщи, заключающей в себе железо-марганцевые рудные тела, происходит иногда наложение сульфидной минерализации на окисные железо-марганцевые руды. А на месторождении Ушкатын I наблюдается совмещение в пространстве отложений окисных железных и марганцевых руд с сульфидной минерализацией и в свою очередь наблюдается наложение сульфидной минерализации на эффузивные образования. При этом сульфидные минералы представлены не только галенитом и сфалеритом, как это имеет место на месторождении Ушкатын III, но и сульфидами железа и меди.

Конечными в формировании месторождений явились гипергенные процессы, которые проникали на данных рассматриваемых месторождениях на значительную глубину. На некоторых участках гипергенные процессы опускались до 150 м и более, образуя своеобразные карманы. В результате метаморфизованные руды полностью или частично были преобразованы в окисленные руды: криптомелановые, криптомелан-тодорокитовые и

криптомелан-пиролюзитовые. Наибольшим распространением пользуются криптомелановые руды, однако наиболее богатыми являются криптомелан-пиролюзитовые, которые в ряде случаев, как и криптомелан-тодорокитовые, отвечают требованиям, предъявляемым к пероксидному сырью. Криптомелановые руды также могут быть использованы как пероксидное сырье, но только с некоторой добавкой к ним пиролюзитовых руд.

Вызывает также значительный интерес стронций, который в ощутимых количествах устанавливается в окисленных рудах марганца.

Железорудные новообразования в зоне окисления более существенное развитие получили на месторождении Ушкатын I, где гипергенными процессами были образованы в небольших количествах мартитовые и маггемитовые соединения.

По сульфидам свинца в коре выветривания образовались богатые окисленные руды полиморфит-церусситового состава.

Источником марганца и железа служили глубинные процессы, вызвавшие возникновение термальных вод, которые интенсивно выщелачивали рудные компоненты и поставляли их в морской бассейн. Источниками свинца, цинка, меди и бария могли быть гидротермальные растворы, явившиеся дериватами магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Белов Н.В.* Новые силикатные структуры. – Кристаллография, 1957, вып. 2, № 3.
2. *Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н.* Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958.
3. *Богданов А.А.* Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1959, вып. 34, № 1.
4. *Богданов А.А.* Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1965, вып. 40, № 5.
5. *Бузмаков Е.И., Шибрик В.И., Рожнов А.А.* и др. Стратиформные железо-марганцевые и полиметаллические месторождения Ушкатынского рудного поля (Центральный Казахстан). – Геология руд. месторождений, 1975, вып. 17, № 1.
6. *Зотов А.В.* Современное образование некоторых марганцевых минералов на о. Кунашир. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1968, вып. 97, вып. 3.
7. *Калинин В.В.* Марганцевые и железо-марганцевые месторождения восточного склона Южного Урала. – В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978.
8. *Кассин Н.Г.* Металлогенические процессы Казахстана. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1938, вып. 2.
9. *Каюпова М.М.* Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1974.
10. *Кудерина Л.Д.* Эпигенетические процессы в мезокайнозойских отложениях месторождений Атасуского рудного района. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 3.
11. *Кудерина Л.Д., Лыткин В.А., Рожнов А.А., Эйриш М.В.* Кора выветривания месторождения Жайрем, ее особенности и поисковое значение. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1975, № 5.
12. *Ли В.Г., Митряева Н.М., Покровская В.И.* Стратиформные полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения Казахстана. – В кн.: Металлогения и рудообразование. Алма-Ата: Наука, 1979.
13. *Митряева Н.М.* Минералогия баритово-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. Алма-Ата: Наука, 1979.
14. *Митряева Н.М., Рожнов А.А., Щерба Г.Н.* К генезису полиметаллических руд Атасуйского района (Центральный Казахстан). – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, вып.6.

15. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
16. *Николаев И.Г.* Геологическое строение Средне-Сарысуйского района. – В кн.: Большой Джезказган. М.: Изд-во АН СССР, 1935.
17. *Новохатский И.П.* О генезисе руд Атасуйских месторождений. – В кн.: Железорудные месторождения Центрального Казахстана и пути их использования. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
18. *Островская Г.А.* Особенности формирования свинцово-цинковых руд в туфокарбонатных отложениях (на примере отложений верхнего девона – нижнего карбона Центрального Казахстана). – В кн.: Доклады советских ученых на XXI сессии МГК: (прикладная геология). М.: Госгеолтехиздат, 1960.
19. *Попов В.М.* О генетической связи стратиформных месторождений с осадкообразованием флишоидных толщ. – Изв. АН КиргССР. Сер. геол., 1975, № 5.
20. *Рамдор П.* Рудные минералы и их срастания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
21. *Рожнов А.А.* К вопросу о зональности барит-сульфидных рудных залежей Жайремского месторождений. – Геология руд. месторождений, 1977, вып. 19, № 2.
22. *Русаков М.Г., Сатпаев К.И.* Месторождения железа и марганца в Джезказган-Улутавском и Атасуйском районах. – В кн.: Большой Джезказган. М.: Изд-во АН СССР, 1935.
23. *Сапожников Д.Г.* Караджальское железо-марганцевое месторождение. – Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 89.
24. *Скрипченко Н.С.* Классификация стратиформных свинцово-цинковых месторождений на литологофациальной основе. – Геология руд. месторождений, 1979, вып. 21, № 6.
25. *Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. – Геология руд. месторождений, 1970, вып. 60, № 6.
26. *Соколова Е.А.* Геологическое строение девонских и нижнекаменноугольных отложений юго-западной части Центрального Казахстана и закономерности размещения в них железо-марганцевых месторождений: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГН АН СССР, 1954.
27. *Соколова Е.А.* Об условиях формирования отложений верхнего девона и нижнего карбона и связанных с ними железо-марганцевых руд в Джаильминской мульде. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1958, № 5.
28. *Тугаринов А.И., Митряева Н.М., Замятин Н.И.* Изотопный состав свинца и серы и процесс рудообразования на месторождениях Атасуйского района. – Геохимия, 1972, № 5.
29. *Херувимова Н.А., Конев А.К.* Атасуйская группа железорудных месторождений Центрального Казахстана. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана М.; Л., 1941, вып. 17.
30. *Чухров Ф.В.* О рудообразовании из вадозных растворов. – Геология руд. месторождений, 1974, вып. 16, № 3.
31. *Чухров Ф.В., Ермилова Л.П., Горшков А.И.* и др. Экспериментальные данные об условиях образования окислов железа. – В кн.: Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975.
32. *Штрейс Н.А.* К вопросу о происхождении железо-марганцевых руд Успенско-Спасского района Центрального Казахстана. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, № 4.
33. *Щерба Г.Н.* Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 5.
34. *Щербина В.В.* Основы геохимии. М.: Недра, 1972.
35. *Berry L.G., Thompson R.M.* X-ray powder data for ore minerals: the peacock atlas. N.Y., 1962.
36. *Park Ch. F.* Manganese ore deposits of the Serra do Novio District, Federal Territory of Amapa, Brasil. – In: Symposium sobre yacimientos de manganeso. XX congreso Geologico Internacional., 1956, vol. 3.
37. *Suess E.* Mineral fases fomed in anoxic sediments be microbial decompositi on of organic matter. – Geochimica of Cosmochimica Acta, 1979, vol. 43, N 3.
38. *Yoshimura T.* "Todorocit", a new mangenese mineral from Todoroki mine. Hokkaido. – Japan J. Fac. Sci. Hokkaido Imper. Univ., 1934, vol. 4, N 2.

УДК 553.32

В.Н. СМОЛЬЯНИНОВА

ГЕСЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ МАРГАНЦЕВЫХ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖЕЗКАЗГАН-УЛУТАУСКОГО РАЙОНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Верхнедевонские марганцевые и железо-марганцевые месторождения Джезказган-Улутауского района располагаются в западной части Казахского эпикаледонского срединного массива. К изученным объектам относятся месторождения Джезды, Найзатас, Жаксы-Котр, Каратас и рудопроявления Бала-Джезды, Баладжал, Надеждинское, Западный Керегетас, Жаман-Керегетас, Стандарт, Карабайтам (фиг. 1). Рудные тела перечисленных месторождений и проявлений локализуются в структурах, формирование которых происходило в герцинский цикл складчатости. Руды приурочиваются к континентальным осадочным грубообломочным образованиям (месторождения Джезды, Жаксы-Котр, Найзатас) и прибрежно-морским карбонатно-песчаниковым отложениям (месторождение Каратас) девонской системы фаменского яруса.

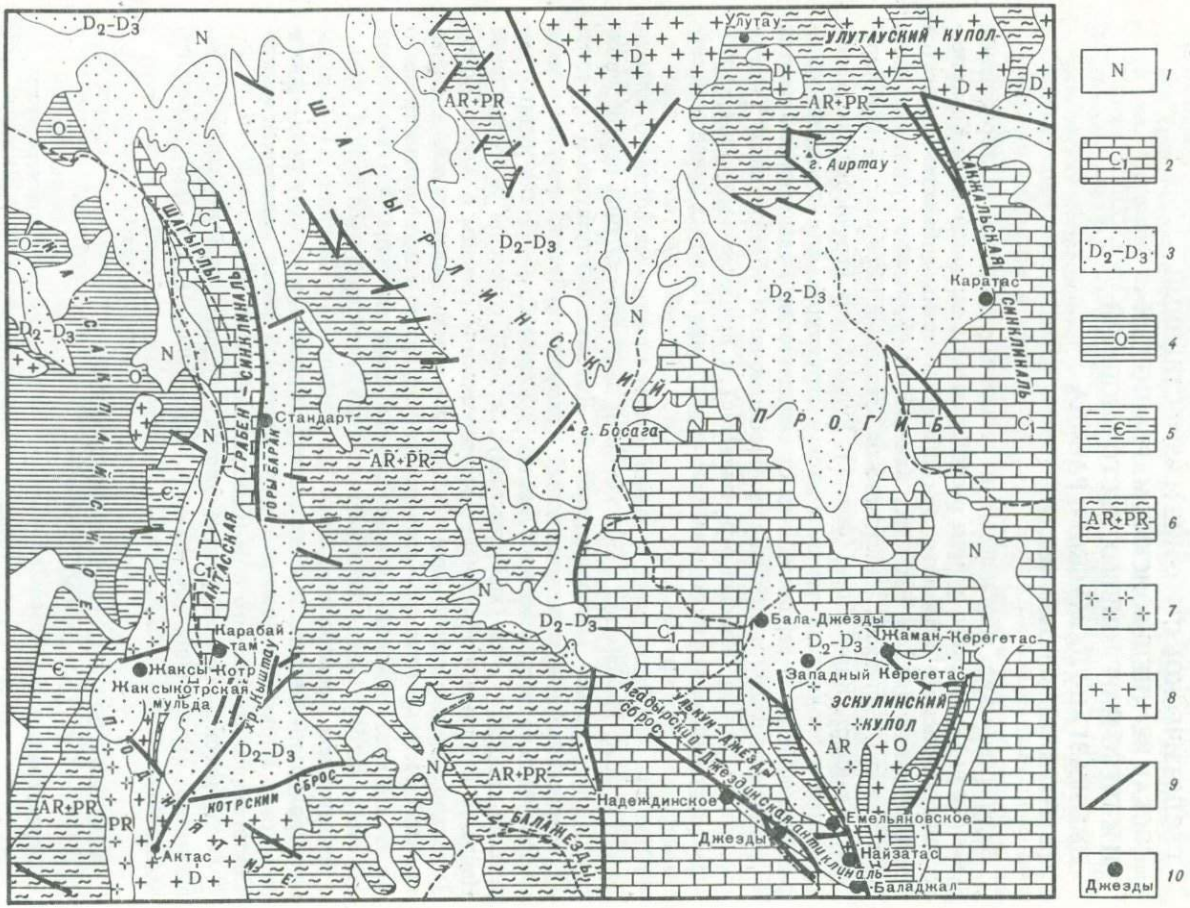
Описание месторождений в данной статье приводится согласно классификации А.А. Максимова [19], который выделил три типа верхнедевонских марганцевых месторождений в Джезказган-Улутауском районе: 1) терригенный марганцево-окисный (джездинский); к нему отнесены пластовые тела месторождений Джезды и Жаксы-Котр; 2) тип рудных железо-марганцевых жил (найзатасский); к нему отнесены месторождение Найзатас и жильные образования месторождений Джезды и Жаксы-Котр; 3) терригенно-карбонатно-кремнистый железо-марганцево-окисный (каратасский); к нему отнесены месторождение Каратас и проявления третьего горизонта месторождения Жаксы-Котр. Выделяя эти типы, А.А. Максимов отмечает, что оруденение джездинского типа характеризуется тесной связью с оруденением найзатасского типа. По мнению В.В. Калинина [14], руды месторождений Найзатас и Джезды следует отнести к одному типу – джездинскому. Каратасский тип рассматривается А.А. Максимовым как генетический аналог атасуйского типа (Центральный Казахстан).

Геологическая характеристика района и рудных полей приведена с привлечением материалов Е.А. Немова, В.Я. Ушакова, В.А. Голубовского, Ю.А. Зайцева и др. [4, 6, 11–16, 21, 23, 24].

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ДЖЕЗКАЗГАН-УЛУТАУСКОГО РАЙОНА

Стратиграфия

В геологическом строении района принимают участие сильно дислоцированные и метаморфизованные комплексы пород докембрия, а также ордовикские, девонские, каменноугольные и кайнозойские отложения (см. фиг. 1). Поскольку наибольший интерес представляют верхнедевонские отложения, к которым приурочены изучаемые марганцевые месторож-


Улутау
УЛУТАУСКИЙ КУПОЛ
г. Аиртау
Каратас
КАРАТАУСКАЯ СИНКЛИНАЛЬ
ШАЛГЫРЛИНСКИЙ ПРОГИБ
г. Бесага
Стандарт
ШАЛГЫРЛЫ СИНКЛИНАЛЬ
ГОРЫ БАРАН
ЛИТАССКАЯ ГРАБЕН
Карабай там
Жаксы-Котр
Жаксыкотрская мульда
хр. Кыштау
КОТРСКИЙ СБРОС
Актас
Бала-Джезды
Западный Керегетас
Жаман-Керегетас
ЭСКУЛИНСКИЙ КУПОЛ
УЛЬКИН-АМЕЗДЫ
Ледобыренский сброс
Джезды-Сарыкенгирский синклиналь
Надеждинское
Джезды
Емельяновское
Найзатас
Баладжал
БАЛАДЖЕЗДЫ
N
C1
D2-D3
O
Є
AR+PR
AR
PR
D
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
Джезды

дения, описание дается и для этих отложений, и для подстилающих их среднедевонских образований.

Пестроцветные отложения средне–позднедевонского возраста в пределах Джезказган-Улутауского района подразделяются на четыре свиты: кыштаускую, аиртаускую, джездинскую и уйтасскую. Первые три свиты объединяются в так называемую жаксыконскую серию [11]. Породы уйтасской свиты связаны постепенным переходом с карбонатными образованиями сульциферового горизонта (фиг. 2).

Кыштауская свита сложена серо-зелеными и вишнево-красными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Незначительным распространением в разрезе пользуются конгломераты и гравелиты, приобретающие существенное значение только в южных частях Шагырлинского прогиба. В основании кыштауской свиты почти повсеместно залегает пачка вулканогенных пород: андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов и их литокластических туфов и туфоконгломератов. Кислые по составу разности пород этой пачки по внешнему виду весьма близки эффузивам и пирокластам нижнего девона. Отложения кыштауской свиты известны в восточном борту Актасской грабен-синклинали (мощность от 750 до 2000 м), в центральных (мощность до 2000 м) и северных (мощность до 2300 м) частях Шагырлинского прогиба.

Стратиграфически выше отложений кыштауской свиты располагается аиртауская свита. По периферии прогибов породы этой свиты ложатся с размывом на отложения кыштауской свиты с базальными, часто валунными конгломератами в основании. По мере удаления от бортов прогибов несогласие теряется, и между отложениями обеих свит отмечаются постепенные переходы. В строении аиртауской свиты принимают участие валунные и среднегалечные конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты. Тонкозернистые разности пород обычно имеют вишнево-красную окраску. Состав грубообломочного материала в конгломератах различен. На западе и севере Шагырлинского прогиба преимущественным распространением пользуются обломки докембрийских пород и гранитоидов. На востоке прогиба резко преобладают обломки кислых и средних эффузивов преимущественно нижнего девона.

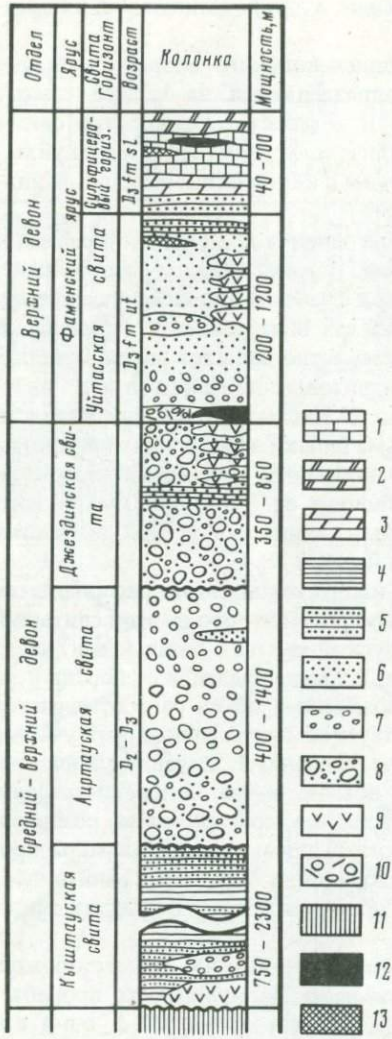
Общая мощность аиртауской свиты изменяется от 400 м (месторождение Жаксы-Котр) до 1400 м (центральная часть Шагырлинского прогиба).

Выше аиртауской свиты располагается джездинская свита. Кыштауская и аиртауская свиты при приближении к Карсакпайскому поднятию и Эскулинскому куполу последовательно выклиниваются с севера на юг и выпадают из разреза жаксыконской серии, а джездинская свита трансгрессивно ложится на более древние комплексы. В районе месторождения Жаксы-Котр и проявления Карабайтам ее отложения несо-

←

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Джезказган-Улутауского района (составлена автором по материалам Ю.А. Зайцева, В.А. Голубовского, И.В. Банщиковой, Э.Н. Елиной, М.В. Мартыновой)

1 – глины, пески, галечники неогена; *2* – карбонатные породы нижнего карбона; *3* – конгломераты, гравелиты, песчаники среднего–верхнего девона; *4* – песчаники, алевролиты ордовика; *5* – сланцы кембрия; *6* – метаморфические сланцы докембрия; *7* – интрузивные образования докембрия; *8* – интрузивные образования палеозоя; *9* – разрывные нарушения; *10* – марганцевые месторождения и проявления



Фиг. 2. Сводная стратиграфическая колонка средне-верхнедевонских отложений Джезказган-Улутауского района (составлена автором по материалам В.А. Голубовского и др. [11], А.Б. Веймарна и др.)

1 – известняки; *2* – доломиты; *3* – мергели; *4* – аргиллиты; *5* – алевролиты; *6* – песчаники; *7* – гравелиты; *8* – конгломераты; *9* – андезитовые, андезито-дацитовые и андезито-базальтовые порфириты; *10* – туфоконгломераты; *11* – додевонское основание; *12* – марганцевые и железо-марганцевые руды; *13* – омарганцованные и ожелезненные песчаники

гласно залегают на породах аиртауской свиты. Джездинская свита сложена преимущественно глыбовыми, валунными и крупногалечными конгломератами и гравелитами. Подчиненным распространением пользуются мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Цвет пород красно-бурый, реже зелено-бурый. Конгломераты состоят из обломков разнообразных пород, однако подавляющее большинство их представлено эффузивами кислого и среднего состава более древних вулканогенных толщ нижнего и среднего девона. Роль обломков эффузивных пород в конгломератах джездинской свиты увеличивается к северу и востоку Шагырлинского прогиба. Осадочный тип разреза свиты характерен для большей части Джезказган-Улутауского района.

Существенно иное строение имеет свита в восточном борту Актасской грабен-синклинали в горах Кыштау где в ее разрезе преобладают эффузивные и пирокластические образования: миндалекаменные андезито-базальтовые и андезито-дацитовые порфириты и их туфы. В основании свиты здесь выделяется горизонт базальных валунных туфоконгломератов с линзами диабазовых порфиритов. Галька туфоконгломератов представлена гранитами, кислыми эффузивами и миндалекаменными порфиритами. Мощность горизонта от 40 до 80 м. Основная часть разреза представлена чередующимися потоками андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов лилово-серого цвета с подчиненными прослоями красно-бурых туфопесчаников, лапиллиевых туфов и конгломератов. Общая мощность вулканогенного разреза составляет около 700 м. Пачка вулканогенных пород к северу и западу от гор Кыштау (на расстоянии 10 км) сокращается по мощности до 80–40 м или полностью выклинива-

ется, замещаясь красно-бурыми мелкогалечными конгломератами и песчаниками; лавовая толща утрачивает однородность, появляются прослои песчаников и алевролитов. Западнее, в горах Жаксы-Котр эффузивы почти полностью выклиниваются и замещаются красноцветными конгломератами и песчаниками.

Мощность джездинской свиты в исследуемом районе колеблется в широких пределах: по южному борту Шагырлинского прогиба она изменяется от 350 м в районе месторождения Джезды до 650 м в районе месторождения Жаксы-Котр. В районе горы Аиртау мощность свиты составляет 850 м.

Джездинская свита в районе месторождения Джезды прорывается секущими жилами, состоящими из барита, гематита и окислов марганца. Наиболее крупные из них имеют протяженность в сотни метров и мощность до первых десятков метров. К ним относятся жильные тела месторождения Найзатас, рудопроявлений Надеждинское, Бала-Джезды.

Отложения жаксыконской серии выделяются в самостоятельную молассовую формацию на основании того, что она представлена единым комплексом главным образом осадочных, а также вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, тесно парагенетически связанных друг с другом [18]. Сопровождающий образование этой формации наземный вулканизм среднего и основного состава несмотря на локальный характер его проявления является важным отличительным признаком данной молассовой формации от моласс иных типов. Полный разрез жаксыконской серии составляет весь вертикальный объем молассовой формации.

Отложения жаксыконской серии перекрываются породами уйтасской свиты, сложенной сравнительно тонкозернистыми обломочными породами. В западных частях района уйтасская свита залегает несогласно на более древних образованиях. В восточных частях района она связана с нижележащими породами джездинской свиты постепенным переходом. На юге и западе Шагырлинского прогиба свита подразделяется обычно на две пачки. Нижняя (аркозовая) пачка представлена красноцветными песчаниками, гравелитами аркозового состава, алевролитами и аргиллитами. Меньшую роль в строении пачки играют конгломераты. В основании пачки повсеместно выделяется маркирующий горизонт сливных мелкозернистых песчаников кварцевого и аркозового состава мощностью от 6 до 50 м.

Вулканиты в составе уйтасской свиты устанавливаются в тех же местах, где известен вулканогенно-осадочный разрез джездинской свиты, т.е. по западному и восточному бортам Актасской грабен-синклинали. Обнаружены они и в подстилающих отложениях месторождения Жаксы-Котр [25]. Вулканиты представлены туфами андезито-базальтов, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и туфоалевролитами, пепловыми туфами.

На месторождениях Джезды и Жаксы-Котр к основанию уйтасской свиты приурочены пластообразные залежи марганцевых руд.

Верхняя пачка уйтасской свиты сложена красно-бурыми алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. Местами присутствуют прослои мергелей и глинистых известняков. На месторождении Жаксы-Котр к верхней части уйтасской свиты приурочены маломощные линзы омарганцованных песчаников. Мощность уйтасской свиты колеблется в широких

пределах: от 200–250 м на месторождениях Джезды и Жаксы-Котр до 1200 м в центральной части Шагырлинского прогиба.

Песчаники и алевролиты уйтасской свиты постепенно сменяются карбонатными отложениями сульциферового горизонта верхнего фамена. Карбонатные породы этого горизонта, обогащенные гидроокислами железа и на поверхности проявляющиеся в виде развалов бурых железняков колломорфной структуры, прослеживаются практически вдоль всего северного обрамления Карсакпайского поднятия и на крыльях Эскулинского купола и являются хорошим маркирующим горизонтом. Известняки, слагающие низы сульциферового горизонта, обладают характерным комковатым сложением, имеют бугристые поверхности напластования, содержат обычно многочисленные остатки брахиопод. Выше по разрезу известняки становятся более плотными, толстоплитчатыми, в них появляются прослои доломитизированных известняков, сменяющихся в самых верхах разреза пачкой темно-серых и черных доломитов с подчиненным количеством прослоев известняков. Известняки часто окремненные, имеют серый и коричневый цвет.

Мощность отложений сульциферового горизонта возрастает с юга на север от 40 до 80 м по южному борту Шагырлинского прогиба (месторождения Джезды, Жаксы-Котр) до 400 м в центральных частях прогиба (горы Кыштау) и 300–700 м по северному борту прогиба.

К породам сульциферового горизонта приурочены пластовые залежи железо-марганцевых руд месторождения Каратас. Почти по всей территории района в сульциферовом горизонте наблюдается омарганцевание в окремненных карбонатных породах, проявившееся в развитии в них тонких прожилков гидроокислов марганца (проявление Карабайтам и др.). Нередко наблюдается замещение гидроокислами марганца цемента песчаников, маломощные линзы которых встречены в средних частях разреза горизонта. В зонах дробления кластический материал обычно сцементирован также гидроокислами марганца (Жаксы-Котр, Карабайтам).

Девонские отложения перекрываются толщей известняков раннекаменноугольного возраста.

Анализируя характер распределения пород средне–позднедевонского возраста, можно отметить, что вулканогенные отложения развиты в бортовых частях межгорных впадин, имеющих тектонические ограничения. Максимальное развитие они получили в Актасской грабен-синклинали. Геологический разрез здесь характеризуется преобладанием лавовых излияний андезито-базальтов с подчиненным количеством осадочных пород. Вулканогенные отложения латерально сменяются вулканогенно-осадочными, среди которых преобладают обломочные образования. Наряду с ними появляются туфовые разности вулканитов основного состава. К этому типу разреза приурочен ряд рудопроявлений и месторождений марганцевых руд. В бортовых частях прогибов развиты грубообломочные осадочные отложения, часто валунные конгломераты отмечаются в основании джездинской и уйтасской свиты. Эти свиты залегают на подстилающих отложениях с размывом. В центральных частях прогибов наблюдаются непрерывные разрезы джездинской и уйтасской свит. Первая из них более грубообломочная, во второй преобладающее развитие получают песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов в верхах разрезов. Аргиллиты и

алевролиты доминируют в верхней части разреза джездинской и по всему разрезу уйтасской свиты в западной части Шагырлинского прогиба, западнее Улутауского поднятия. Восточнее в большей степени развиты песчаные разности пород.

Тектоника

В складчатой структуре района выделяются два структурных этажа, отвечающих докембрийско–каледонскому (нижний этаж) и герцинскому (верхний этаж) этапам развития.

Древние складчатые сооружения нижнего этажа, фрагменты которых наблюдаются в ядрах антиклинальных складок герцинской структуры, представляют собой типичные сложные антиклинории и синклинории. В строении их принимают участие породы докембрия, кембрийской и ордовикской систем.

Для герцинского структурного этажа характерно глыбово-складчатое строение, обусловленное разнонаправленными движениями блоков фундамента по разломам северо-западного простирания. Эти разломы стали развиваться с начала девонского периода. Наиболее крупными тектоническими элементами верхнего структурного этажа являются поднятия и впадины, сложенные породами девонской и каменноугольной систем [4]. Это современные Карсакпайское поднятие, Улутауский и Эскулинский купола, Шагырлинский прогиб [12]. Поднятия и впадины осложнены тектоническими структурами более высокого порядка. К ним относятся наложенные мульды и прогибы, горст-антиклинали и грабен-синклинали, купола, брахиантиклинали и брахисинклинали.

С юго-запада к Эскулинскому куполу примыкает Джездинская антиклиналь, вытянутая в северо-западном направлении. В ее ядре обнажаются гранитоиды девона, юго-западное крыло сложено франской красноцветной толщей. Антиклиналь осложнена нарушениями типа сбросов и сбросо-надвигов, между которыми в районе месторождения Джезды устанавливается узкий прогиб северо-западного направления [13]. Он унаследованно развивался в фаменском веке, что устанавливается по увеличению мощности аркозовой пачки уйтасской свиты. Мощность красноцветных толщ изменяется скачкообразно, что позволило предположить существование разрывов в период их накопления [13]. Во время отложения пород аркозовой пачки прогиб-ловушка был как бы запечатан вместе с ограничивающими его нарушениями.

Северный борт Карсакпайского поднятия осложнен Актасской грабен-синклиналью, которая сложена девонскими и каменноугольными отложениями. В южной части грабен-синклиналь оборвана крупным субширотным Котрским сбросом. Западный борт Актасской грабен-синклинали осложнен Жаксы-Котрской мульдой. В районе Жаксы-Котрской мульды установлен частный прогиб, по природе близкий прогибу месторождения Джезды.

С юга к Улутаускому куполу примыкает Акжальская синклиналь, выполненная девонскими и каменноугольными отложениями.

Разрывные нарушения на описываемой территории подразделяются на две группы – северо-западного (близкого к меридиональному) и широтного простирания. Нарушения первой группы преобладают. К ним относятся

разрывы, развитые по западному и восточному склонам Улутауского купола. Субмеридиональные нарушения широко развиты в южной части Актасской грабен-синклинали, где в целом образуют Кыштавскую зону разрывов. В районе Эскулинского купола развиты нарушения типа сбросов и сбросо-надвигов. Ими осложнена Джездинская антиклиналь.

Широтные и субширотные нарушения развиты главным образом по северному обрамлению Карсакпайского поднятия и по восточному и западному бортам Актасской грабен-синклинали. Наиболее крупным из них является Котрский сброс, ограничивающий синклиналь с юга.

Характерной чертой тектоники района является приуроченность жильных рудных тел к разрывным нарушениям, ограничивающим прогибы-ловушки во время накопления конгломерат-песчаниковой пачки. На месторождениях Джезды и Жаксы-Котр жильные тела, приуроченные к разломам, составляют часть рудных залежей. На месторождении Найзатас руды образуют исключительно жильные тела небольшой мощности.

Магматические образования

На территории изучаемого района магматические образования представлены докембрийскими и палеозойскими интрузиями. В формировании последних выделяются два цикла: нижнепалеозойский (ордовик – силур) и среднепалеозойский (ранний и средний девон) [21]. Докембрийские интрузии представлены плагиогранито-гнейсами архея, обнажающимися в ядре Эскулинского купола, и верхнепротерозойскими пегматитовыми гранито-гнейсами, установленными в районе пос. Актас. Магматические образования нижнего палеозоя представлены преимущественно ультраосновными и основными породами (габбро, габбро-амфиболиты, пироксениты, серпентинизированные пироксениты и серпентиниты), развитыми в юго-восточной части района, в Эскулинском куполе. Нижнесреднедевонские магматические образования представлены главным образом алякситовыми гранитами, диоритами, габбро и щелочными породами. Выходы их приурочены к Улутаускому куполу и Карсакпайскому поднятию (южная часть Актасской грабен-синклинали). Возраст гранитов в районе месторождений Джезды и Найзатас не установлен и принят как додевонский [24].

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ РУД

На территории района, как указывалось выше, существуют три типа верхнедевонских марганцевых и железо-марганцевых месторождений и проявлений: джездинский, найзатасский и каратасский [19]. Первый представлен месторождениями Джезды и Жаксы-Котр и проявлением Стандарт. Все они приурочиваются к основанию уйтасской свиты. Второй тип представлен месторождением Найзатас и рядом рудопроявлений, находящихся на территории Джездинского рудного поля (Надеждинское, Баладжал) и по северному обрамлению Эскулинского купола (Бала-Джезды, Западный Керегетас и Жаман-Керегетас). К третьему типу относятся месторождение Каратас и некоторые рудопроявления (Карабайтам и др.), которые приурочены к отложениям сульциферового горизонта.

Джездинский тип месторождений

Месторождение Джезды. В геологическом строении Джездинского рудного поля принимают участие породы докембрийского возраста, девонские, каменноугольные и четвертичные отложения (фиг. 3). Докембрийские породы обнажены в ядре Эскулинского купола к северу от месторождения Найзатас и представлены гнейсами, кварцево-слюдяными сланцами, габбро-амфиболитами.

Девонские образования в районе месторождения Джезды представлены породами кызылтауской (D_1kz), джездинской (D_3frdj) и уйтасской (D_3fmut) свит и сульциферового горизонта (D_3fmsl).

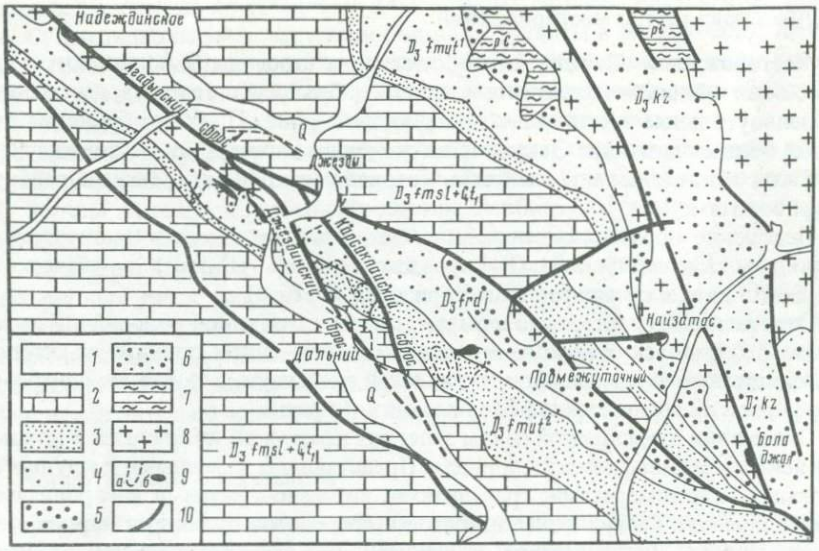
Отложения кызылтауской свиты протягиваются узкой полосой вдоль западного борта Эскулинского купола. В составе свиты принимают участие пестроцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, а также липаритовые порфиры и их зернистые туфы, туфоконгломераты.

Отложения джездинской свиты залегают несогласно на гранитах и докембрийских метаморфических породах. Представлены валунными и крупногалечными конгломератами, гравелитами, вишнево-красными алевролитами и аргиллитами. Галька конгломератов и гравелитов состоит из метаморфических горных пород, кварца, полевого шпата, гранита и эффузивов. Размер галек и валунов от 2–3 см до 80 см в поперечнике. Мощность джездинской свиты 300 м.

Конгломератовые образования джездинской свиты согласно перекрываются породами уйтасской свиты. Местами отложения этой свиты несогласно залегают на гранитах и амфиболитах.

Уйтасская свита расчленяется на две пачки. Красноцветные отложения нижней (аркозовой) пачки (D_3fmut^1) представлены гравелитами, песчаниками и конгломератами. Песчаники харктеризуются весьма разнородным механическим составом – от пылеватых частиц до обломков размером 3–8 мм. Состав минеральных зерен песчаников разнообразен: кварц, калиевый полевой шпат, реже биотит, плагиоклаз, обломки метаморфических горных пород. Цемент кварцево-серицитовый с примесью окислов железа. Конгломераты и гравелиты аркозовой пачки встречаются в виде невыдержанных по простиранию и падению прослоев мощностью 1–2 м и состоят из галек гранитов, кварца, метаморфических и эффузивных пород. К основанию аркозовой пачки уйтасской свиты приурочены пластовые залежи марганцевых руд. Мощность отложений аркозовой пачки 150 м. Аркозовая пачка связана постепенным переходом с породами верхней пачки (D_3fmut^2). В ее составе принимают участие серые, красновато-серые и зеленовато-серые песчаники и известковистые алевролиты.

Отложения уйтасской свиты согласно перекрываются нерасчлененными отложениями сульциферового горизонта фаменского яруса и турнейского яруса каменноугольного отдела, представленными темно-серыми доломитизированными известняками, которые выше по разрезу сменяются криноидными известняками, известковистыми сланцами и песчанистыми известняками. Породы этого возраста чрезвычайно широко распространены в районе, слагая крылья Джездинской антиклинали. Выходы их к северо-востоку и юго-западу от месторождения Джезды протягиваются в северо-западном направлении в виде двух широких полос. Мощность известняков в районе месторождения Джезды составляет 500 м.



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта Джездинского рудного поля (по Ю.А. Зайцеву и др. [13]);

1 — четвертичные аллювиальные отложения; *2* — карбонатная толща турнейского и фаменского ярусов; *3* — песчаники, алевролиты уйтасской свиты; *4* — аркозовая пачка уйтасской свиты; *5* — конгломераты джездинской свиты; *6* — конгломераты и песчаники нижнего девона; *7* — докембрийские сланцы; *8* — граниты; *9* — *а* — контур рудной пластовой залежи, *б* — выходы рудных залежей на поверхность; *10* — разрывные нарушения

Интрузивные образования представлены на месторождении гранитами додевонского возраста. Они слагают два массива, которые ограничиваются большими протяженными разрывами северо-западного простирания. Западный — Джездинский массив обнажается в виде цепи узких (от 150 до 200 м) выходов вдоль долины р. Бала-Жезды на протяжении 3500 м и на большей площади распространения перекрыт девонскими и каменноугольными отложениями. Восточный — Найзатасский массив отделяется от Джездинского докембрийскими сланцами и амфиболитами и находится в окрестностях горы Найзатас. Оба массива являются мелкими выступами апикальной части крупного батолита, залегающего под девонскими и каменноугольными отложениями.

У восточной рамки карты месторождения присутствуют граниты, которые являются частью обширного поля архейских интрузивных пород, развитых в центральной части Эскулинского купола.

Структура месторождения Джезды определяется приуроченностью его к полого падающему крылу Джездинской антиклинали, являющейся складкой второго порядка на юго-западном крыле Эскулинского поднятия.

Джездинская антиклиналь имеет северо-западное простирание с погружением шарнира на юго-восток и с пологим падением крыльев под углом 8–20°. Вдоль северо-восточного крыла антиклинали проходит крупный региональный сброс (Агадырский), протяженностью 15–20 км. Падение плоскости сместителя сброса юго-западное под углом 70–80°, амплитуда

Фиг. 4. Схематический геологический разрез через центральную часть месторождения Джезды (по Ю.А. Зайцеву и др. [13])

Условные обозначения те же, что и на фиг. 3

1 – юго-западный блок; *2* – центральный блок; *3* – северо-восточный блок

200–250 м. У месторождения от Агадырского сброса ответвляются два крупных сброса – Джездинский и Карсакпайский. Оба протягиваются с северо-западного фланга месторождения Джезды на юго-восток, то расходясь на 25–30 м, то сближаясь до 10–15 м, и имеют шарнирный характер с осью, проходящей на пережиме рудного тела (участок Дальний). Простирание шарнирных сбросов 310–315°, падение сместителя в северо-западной части юго-западное, а в юго-восточной северо-восточное. Углы падения сместителей 75–85°.

Рудные залежи Джездинского месторождения вытягиваются в северо-западном направлении на расстояние 6 км. На месторождении выделяются три участка – Джезды, Дальний и Промежуточный. Участки Джезды и Дальний представляют собой единое рудное тело, разделенное Джездинским, Карсакпайским и Агадырским сбросами на серию ступенчатых блоков – юго-западный, центральный и северо-восточный (фиг. 4). По Джездинскому сбросу в центральной части месторождения рудное тело опущено на несколько десятков метров. По Карсакпайскому сбросу амплитуда пострудного смещения изменяется от первых метров до полутора-двух десятков метров, по Агадырскому сбросу величина смещения составляет 250 м. Имеется система оперяющих нарушений с амплитудой смещения 5–10 м.

В юго-западном (приподнятом) блоке рудное тело прослеживается на расстояние 200 м с падением на юго-восток под углом 8–10°. Руды залегают непосредственно на гранитах или отделяются от них маломощным прослоем песчаника. С северо-востока рудное тело срезается плоскостью Джездинского сброса. Северо-восточная оконечность залежи выходит на дневную поверхность. По направлению к юго-востоку она погружается под толщу конгломерат-песчаников. На участке Дальний рудное тело подсечено скважинами на глубине 250–260 м. Мощность рудного тела колеблется от 0,1 до 6 м. Средняя мощность 2,9 м.

Центральный (межсбросовый) блок заключен между Джездинским и Карсакпайским сбросами. В плане ширина центральной части блока составляет 20 м на юго-востоке, на северо-западе она составляет 80 м. Рудное тело имеет залегание, близкое к горизонтальному. Мощность изменчива: от 2–5 до 25–30 м, в среднем 2,5 м.

Северо-восточный (опущенный) блок залегает на глубине от 100 до 200 м. В прилегающей к сбросу части рудное тело отделено от гранитов маломощным прослоем безрудных песчаников, мощность которых с удалением от сброса к северо-востоку увеличивается. В северо-западной части отмечается несколько рудных прослоев, отделенных друг от друга омарганцованными песчаниками. Иногда прослои сливаются вместе.

В северо-западной части месторождения Джезды рудное тело смещается Агадырским сбросом с амплитудой 200–250 м, а на юго-востоке установлен контур его естественного выклинивания. Рудное тело за Агадырским сбросом имеет форму пластообразной залежи с падением на юго-запад под углом 8–10°. Мощность ее колеблется от 0,9 до 3,7 м, в среднем 1,3 м.

Внутреннее строение описываемой рудной залежи отличается значительной сложностью. Наиболее богатые руды приурочены к зонам разломов, а бедные руды и омарганцованные песчаники залегают в удалении от разломов, выклиниваясь по падению и простиранию.

Участок Промежуточный представлен двумя пластообразными залежами – восточной и западной. Восточная залежь в северной части выходит на дневную поверхность, а к югу она погружается на глубину 100–120 м. Падение залежи юго-западное под углом 8–12°, общая протяженность залежи по простиранию 800 м, по падению 700 м. Средняя мощность тела 2,8 м. Разрывные нарушения типа сбросов, встречаемые на этом участке, имеют небольшие размеры. Амплитуда сбросов от долей метра до 2 м, протяженность – несколько десятков метров. Богатые марганцевые руды слагают южную часть участка и находятся от поверхности на большой глубине, а бедные руды слагают периферическую часть залежи. В южной части рудное тело залегает на амфиболитах докембрийского возраста, на севере оно отделено от последних возрастающими по мощности безрудными песчаниками.

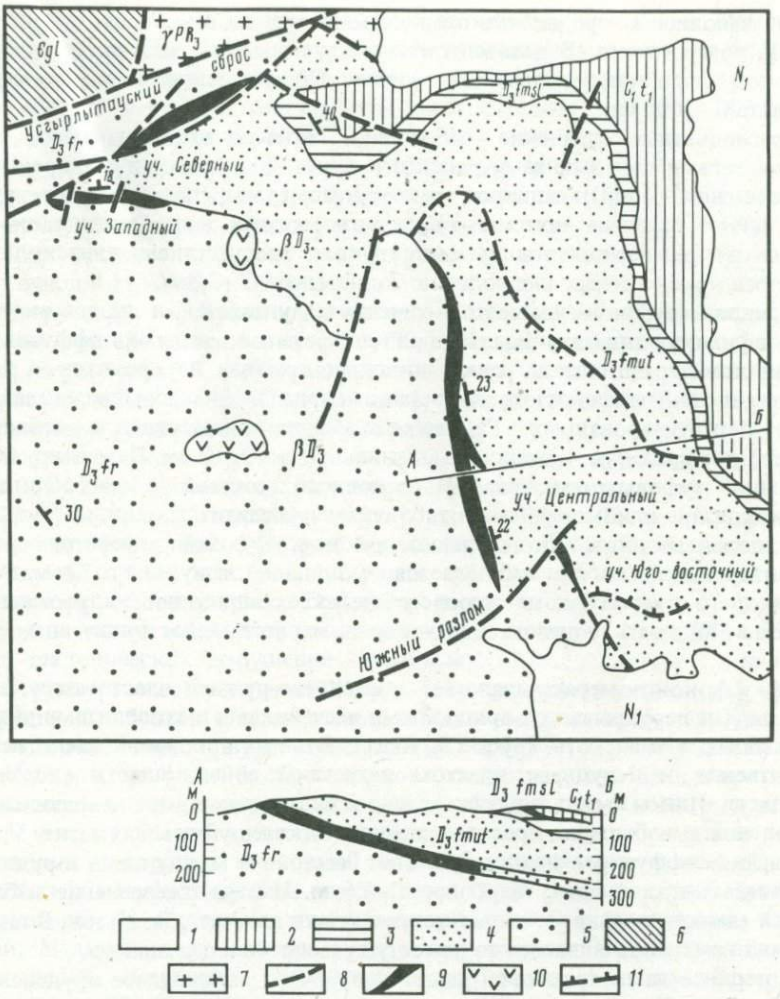
Западная залежь по условиям залегания, минеральному составу и текстурно-структурным особенностям руд имеет большое сходство с восточной и отличается от нее лишь значительно меньшими размерами.

Месторождение Жаксы-Котр. В геологическом строении месторождения принимают участие нижнекембрийские, девонские, каменноугольные и неогеновые образования (фиг. 5).

Нижнекембрийские отложения (желтауская свита Єgl) развиты в северо-западной части месторождения. Площадь их распространения весьма незначительна. Они представлены кремнистыми сланцами светло-желтовато-серого цвета. В сланцах часто наблюдаются прослои серых и темно-серых окремненных известняков.

Отложения желтауской свиты с перерывом и угловым несогласием перекрываются девонскими отложениями, в составе которых выделяются красноцветная толща франского яруса (D_3 fr) и аркозовая пачка фаменского яруса уйтасской свиты (D_3 fmut).

Красноцветная толща сложена конгломератами от валунных до



Фиг. 5. Схематическая геологическая карта месторождения Жаксы-Котр (по Ю.А. Зайцеву и др. [13] с дополнениями автора)

1 – неогеновые глины; *2* – каменноугольные известняки; *3* – окремненные известняки сульциферового горизонта; *4* – песчаники и гравелиты уйтасской свиты; *5* – конгломераты франского яруса; *6* – кембрийские сланцы; *7* – протерозойские граниты; *8* – разрывные нарушения; *9* – рудные тела; *10* – диабазовые порфириты; *11* – контур рудной залежи участка Центральный; АБ – линия разреза

мелкогалечниковых. Размер обломочного материала колеблется от 1 мм до нескольких десятков сантиметров; обломки имеют сглаженные углы, но плохо отсортированы. Представлены они фрагментами гранитов, сланцев, эффузивов, кварца и полевых шпатов. Наиболее крупными являются, как правило, обломки эффузивов и гранитов; обломки средних размеров – сланцы, кварц; наиболее мелкие обломки представлены полевыми шпатами. Промежутки между облом-

ками заполнены средне-мелкозернистыми песчаниками на глинисто-железистом цементе. В целом отмечается уменьшение размера обломочного материала снизу вверх по разрезу. Общая мощность конгломератов до 600–1000 м.

Красноцветные франские отложения согласно перекрываются породами аркозовой пачки фаменского яруса, в основании которой находятся небольшой мощности туфоконгломераты, подстилающие рудный пласт. Местами контакт туфоконгломератов и подстилающих их пород красноцветной толщи фиксируется присутствием линзовидных прослоев ярко-красных алевролитов мощностью 0,2–0,3 м.

В составе туфоконгломератов отмечаются угловатые и иногда окатанные обломки андезито-базальтовых порфиритов, кислых эффузивов, песчаников, гранитоидов, редко кирпично-красных алевролитов. Среди обломков наблюдаются также зерна кварца и кислых плагиоклазов, часто пертитизированных. Размер обломочного материала колеблется в широких пределах – от долей миллиметра до 8–10 см. Цементируются обломки туфовым материалом основного состава с микролитами плагиоклаза, идиоморфными табличками пелитизированного калиевого полевого шпата. В отдельных участках туфоконгломератов среди цементирующей массы наблюдается скопление чешуйчатого гематита, возникшего, вероятно, в процессе перекристаллизации гидроокислов железа. Мощность горизонта туфоконгломератов непостоянна и достигает 8 м.

На туфоконгломератах залегает марганцево-рудный пласт мощностью до 7 м. Он перекрывается аркозовыми песчаниками и гравелитами уйтасской свиты фаменского яруса (D_3 fmut). В низах аркозовой пачки непосредственно над рудным пластом встречены линзы яшм и андезито-базальтов. Яшмы имеют сургучно-красный цвет, в них в виде неправильных выделений и небольших прослоев развит мелкочешуйчатый гематит. Мощность линз эффузивов и яшм 0,5–1 м. Расстояние между ними и рудным пластом (по мощности) не более 1–1,6 м. Иногда ожелезнение наблюдается самостоятельно, без присутствия яшм и андезито-базальтов. В таких случаях гематит развивается по цементу гравелитов и песчаников.

К верхней части аркозовой пачки приурочено марганцевое оруденение, которое прослежено в виде цепочки коротких (50–100 м) маломощных (до 1 м) линз омарганцованных среднезернистых песчаников. Оруденение развито по цементу песчаников в виде пятен неправильной формы и мелкой вкрапленности; часто наблюдается слоистость, образующаяся в результате чередования рудных и нерудных прослоев. Наряду с марганцевыми минералами в цементе песчаников присутствует гематит. Обломочный материал в песчаниках представлен в основном зернами кварца, часто дробленными, рассеченными рудными прожилками, редко мелкими табличками полевых шпатов. Марганцевое оруденение на глубину не прослежено. Мощность уйтасской свиты составляет 100 м.

Аркозовые песчаники перекрываются породами сульциферового горизонта фаменского яруса (D_3 fmsl), представленными от темно- до светло-серых окремненными, часто ожелезненными известняками. Приблизительно в средней части горизонта наблюдается пласт светло-серых мелкозернистых слабо омарганцованных песчаников, состоящих в основном из квар-

ца. Марганцевые минералы развиваются по цементу песчаников. Мощность песчаников от 2 до 7 м, по падению пласт песчаников прослежен на 200 м. В зонах разломов марганцевые минералы играют роль цемента в брекчии, обломки в которой представлены исключительно кварцем. Мощность сульциферовых слоев 40–80 м.

Породы сульциферового горизонта перекрываются окремненными известняками турнейского яруса нижнего карбона (C_1t_1), на размытой поверхности которых с угловым несогласием лежат неогеновые (N_1) глины серо-зеленого и бурого цветов, развитые в северо-восточной и юго-восточной частях месторождения.

Интрузивные образования. В северной части месторождения находится массив протерозойских гранитов (γPR_3). Массив вытянут в меридиональном направлении. В его строении принимают участие щелочные неравномернозернистые аляскитовые граниты микропегматитовой структуры и нормальные граниты, обычно лейкократовые.

На месторождении установлено несколько даек диабазовых порфиритов (βD_3), прорывающих конгломераты франского яруса.

В структурном отношении месторождение Жаксы-Котр приурочено к западному борту Жаксы-Котрской мульды, осложняющей западное крыло Актасской грабен-синклинали. Мульда сложена породами девонского и каменноугольного возраста. Падение пород на месторождении с юга на север меняется от восточного до северного под углами от 10 до 30°, а вблизи зон тектонических нарушений – до 40–80°.

Структура месторождения Жаксы-Котр осложнена серией разрывных нарушений, сбросов с незначительным сдвигом, реже взбросов. На севере мульда осложняется двумя ступенчатыми сбросами; один из них называется Усгырлытауским. Оба сброса имеют простирание, близкое к широтному. Амплитуда смещения пород составляет приблизительно 50–100 м, в результате чего рудное тело участка Северный оказалось приподнятым по отношению к породам и рудным телам, расположенным южнее сбросов. От Усгырлытауского сброса ответвляется серия более мелких разрывных нарушений. К одному из них приурочено жильное тело участка Северный. Мелкими нарушениями рудное тело участка Западный разбито на три блока, смещенных относительно друг друга. Амплитуда смещения составляет 20–30 м. На юге месторождения фиксируется Южный разлом, предположительно сбросового характера, с оперяющими его более мелкими разрывами, осложняющими структуру Центрального рудного тела. Южный разлом имеет северо-восточное простирание. Он отсекает от Центрального рудного тела блок и смещает его к северо-востоку на 450 м. Смещенный блок, в свою очередь, сечется разрывными нарушениями более высокого порядка на три части.

На месторождении Жаксы-Котр выделяются пять рудных участков – Центральный, Западный, Северный, Юго-Восточный и Дальний (последний находится в 5 км к северо-востоку от Центрального за пределами геологической карты, приведенной на фиг. 6).

Рудные залежи, как правило, имеют характер выклинивающихся пластов, залегающих согласно с вмещающими породами. Углы падения залежей колеблются в пределах 20–30°. Исключение составляет участок Северный, залежь которого имеет падение 70–80°.

Наиболее крупной является залежь Центрального участка. В плане она имеет форму линзы, вытянутой в меридиональном направлении. Длина ее достигает 800 м. Мощность изменяется от 7 м в центральной части линзы до десятков сантиметров на северном и южном флангах. По падению рудная залежь прослежена на 200 м в северной части и почти на 600 м в южной. Она имеет согласное залегание с вмещающими породами, падение к востоку под углом 20–30°.

В южной части рудного тела проходит разлом, смещающий рудное тело к востоку на 200 м, в результате чего выделяется самостоятельный Юго-Восточный участок, являющийся на самом деле южным продолжением Центрального участка.

На Западном участке рудная залежь прослеживается в коренном залегании и по высыпкам на 200 м. Ширина выхода обычно колеблется в пределах 4–6 м, а мощность составляет 2–3,5 м. Падение рудной залежи на север под углом 18–20°. Серией разломов рудное тело разбито на три блока, смещенных относительно друг друга на 10–20 м.

В пределах Северного участка руды прослеживаются на поверхности на расстоянии 200 м при мощности 0,5–1 м. Угол падения крутой и составляет 70–80°.

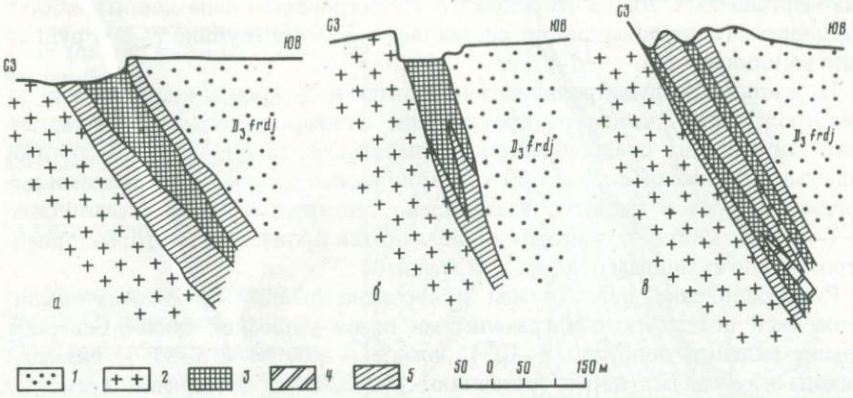
Рудная залежь участка Дальний прослежена по простиранию на 350 м при мощности до 1 м. Площадь участка полностью перекрыта отложениями неогена. Этот факт, а также наличие коры выветривания значительной мощности (до 100 м) не позволили полно изучить особенности строения рудного тела этого участка.

Рудопроявление Стандарт. Оно располагается по восточному борту Актасской грабен-синклинали. В основании пород уйтасской свиты фаменского яруса, представленных переслаивающимися миндалекаменными андезито-базальтами и коричневато-серыми песчаниками, близкими по составу к аркозовым, выделено от двух до четырех линзовидных прослоев гематитизированных туфопесчаников коричневато-серого цвета. Последние в виде коротких (первые сотни метров) и маломощных (от 0,2 до 1,5 м) прослоев прослеживаются на десятки километров вдоль Кыштауского разлома. Гематитизированные туфопесчаники сложены зернами кварца, полевых шпатов, угловатыми обломками андезито-базальтов, сцементированными криптокристаллическим гематитом. Рудный цемент частично или полностью замещает цементирующий материал туфов. На выходе пластов на поверхность в зоне окисления встречены маломощные прожилки и корочки гидроокислов марганца. Мощность рудной пачки в целом составляет 25–30 м, мощность отдельных прослоев рудных песчаников изменяется от 0,5 до 2–3 м.

Найзатасский тип месторождений

Месторождение Найзатас. Оно располагается на восточной периферии Джездинского рудного поля, геологическое описание которого приведено при характеристике месторождения Джезды.

Рудные тела месторождения Найзатас приурочены к разрывному нарушению, ответвляющемуся от Агадырского сброса и располагаются на контакте додевонских гранитов и верхнедевонских конгломерат-песчаников джез-



Фиг. 6. Разрезы участка Центральный месторождения Найзатас (по Е.А. Немову)
1 – конгломераты и песчаники джездинской свиты; *2* – граниты; *3* – марганцевые руды; *4* – железо-марганцевые руды; *5* – железные руды

динской свиты. Они группируются в три обособленных участка: Центральный, Восточный и Западный.

Наиболее крупное рудное тело месторождения Найзатас находится на Центральном участке. Оно прослежено по простиранию на 310 м, а по падению на 120 м (под углами 60–80° на юго-восток). Рудная залежь содержит в себе резко обособленные друг от друга сплошные железные и марганцевые руды. Последние представлены не совсем правильными по форме линзами длиной по простиранию и по падению 35–40 м при мощности от 0,5 до 8 м. Каких-либо строгих закономерностей в пространственном расположении их не отмечается. Марганцевые руды располагаются в верхней части залежи, приурочены либо к висячему, либо к лежачему боку. С глубиной мощность марганцевых руд уменьшается (фиг. 6, *а*), они, как правило, выклиниваются и сменяются железными (гематитовыми) рудами, которые, в свою очередь, выклиниваются у основания аркозовой толщи на глубине около 90 м (фиг. 6, *б*). В небольшом количестве на участке встречены линзы железо-марганцевых руд (фиг. 6, *в*).

Восточный участок представлен маломощными залежами главным образом железных руд. Оруденение прослеживается по простиранию на 45 м, а по падению на 30 м. Восточный фланг залежи располагается в сбросовой зоне среди гранитоидов. Западный участок представлен маломощными рудными телами марганцевых и железных руд.

Рудопроявления Надеждинское, Баладжал, Бала-Джезды, Западный Керегетас, Жаман-Керегетас. Эти рудопроявления располагаются по западному и северному обрамлению Эскулинского купола. По структурному положению и типу оруденения они близки к месторождению Найзатас. На всех этих рудопроявлениях секущие крутопадающие рудные тела небольших размеров приурочены к разрывным нарушениям типа сбросов и сложены рудами железа и марганца.

Рудопроявление Баладжал располагается в 1,5 км к юго-востоку от месторождения Найзатас и приурочено к разлому, принадлежащему к той же системе нарушений, что и Найзатасский разлом. Рудопроявление состоит из пяти небольших линзовидных тел; из них три железорудных и

два марганцевых. Длина наибольшего (марганцевого) тела достигает 50 м. Мощность его на поверхности составляет 1,5 м. На глубине 7–8 м рудное тело выклинивается.

Надеждинское рудопроявление находится в 3–4 км к северо-западу от месторождения Джезды на простирании Агадырского разлома. Марганцевое оруденение представлено крутопадающей сложной по морфологии залежью протяженностью до 50 м и мощностью до 2 м. Вмещающими породами являются граниты. Установлено, что рудная залежь на глубине 6–7 м разбивается на ряд выклинивающихся прожилков, которые ориентированы по трещинам отдельности гранитов.

Рудопроявление Бела-Джезды приурочено к ядру брахиантиклинали, сложенной песчаниками и гравелитами низов уйтасской свиты. Северное крыло складки пологое (8–10°), южное – крутое (18–55°). Размеры выхода оруденелых пород составляют 100 × 200 м. Оруденение представлено сильно трещиноватыми омарганцованными песчаниками, среди которых располагаются небольшие тела (размером до 0,5 м) богатых рудных брекчий, имеющих форму линз, крутопадающих к югу. Они вытянуты в широтном направлении, согласно простиранию складки.

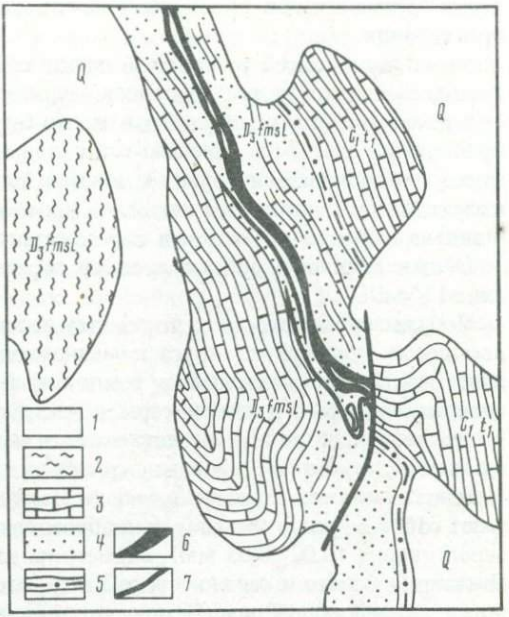
На рудопроявлении Западный Керегетас оруденение приурочено к крупному разрывному нарушению широтного направления. В восточной части проявления среди пород докембрия располагается тело мощностью от 3 м до нескольких десятков метров и длиной 250 м, сложенное пестрокрашенными яшмовидными породами. Кварц интенсивно трещиноват, иногда брекчирован, содержит полости, заполненные охристыми железо-марганцевыми соединениями и железной слюдкой. В западной части рудопроявления на контакте пород джездинской свиты с докембрийскими гнейсами располагается мономинеральная гематитовая жила. Мощность жилы уменьшается с востока на запад от 5 м до полного выклинивания. Массивный гематит сопровождается выделениями барита и колломорфными образованиями гематита, проникающими по трещинам в песчаники нижней части разреза уйтасской свиты. В зальбандах гематитовой жилы слабо проявлено омарганцевание.

Рудопроявление Жаман-Керегетас представлено интенсивно омарганцованными брекчированными яшмовидными породами с гематитом. Оруденение приурочено к крупному сбросу северо-западного направления, разделяющему породы докембрия и конгломераты джездинской свиты.

Каратасский тип месторождений

Месторождение Каратас. В геологическом строении района месторождения принимают участие породы верхнедевонского, нижнекаменноугольного и четвертичного возраста (фиг. 7). В западной части месторождения (за пределами карты) выступает красноцветная толща конгломератов и аркозовых песчаников розовато-коричневого цвета девонского возраста ($D_2 - D_3$). Они имеют близкое к меридиональному простирание и восточное падение.

На верхнедевонских конгломератах и песчаниках залегают породы сульфицерового горизонта фаменского яруса (D_3 fmsl). В районе месторождения горизонт подразделяется на четыре пачки (снизу вверх): 1) пачка



Фиг. 7. Схематическая геологическая карта месторождения Каратас (по В.Я. Ушакову с дополнениями автора)

1 – аллювиальные отложения; *2* – кремнисто-глинистые и песчано-глинистые породы; *3* – известняки; *4* – песчаники; *5* – яшмоподобные кварциты; *6* – марганцевые руды; *7* – разрывные нарушения

кремнисто-песчано-глинистых пород, 2) пачка известняков, 3) каратасская рудоносная пачка, 4) пачка яшмо-кварцитовых пород.

Песчано-глинистые и кремнисто-глинистые породы первой пачки имеют бурый, кирпично- и мясо-красный цвет. К ним приурочено оруденение, которое обнаруживается в виде тонких маломощных прожилков марганцевых минералов. В верхних частях пачки содержится прослой бурых железняков мощностью 40–70 см. Общая мощность пачки 50–60 м.

Выше по разрезу сульциферового горизонта идут известняки второй пачки. Известняки серые, плотные, тонкоплитчатые, окремненные и комковатые. Некоторые разности известняков слагаются серыми известковистыми фрагментами, как бы сцементированными желто-серой известковистой массой. Встречаются прослои крепких, тонкоплитчатых известняков. В нижней части пачки проходит прослой сильно песчанистых известняков с большим количеством зерен водяно-прозрачного кварца. Зерна имеют размер 0,5–1 мм и хорошо окатаны. Этот прослой песчанистых известняков хорошо прослеживается по простиранию и является маркирующим для пачки межрудных известняков. Мощность известняков 60 м.

Известняки перекрываются породами каратасской рудоносной пачки, которая сложена известняками, чередующимися с аркозовыми песчаниками, пластами и пропластками марганцевых, железо-марганцевых и железных руд. Известняки темно-серого и светло-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком. Песчаники большей частью кварцево-полевошпатовые красно-бурого и вишнево-красного цвета, разнозернистые, от грубозернистых до тонкозернистых. Красная окраска песчаников обусловлена присутствием в них гематита, который в отдельных участках и тонких прослоях составляет 50–65% от общей массы породы. Цемент песчаников железисто-карбонатный. Реже среди известняков встречаются песчаники кварцевые, желтовато-серого и серого цвета, крупнозернистые. Цемент песчаников карбонатный. Крупные зерна водяно-прозрачного кварца редко рассеяны в цементе. Мощность рудоносной пачки непостоянна и изменяется от 24 м на юге месторождения до 31 м на севере. В южной части месторож-

ления часть выходов рудоносной пачки срезана сбросом меридионального простирания.

Выше каратасской рудоносной пачки залегает пачка яшмо-кварцитовых пород, состоящая из трех прослоев кварцитов и яшмоподобных кварцитов сургучно-красного, оранжевого и желто-бурого цвета. Промежутки между прослоями слагаются песчано-глинистыми породами. По простиранию пачка прослеживается только в южной части месторождения. На глубине кварцитовые и яшмо-кварцитовые прослои отсутствуют, и пачка представлена только известняками светло-серого цвета. Мощность пачки 6–8 м.

Общая мощность сульциферового горизонта на месторождении составляет 130 м.

Породы сульциферового горизонта перекрываются мощной толщей известняков турнейского яруса каменноугольной системы. Основная масса известняков имеет черный и темно-серый цвет; в нижней части толщи известняки серые и светло-серые, местами желтые и вишнево-красные. В нижней части толщи известняков отмечаются два горизонта песчано-глинистых пород и горизонт крупнозернистых кварцевых песчаников. Мощность одного горизонта 4–6 м. Песчано-глинистые породы представляют собой бурые и желто-бурые образования, которые состоят из мелких зерен кварца (0,02–0,03 мм), сцементированных глинистыми минералами. Песчаники белого и светло-серого цвета, состоят из зерен хорошей окатанности размером до 8 мм. Цемент глинисто-кварцевый. Порода очень пористая. Местами цемент замещен окислами марганца и в этом случае песчаники приобретают серый цвет. Общая мощность всей толщи известняков 800 м.

Четвертичные отложения на месторождении представлены коричнево-бурыми глинами и суглинками с включениями угловатых обломков окремненных известняков и белых кремней, плохо окатанных кусочков кварца, марганцевой руды, стяжений бурых железняков. Эти отложения встречаются в небольших обрывах сухого русла, огибающего месторождение. Мощность их 1,3–1,6 м.

На месторождении Каратас породы фаменского яруса интенсивно выветрены. Мощность коры выветривания на месторождении колеблется от нескольких метров до 60 м. Поэтому все выработки, пройденные на месторождении, вскрывают измененные породы.

По типу разреза (кремнисто-карбонатный) и стратиграфической приуроченности железо-марганцевой минерализации (верхний фамен) месторождение Каратас сходно с железо-марганцевыми месторождениями Атасуйского рудного района, что дало основание некоторым исследователям считать месторождение Каратас представителем Атасуйского типа железо-марганцевых месторождений в Джезказган-Улутауском районе [2, 19, 6].

В структурном отношении месторождение Каратас приурочено к западному крылу Акжальской синклинали. Падение пород, слагающих его, характеризуется в целом северо-восточным направлением. В бортовой части крыла углы падения пород, представленных аркозовыми песчаниками и конгломератами, составляют 12–15°. Центральная часть синклинали выполнена карбонатными породами, падающими под углами 60–70°.

Выходы каратасской рудоносной пачки протягиваются в северо-запад-

ном направлении с простиранием 320°. От этого общего направления имеются небольшие отклонения в виде изгибов, в которых простирание пород изменяется в пределах от 310 до 360°. Общее северо-западное направление пород сохраняется для большей части месторождения, только в южной части оно изменяется на юго-западное (азимут простирания 200–220°).

Западное крыло Акжальской синклинали осложнено складками второго порядка. В южной части месторождения имеется несколько таких складок, в северной части – одна. Все они протягиваются в северо-западном направлении. Оси их параллельны общему простиранию крыла Акжальской синклинали. Ширина складок составляет обычно 20–30 м, редко достигает 120 м. В районе месторождения Акжальская синклиналь рассечена меридиональным сбросом.

На месторождении устанавливаются два уровня марганцевой минерализации. Оба приурочены к сульфицеровому горизонту фаменского яруса. Нижний уровень прослеживается в пачке песчано-глинистых и кремнисто-глинистых пород. Оруденение представлено очень невыдержанными по простиранию и падению прослоями, содержащими прожилки окислов марганца и отдельные включения конкреций. Мощность прожилков 1–2 см, редко 5–8 см.

Оруденение верхнего уровня приурочено к каратасской рудоносной пачке. Она сложена известняками, переслаивающимися с аркозовыми песчаниками, к которым приурочены четыре прослоя марганцевых, железо-марганцевых и железных руд. Общая мощность пачки в южной части месторождения 24 м, в северной – 31 м; далее к северу и югу она уменьшается, и пачка выклинивается. По простиранию в пределах месторождения она прослежена на 2,5 км.

В верхнем уровне выделены четыре рудных прослоя. Прослой 1 известен лишь в южной части месторождения; протяженность его около 150 м. К северу и югу он выклинивается. Максимальная мощность 18 см. На глубине 8–10 м по падению прослой выклинивается, или марганцевое оруденение в нем сменяется железным. Прослой 2 с незначительными перерывами прослеживается от южной части месторождения на протяжении около 700 м. Максимальная мощность 33 см. Среднее содержание по прослою (в %): Mn – 33,8, Fe – 5,82. На глубине 8–10 м прослой выклинивается, или марганцевое оруденение в нем сменяется железным. Прослой 3 (основной), наиболее выдержанный по простиранию, прослеживается почти во всех горных выработках. Протяженность этого прослоя составляет 1450 м. Мощность изменяется от 20–40 см в южной части месторождения до 70 см в центральной и северной. По простиранию к северу содержание марганца в рудном прослое уменьшается, а содержание железа – увеличивается. В южной части месторождения руды плотные с небольшим количеством обломочного материала, содержание марганца в них составляет около 40%; в северной части месторождения богатые руды сменяются омарганцованными песчаниками с содержанием марганца около 20%. Содержание железа в прослое 3 изменяется с юга на север от 2–3 до 10%. По падению мощность прослоя уменьшается, содержание марганца снижается, содержание железа увеличивается, часто марганцевое оруденение сменяется железным. В южной части месторождения это происходит на глубине 8–10 м,

в северной части – на глубине 180 м. Местами к кровле рудного прослоя 3 приурочены гематитовые песчаники, содержание Fe_2O_3 в которых иногда достигает 50%. Прослой 4 протягивается с перерывом на расстоянии 55 м. Мощность его в южной части месторождения 10–20 см, в центральной и северной достигает 60 см. Оруденение приурочено к песчаникам. Максимальная протяженность по падению 102 м. Руда плотная, кусковатая. Среднее содержание в прослое марганца 34,9%, железа 6,3%. Верхняя часть разреза песчаников, вмещающих прослой 4, содержит много гематита.

Помимо пластовых марганцевых руд, на месторождении в пределах каратасской рудоносной пачки установлены конкреционные руды, представленные скоплениями стяжений окислов марганца во вмещающих песчаниках. Количество конкреций в них непостоянно, какой-либо закономерности в их распределении не устанавливается. Наибольшее количество конкреций встречено в центральной части месторождения между прослоями 3 и 4, где оно составляет 50–60% от общей массы породы. В других участках количество конкреций значительно уменьшается и редко достигает 15–20%. С глубиной количество конкреций также падает, а количество примазок и корочек увеличивается.

Железные руды на месторождении Каратас получили довольно широкое распространение, хотя их объем по сравнению с марганцевыми рудами невелик. Они концентрируются в пределах каратасской рудной пачки. Основная масса железных руд приурочена к прослоям, с которыми связаны и марганцевые руды. Устанавливается закономерность, выражающаяся в том, что в пределах каждого прослоя железные руды по падению сменяются марганцевыми. Эта смена происходит, как правило, на глубине 8–10 м. Кроме того, железные руды отмечены в кровле прослоев 3 и 4, где их мощность составляет 40–60 см, изредка достигает 1 м. По простиранию и падению мощность этих руд уменьшается, или в них снижается содержание железа. Железные руды имеют гематитовый состав. Мелкочешуйчатый гематит развит по цементу кварц-полевошпатовых песчаников. Содержание железа в рудах непостоянно. Руды, приуроченные к кровле прослоев 3 и 4, являются наиболее богатыми, содержание железа в южной части месторождения равно около 40%, и поднимается в отдельных участках до 51–53%. По падению и простиранию степень насыщения чешуйчатым гематитом снижается, и содержание железа падает до 10–15%.

Рудопроявление Карабайтам. Проявление располагается по восточному борту Актасской грабен-синклинали и приурочено к породам сульциферового горизонта. Представлено тонкими прожилками окислов марганца в окисленных выветрелых песчаниках. На дневной поверхности наблюдаются многочисленные скопления марганцевых конкреций. Зона рудной минерализации невелика и по простиранию прослеживается до полутора десятков метров.

ТИПЫ РУД, ИХ ТЕКСТУРНЫЕ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

По составу среди руд изученных месторождений выделяются марганцевые, железо-марганцевые и железные. Марганцевые руды преобладают на всех месторождениях за исключением месторождения Найзатас, где главный тип составляют железные руды. Существенное распространение последние получили также на месторождении Каратас. На месторождении Найзатас кроме собственно марганцевых и железных руд в небольшом количестве установлены смешанные железо-марганцевые (якобситовые) руды.

Марганцевые руды

По условиям образования марганцевые руды делятся на первичные и вторичные (руды зоны окисления).

Первичные марганцевые руды. По минеральному составу первичные марганцевые руды делятся на браунитовые, коронадит-голландитовые и гаусманитовые.

Браунитовые руды составляют основу марганцевых руд района. По текстурным особенностям они подразделяются на цементационные, массивные и конкреционные.

Цементационные руды имеют более широкое распространение. Они развиты на месторождениях Джезды, Жаксы-Котр и Каратас и представляют собой образования, в которых галька и обломки различных пород сцементированы браунитом.

Терригенный материал руд месторождений джездинского типа представлен обломками эффузивов андезито-базальтового состава, гранитов, сланцев, кварца, полевых шпатов различной размерности и окатанности. Этот набор обломков характерен также и для пород нижележащей толщи. На месторождении Жаксы-Котр основную массу обломочного материала составляет галька андезито-базальтов, в то время как в джездинских рудных конгломератах обломки представлены в основном гранитами, а галька эффузивных пород встречается редко. Обломки обычно не сортированы и имеют различную величину – от 1–5 мм до нескольких десятков сантиметров в поперечнике.

На месторождении Каратас терригенный материал руд представлен исключительно кварцем и полевым шпатом.

В зависимости от размера обломков можно выделить мелкообломочные рудные конгломераты (размер обломков 0,1–0,5 см), среднеобломочные (0,5–2 см), крупнообломочные (2–5 см) и валунные (до нескольких десятков сантиметров). На месторождении Жаксы-Котр распространены средне- и мелкообломочные рудные конгломераты. На месторождении Джезды наряду с ними широким развитием пользуются и валунные. Каратасские руды представлены только мелкообломочными образованиями.

Форма обломков самая разнообразная и зависит от их состава. Эффузивы и кварц представлены окатанной круглой галькой и имеют шарообразную и яйцевидную форму. Обломки сланцев имеют вытянутую форму, полевые шпаты встречаются в виде неокатанных лейст, а обломки гранитов имеют угловатую и плохо окатанную форму. Цементационные руды характеризуются сравнительно невысокими содержаниями рудного

Таблица 1

Результаты химических анализов (в масс. %) руд различных типов из верхнедевонских марганцевых и железо-марганцевых месторождений Джезказган-Улутауского района

Окислы	Марганцевые											
	первичные						зоны окисления			первичные		
	браунитовые				коронадит-голландитовые					якобситовые	гематитовые	
	цементационные		массивные		цементационные		цементационные	массивные	конкреционные	массивные	цементационные	массивные
	Джезды	Жаксы-Котр	Джезды	Жаксы-Котр	Жаксы-Котр		Жаксы-Котр	Джезды	Каратас	Найзатас	Жаксы-Котр	Найзатас
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Na_2O	0,07	0,17	0,10	0,10	0,16	0,16	0,42	0,16	0,58	0,14	0,37	0,06
K_2O	2,77	1,11	0,87	0,63	7,47	7,61	4,32	3,92	2,87	0,11	6,84	0,09
MgO	Следы	0,50	0,60	0,80	0,30	0,07	0,20	0,72	0,90	0,80	0,25	0,07
CaO	Не обн.	1,12	1,54	2,00	1,31	0,70	0,20	1,00	1,11	Не обн.	0,09	0,39
BaO	1,46	0,39	5,20	1,37	2,91	1,35	6,45	3,07	Не обн.	То же	0,10	Не обн.
CuO	Не опр.	0,06	Не опр.	0,06	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
ZnO	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же	То же	0,20	0,68	То же	То же
MnO	27,15	27,75	35,49	34,05	3,10	8,88	3,75	16,28	3,66	15,34	0,84	0,06
PbO	Не обн.	0,07	Не обн.	Не обн.	3,57	5,23	1,12	0,08	Не обн.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al_2O_3	4,23	1,50	2,15	0,30	10,13	9,50	5,69	4,53	5,01	0,65	12,05	0,85
Fe_2O_3	1,56	2,31	1,10	0,83	3,00	4,88	2,30	3,73	3,61	78,94	24,80	97,15
MnO_2	30,00	30,60	38,38	50,64	38,43	27,20	39,00	51,43	61,63	Не обн.	Не обн.	Не обн.
SiO_2	30,00	32,90	10,90	7,36	26,04	30,80	34,05	12,23	14,56	1,80	51,70	1,31
TiO_2	0,24	0,11	Следы	Не обн.	0,44	0,68	0,22	0,49	0,27	Не обн.	0,25	Не обн.
P_2O_5	Следы	Не обн.	0,12	0,16	0,23	0,36	Не обн.	Не обн.	Не обн.	То же	Не обн.	То же
SO_3	0,68	То же	3,14	Не обн.	Не обн.	Не обн.	То же	То же	То же	”	То же	”
H_2O^+	0,53	0,34	0,37	1,07	2,37	2,09	2,17	1,97	3,62	0,82	1,56	”
H_2O^-	Следы	0,35	Не обн.	0,22	0,53	0,44	0,42	0,15	1,15	Не обн.	0,42	0,15
$Mn_{мет}$	40,44	40,84	51,73	58,71	26,68	23,07	27,55	45,11	41,78	11,88	0,65	0,05
Сумма	98,69	99,28	99,96	99,59	99,99	99,95	100,31	99,76	99,17	99,28	99,27	100,13

Аналитики: Л.А. Наливко – ан. 1, 2, 6, 7, 9, 11; Л.С. Цимлянская – ан. 3–5; Р.С. Яшина – ан. 10, 12; В.И. Степашкина – ан. 8.

компонента. В наиболее богатых разностях руд месторождений Джезды и Жаксы-Котр процент металлического марганца составляет ~40% (табл. 1, ан. 1, 2). Во фланговых частях залежей руды разубоживаются, и содержание металлического марганца падает до 5–6%. Иногда химические анализы руд месторождений Джезды и Жаксы-Котр обнаруживают повышенные количества BaO, которые связаны целиком с баритом, о чем свидетельствуют соответственно высокие содержания SO_3 (табл. 1, ан. 1). Барит в рудах присутствует в виде мелких (до нескольких миллиметров) включений. На месторождении Каратас марганцевые руды содержат небольшое количество терригенного материала, поэтому содержание металлического марганца довольно высокое – около 50%, а содержание кремнезема наоборот очень низкое – 5,62%. Количество Fe_2O_3 в цементационных марганцевых рудах составляет в среднем от 1 до 4%, редко до 7%.

Взаимоотношения рудного и нерудного вещества, наблюдаемые под микроскопом и визуально, указывают на замещение галек и обломков рудными минералами. Характер замещения определяется составом пород,

слагающих обломки. Обломки сланцев, например, замещаются только по краям с сохранением в замещенных участках реликтовой сланцеватости пород. Замещение полевых шпатов начинается с внутренних частей обломков в том случае, если двойникование в них отсутствует. Если же таковое проявлено четко, то замещение идет по швам двойникования, что придает обломкам полосчатый вид. Наиболее интересные соотношения рудного вещества с обломками наблюдаются для эффузивов. В одних случаях можно видеть очень тонкие вкрапления марганцевых минералов в неоднородной массе эффузива, в других случаях, когда эффузивы обладают порфировой структурой, замещается только основная масса, лейсты плагиоклазов остаются неизменными. На Центральном участке месторождения Жаксы-Котр в эффузивах наблюдались рудные стяжения в 3–4 мм.

На месторождении Джезды нами вместе с цементационными рудами рассматриваются оруденелые полимиктовые песчаники. Нерудная часть их представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками сланцев. Браунит присутствует либо в виде пленок, либо в виде тонкого налета, обволакивая отдельные песчинки. Эта разновидность руд характеризуется низким содержанием марганца – от 8 до 10%.

Массивные браунитовые руды на описываемых месторождениях пользуются меньшим распространением. На месторождении Джезды они встречены только на участке Джезды, где приурочены в основном к зонам разрывных нарушений и непосредственно к прилегающим к ним участкам. Для этих руд очень характерна раздробленность; в большом количестве встречаются зеркала скольжения. По трещинам развиваются нерудные минералы (кальцит, барит). Часто присутствуют мельчайшие пустотки, заполненные баритом, кварцем или кальцитом. На месторождении Жаксы-Котр руды массивной текстуры слагают жильное тело Северного участка. На месторождении Найзатас массивные браунитовые руды залегают совместно с гаусманитовыми и образуют смешанный тип руд. Приурочены они к центральным частям рудных тел.

Массивные руды отличаются большой плотностью и твердостью; в них полностью или почти полностью отсутствует обломочный материал. Химический состав массивных руд (см. табл. 1, ан. 3, 4) характеризуется высоким содержанием металлического марганца – 51,73% и 58,71%, соответственно, и довольно низким содержанием кремнезема – до 10%. Сравнительно высокое содержание BaO и SO_3 – 5,20% и 3,14%, соответственно, в рудах месторождения Джезды объясняется присутствием мелких включений барита.

Конкреционные руды установлены на месторождении Каратас. Они отмечаются вблизи рудных пластов во вмещающих породах и представлены конкрециями и стяжениями различных размеров, сложенных главным образом гидроокислами марганца. Количество этих образований весьма непостоянно, какой-либо закономерности в распределении конкреций не установлено. Наибольшее количество конкреционных руд находится в центральной части месторождения между рудными прослоями 3 и 4.

Величина марганцевых конкреций колеблется в среднем от 1 до 5 см и достигает в отдельных случаях 15–20 см. Примесь терригенного материала в них незначительна и представлена пылевидными частичками размером не более 1 мм.

Первичным рудным минералом конкреций является браунит, но он в значительной степени окислен. Отдельные реликты его наблюдаются среди основной массы романешита и криптомелана.

В табл. 1 (ан. 9) приведены данные химического анализа одной из окисленных конкреций, которая характеризуется относительно высоким содержанием металлического марганца, составляющим 41,78% и с сравнительно низким содержанием кремнезема – 14,56%.

Коронадит-голландитовые руды установлены в незначительном количестве на месторождениях Джезды и Жаксы-Котр. В северо-западной части месторождения Джезды встречены колломорфные и массивные их разности. Они характеризуются высоким содержанием свинца и бария – более 20% [14]. На месторождении Жаксы-Котр описываемые руды обнаружены на Западном участке. Они имеют цементационную текстуру: марганцевые минералы (коронадит – голландит) как бы обволакивают обломки пород (табл. I, *а*). Содержание свинца и бария в этих рудах гораздо ниже – 6% (табл. 1, ан. 5, 6). Содержание Fe_2O_3 составляет 3,00% и 4,88%, соответственно. Следует отметить, что минералы ряда голландит–коронадит образуют также многочисленные прожилки и колломорфные образования в браунитовых цементационных рудах.

Гаусманитовые руды известны только на месторождении Найзатас. Они характеризуются массивной текстурой и зернистым строением. Вместе с браунитовыми рудами они слагают центральные части рудных тел.

Марганцевые руды зоны окисления. Характерной чертой всех изученных месторождений является наличие глубокой зоны окисления первичных марганцевых руд.

В цементационных рудах на эрозионном срезе и в приповерхностных частях рудных залежей обломочный материал часто выветривается и выщелачивается полностью. Руды, подвергшиеся окислению, но с сохранившимся или почти сохранившимся кластическим материалом, имеют реликтовую цементационную или грубослоистую текстуру. При почти полном окислении и выветривании руд среди них наблюдается значительное развитие пористых или кавернозных текстур, возникших в результате выщелачивания зерен обломочного материала. Поры и каверны частично выполнены порошковатыми разностями гидроокислов марганца. Крупные обломки полевого шпата и обломки пород, входящие в состав кластического материала, нередко довольно интенсивно пигментированы гидроокислами марганца, местами почти нацело замещены последними. Браунит, цементирующий обломки кластического материала, в зоне окисления замещается криптомеланом, романешитом и пиролюзитом. Замещение идет по контактам рудного цемента с обломками кластического материала.

Массивные браунитовые руды вследствие их большей монолитности в меньшей степени поддаются окислению, чем цементационные руды. Развитие криптомелана, романешита и пиролюзита происходит по межзерновым пространствам браунита.

Конкреционные руды месторождения Каратас практически полностью окислены. Их первичный браунитовый состав устанавливается по реликтам браунита, наблюдаемым среди романешита и криптомелана.

Химический состав окисленных марганцевых руд отличается от химического состава первичных руд резким преобладанием Mn^{4+} над Mn^{2+}, а также высоким содержанием H_2O^+, которая входит в состав криптомелана и романешита (табл. 1, ан. 7–9).

Железо-марганцевые руды

Железо-марганцевые руды установлены только на месторождении Найзатас и в очень небольшом количестве. Они приурочены к нижним частям рудных тел, характеризуются массивной текстурой, отличаются большой плотностью и твердостью. Железо-марганцевые руды сложены якобситом, в котором обнаружены микроскопические выделения франклинита. Химический анализ образца руды показывает, что содержание MnO в ней составляет 15,34%, а содержание Fe_2O_3 – 78,94%. Кроме основных компонентов, марганца и железа, в якобситовой руде обнаружено повышенное содержание кремнезема – 1,80% и окиси цинка – 0,68%. Количество остальных примесей (Na_2O, K_2O, CaO и Al_2O_3) ничтожно и в сумме составляет 1,70%.

Железные руды

Железные руды в районе менее распространены, чем марганцевые. В значительном количестве они встречены на месторождении Найзатас и Каратас, при этом на первом они образуют главный тип руд. На месторождениях Джезды и Жаксы-Котр количество железных руд незначительно. Вещественный состав железных руд довольно прост – основным рудным минералом является гематит. По текстурному признаку выделяются цементационные, массивные и колломорфные руды.

Цементационные руды установлены на месторождениях Жаксы-Котр и Каратас. В отличие от цементационных марганцевых руд, размер гальки более крупный и в некоторых случаях достигает величины 10–20 см. Цемент конгломератов состоит главным образом из гематита. Содержание Fe_2O_3 в них составляет в среднем 25%, иногда 30%. Содержание марганца ничтожно – не более 1%. Местами встречены сплошные скопления чешуйчатого гематита (размером до 0,5 м в диаметре); от них наблюдались ответвления в виде небольших гематитовых прожилков. Железные руды на месторождении Каратас представлены средне- и тонкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, обогащенными чешуйчатым гематитом. Содержание Fe_2O_3 в них составляет 41%, а иногда достигает 50–53%.

Массивные и колломорфные железные руды являются главным типом руд на месторождении Найзатас. Химический анализ подтверждает мономинеральность их состава: 97,15% проанализированного образца составляет Fe_2O_3 (табл. 1, ан. 12). Содержание окиси марганца ничтожно – 0,6%. На месторождении Найзатас, помимо гематита в строении железных руд принимает участие также магнетит. Иногда наблюдаются отдельные скопления и даже целые участки, полностью сложенные им [14]. Небольшие залежи массивных гематитовых руд установлены в западной части месторождения Джезды.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Для месторожений Джездинского типа основным минералом марганцевых руд является браунит, для которого выделяются две генерации. Браунит I генерации слагает цементационные руды пластовых залежей. Браунит II генерации слагает массивные руды жильных тел. Второстепенными минералами являются коронадит, голландит и их промежуточные разности. На месторождении Найзатас и проявлениях Найзатасского типа марганцевые руды сложены гаусманитом и браунитом, железо-марганцевые – якобситом, в котором установлены микроскопические выделения франклинита. Железные руды сложены гематитом. На месторождении Каратас рудным минералом марганцевых руд является браунит, железных руд – гематит.

Из нерудных минералов на описываемых месторождениях основная роль принадлежит бариту, кроме того присутствуют кальцит, марганцовис-

Таблица 2

Минералы марганцевых, железо-марганцевых и железных руд Джезказган-Улутауского района

Тип месторождения	Состав руды	Цементационные руды пластовых тел	Массивные руды жильных тел	Конкреционные руды	Руды зоны окисления
Джездинский	Марганцевые	Браунит I генерации, коронадит, голландит	Браунит II генерации, коронадит, голландит, пирит, барит, кальцит, марганцовистый кальцит, манганокальцит, родохрозит*, целестин, кварц	–	Криптомелан, романешит, пиролюзит
	Железные	Гематит	Гематит, барит	–	–
Найзатаский	Марганцевые	–	Гаусманит, браунит	–	Криптомелан, романешит, пиролюзит
	Железо-марганцевые	–	Якобсит I и II генерации, франклинит	–	
	Железные	–	Гематит, магнетит*, барит	–	–
Каратасский	Марганцевые	Браунит	–	Браунит	Криптомелан, романешит, пиролюзит
	Железные	Гематит	–	–	

* Минералы, не обнаруженные автором, но описанные В.В. Калининым на месторождении Джезды [14]. Прочерк в таблице означает отсутствие определенного типа руд на месторождениях соответствующего типа.

тый кальцит, манганокальцит, целестин и кварц[1]. Все перечисленные нерудные минералы связаны главным образом с рудами жильных тел.

В зоне окисления марганцевых руд развиты криптомелан, романешит и пиролюзит.

Минеральный состав различных типов руд приведен в табл. 2. Ниже приводится описание минералов в порядке их распространения в первичных и в окисленных рудах.

Минералы первичных руд

Браунит слагает основную массу рудного вещества марганцевых цементационных и массивных руд месторождений Джезды, Жаксы-Котр и Каратас. На месторождении Найзатас он пользуется значительно меньшим распространением.

Как уже было указано, в рудах месторождений джездинского типа установлены две генерации браунита. Браунит I генерации (браунит I) является главным рудообразующим минералом цементационных руд. Он слагает их цемент и представлен сплошными или рассеянными агрегатами аллотриоморфно-зернистого строения. Размер отдельных зерен 0,5–2 мм. Нередко зерна имеют правильные кристаллографические очертания. Иногда наблюдаются выделения браунита I, имеющие округлую и сферическую форму. Цвет браунита в массе железо-черный, излом неровный. На свежей поверхности излома изредка различимы плоскости спайности. Блеск полуметаллический.

Браунит II генерации (браунит II) слагает массивные руды жильных тел. Плотные его агрегаты характеризуются массивной текстурой, имеют серый или коричневато-серый цвет. Блеск от матового до смоляного, излом раковистый. Браунит II слагает также небольшие прожилки в цементационных рудах. Он находится в ассоциации с минералами группы криптомелана и выполняет вместе с ними пустотки и трещинки. При этом браунит, как правило, заполняет центральные участки пустот и трещинок, а минералы группы криптомелана заполняют периферические части, образуя натечные формы колломорфной структуры (табл. I, *б*, *в*). С браунитом II также тесно связаны многочисленные выделения зернистого барита, имеющие обычно неправильную форму. На месторождении Жаксы-Котр встречены браунит-баритовые образования сферической формы размером до 2–3 см. Браунит слагает периферические части образований, барит – центральные. Структура браунита в таких случаях зернистая.

Взаимоотношения браунита I и II на месторождениях Джезды и Жаксы-Котр позволяют говорить о более раннем образовании браунита I, который слагает цемент цементационных руд: выделения браунита II секут последние.

На месторождении Найзатас браунит развит в незначительном количестве и слагает вместе с гаусманитом марганцевые руды смешанного состава. Минерал характеризуется плотным строением, цвет серый или коричне-

---

[1] Описание минералов кластического материала цементационных руд не приводится.

Таблица 3

Результаты химических анализов (в масс. %) браунитов из месторождения Жаксы-Котр

Окислы	1	2	3	4	5
Na_2O	0,15	0,05	0,13	0,15	0,13
K_2O	0,42	0,03	0,33	0,50	0,63
MgO	Не обн.	0,27	0,51	1,25	0,50
CaO	1,50	1,77	0,92	1,33	0,79
BaO	0,39	0,30	2,17	1,67	0,89
CuO	–	0,12	–	–	–
ZnO	–	–	–	0,05	–
MnO	36,57	38,14	31,35	36,23	32,90
PbO	–	–	1,05	0,37	Следы
Al_2O_3	1,93	0,53	1,18	1,03	0,64
Fe_2O_3	1,77	0,13	1,07	0,90	0,26
MnO_2	45,61	46,70	50,91	45,37	52,75
SiO_2	11,00	10,83	8,51	9,58	9,25
SO_3	0,15	–	–	–	–
H_2O^+	0,40	0,27	0,90	0,16	0,69
H_2O^-	Не обн.	0,18	0,33	0,50	0,25
Сумма	99,89	99,32	99,36	99,09	99,68

1,2 – из цемента рудных конгломератов; 3 – из прожилка; 4 – из браунит-баритового стяжения; 5 – из массивной руды. Аналитики Р.С. Яшина, В.М. Степашкина.

вато-серый. По морфологическим свойствам браунит месторождения Найзатас сходен с браунитом II с месторождений джездинского типа.

На месторождении Каратас браунит является единственным первичным рудообразующим минералом марганцевых руд. Он слагает цемент рудных песчаников. Имеет зернистое строение. Зерна браунита обнаруживают спайность. Размер отдельных зерен 1–2 мм. Цвет в массе от темно-стально-серого до серо-черного.

В отличие от месторождений джездинского типа, на месторождениях Найзатас и Каратас устанавливается браунит только одной генерации.

Под микроскопом в отраженном свете браунит серовато-белый, на фоне коронадита или голландита – голубовато-серый и темно-серый. При скрещенных николях слабо заметны эффекты анизотропии. Они видны лишь в очень хорошо полированных шлифах.

Данные химических анализов браунитов из разных ассоциаций месторождения Жаксы-Котр приведены в табл. 3. В виде изоморфной примеси присутствуют железо, магний, кальций и барий.

Распределение железа в брауните, изученное с помощью микроанализатора, неравномерное. Например, в центре одного из браунитовых прожилков наблюдается зона, несколько обедненная железом, а на контакте с коронадитом, наоборот, отмечается повышенное содержание железа в

брауните (таблица II). Причины этого явления требуют в дальнейшем более детального рассмотрения.

В одной из проанализированных проб браунита (месторождение Жаксы-Котр, браунит-баритовое стяжение) нами обнаружено повышенное содержание MgO, равное 1,25%, что позволяет отнести данный образец к магнезиальному брауниту. Ранее Л.Л. Фермором был описан образец браунита из Индии с содержанием окиси магния 4,36% [35]. Магнезиальный браунит с содержанием 1,40% MgO встречен в Японии [39].

Данные спектрального полуколичественного анализа браунитов различных генераций показали, что браунит I по сравнению с браунитом II обогащен медью, титаном и бором. Если в брауните I содержание этих элементов составляет десятые доли процента, то в брауните II оно снижается на порядок. Кроме того, в брауните II из браунит-коронадитового прожилка установлены повышенные содержания свинца (1–3%), что, по-видимому, связано с присутствием механической примеси коронадита [31].

Дебаеграммы изученных браунитов, приведенные в табл. 4, идентичны эталонной дебаеграмме браунита из Лонгбана (Швеция) [22].

Среди руд изученных месторождений первичные минералы группы криптомелана представлены голландитом и коронадитом, а также промежуточными их разностями с различным содержанием бария и свинца. На месторождении Джезды В.В. Калининым [14] среди первичных марганцевых минералов этой группы установлен также криптомелан.

На месторождении Жаксы-Котр описываемые минералы встречены в небольшом количестве. Они обнаружены главным образом на Центральном участке и в меньшей степени – на Западном, причем отмечается приуроченность их, как правило, к средним частям залежей цементационных руд. Минералы образуют колломорфные выделения в зальбандах браунитовых прожилков или в пустотках, центральная часть которых выполнена браунитом (см. табл. I, *б, в*). Реже эти минералы встречаются в цементе конгломератов, где они как бы обволакивают обломки пород (см. табл. I, *а*). Непосредственного взаимного замещения браунита и минералов группы криптомелана не наблюдалось.

На месторождении Джезды эти минералы встречены в основном в западной и северо-западной частях. Они, так же как на месторождении Жаксы-Котр, связаны с браунитом II генерации и также имеют колломорфную текстуру, но развиты не только в периферических частях браунитовых выделений, но и среди самого браунита (табл. I, *г*).

Кроме колломорфных выделений минералов группы криптомелана, на месторождении Джезды В.В. Калининым [14] установлены массивные разности, приуроченные к разломам или образующие небольшие скопления в непосредственной близости от них.

Данные химических анализов (табл. 5) указывают на присутствие ряда минералов этой группы от существенно свинцовых – коронадит (ан. 5,6), до существенно бариевых – голландит (ан. 1, 2), а также разностей, промежуточных по составу (ан. 3, 4).

Содержание воды в минералах находится в обратной зависимости от содержания катионов (Ba^{2+} + Pb^{2+}) (фиг. 8). Это можно объяснить тем, что в структуре минералов описываемой группы есть вакантные позиции Ba^{2+} и Pb^{2+} которые может занимать вода [41]. При вхождении в струк-

Таблица 4

Данные рентгеновского анализа браунитов *

1		2		3		1		2		3	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
2	3,58	2	3,56			3	1,559	3	1,559	2	1,54
1	3,43					2	1,526	2	1,516		
		1	3,19			2	1,488	2	1,481	2	1,465
1	3,05	1	3,04			8	1,438	8	1,438	8	1,415
10	2,75	10	2,76	10	2,75			5	1,428		
1	2,43	1	2,44			1	1,387				
4	2,40	4	2,39	6	2,37	3	1,373	3	1,371	6	1,36
6	2,18	7	2,19	6	2,15	1	1,191	1	1,188		
1	1,897	1	1,897	2	1,90	3	1,178	3	1,177		
1	1,843	1	1,843	2	1,81	5	1,084	6	1,082		
1	1,769	2	1,760	2	1,75	3	1,059	2	1,057		
9	1,668	9	1,676	10	1,66	2	1,053	1	1,050		

1,2 – из месторождения Жаксы-Котр: 1 – из цемента рудных конгломератов; 2 – из массивной руды; 3 – браунит из месторождения Лонгбан (Швеция) [22].

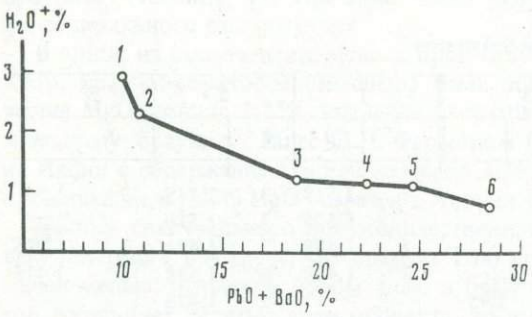
* Здесь и далее в табл. 6, 8, 10, 13, 14, 15 условия съемки для всех изученных минералов одинаковы: Fe-излучение, $D = 57{,}3$ мм.

Таблица 5

Результаты химических анализов (в масс. %) минералов группы криптомелана из месторождения Жаксы-Котр

Окислы	1	2	3	4	5	6
Na_2O	0,28	0,39	0,08	0,14	0,08	0,05
K_2O	1,52	1,90	0,26	0,84	0,20	0,12
MgO	2,27	1,26	2,06	Следы	0,035	Следы
CaO	0,50	2,15	1,01	0,14	0,22	Не обн.
BaO	9,81	10,41	11,96	8,52	7,84	7,63
PbO	0,18	0,30	6,96	13,66	16,92	20,70
MnO	4,67	5,99	8,35	6,80	2,87	5,87
Al_2O_3	3,97	1,35	0,72	0,43	0,44	0,20
Fe_2O_3	2,39	4,51	2,47	4,23	4,91	4,01
MnO_2	68,87	67,63	63,06	62,50	63,76	59,98
SiO_2	1,76	0,72	0,94	0,80	0,58	0,76
H_2O^+	2,90	2,27	1,23	1,24	1,13	0,64
H_2O^-	1,31	0,54	0,51	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,43	99,42	99,61	99,30	98,98	99,96

Здесь и в табл. 6: 1 – голландит из цемента цементационной руды; 2 – голландит из прожилка в браунитовой цементационной руде; 3, 4 – промежуточная разность между голландитом и коронадитом: 3 – из цемента цементационной руды, 4 – из прожилка в браунитовой цементационной руде; 5, 6 – коронадит из прожилка в браунитовой цементационной руде. Аналитик Р.С. Яшина



Фиг. 8. Зависимость содержания H_2O^+ от содержания PbO + BaO в минералах группы криптомелана из месторождения Жаксы-Котр

1 – 6 – номера образцов (см. табл. 5)

туру она, очевидно, частично замещает Ba^{2+} и Pb^{2+}. Компенсация зарядов в этом случае может происходить за счет перехода Mn^{2+} в Mn^{4+}.

По внешнему виду минералы группы криптомелана не различимы. На свежем сколе они имеют стально-серый цвет, матовый блеск, часто раковистый излом. Характеризуются большой плотностью, имеют скрытокристаллическое строение. Удельный вес, измеренный микрометодом, колеблется от 4,21 для голландита до 5,11 для коронадита. Под микроскопом эти минералы имеют свинцово-серый цвет. По сравнению с браунитом обладают более высокой отражательной способностью, причем коронадит имеет более высокое отражение, чем голландит.

Данные полуколичественного спектрального анализа минералов группы криптомелана показали, что эти минералы содержат повышенные количества таких элементов-примесей, как таллий (0,0n–0,000n%), медь (0,n–0,0n %), титан (0,n %) и стронций (0,n–0,0n %). В одном образце отмечено серебро в десятых долях процента. Следует отметить, что повышенные содержания таллия связаны со свинцовыми разностями, а повышенные содержания меди – с бариевыми.

Дебаеграммы всех изученных образцов минералов группы криптомелана практически одинаковы (табл. 6). Для сравнения в табл. 6 приведены межплоскостные расстояния для крайних членов изученного ряда – голландита из района Каджлидонгри, Индия [36] и коронадита из Марокко [37].

Таблица 6

Данные рентгеновского анализа минералов группы криптомелана

1		2		3		4		5		6		7		8	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
												7	7,05		
		2	5,03												
2	3,54	3	3,52	3	3,52	6	3,52	7	3,54	6	3,52	6	3,50	6	3,466
10	3,17	10	3,16	10	3,16	10	3,17	10	3,17	10	3,17	10	3,13	10	3,104
10	2,43	9	2,43	6	2,43	7	2,44	8	2,44	8	2,44	5	2,41	4	2,400
5	2,23	4	2,24	4	2,25	4	2,24	5	2,23	7	2,24	5	2,20	4	2,205
9	2,19	8	2,19	6	2,19	4	2,19	5	2,19	7	2,19	2	2,16	2	2,155
1	2,00									1/2	1,97			1	2,001
												1	1,934	1	1,916
8	1,854	7	1,864	5	1,870	3	1,864	5	1,864	5	1,864	3	1,838	2	1,836
								1	1,764	1	1,760			2	1,742
2	1,680					1	1,729	1	1,710	1	1,715	1/2	1,697	1	1,691
2	1,652	1	1,662	2	1,678	2	1,660	4	1,660	4	1,672	3	1,644	1	1,642
														1	1,592
7	1,559	7	1,570	7	1,570	8	1,563	8	1,559	8	1,568	3	1,544	5	1,542
4	1,439	2	1,452	3	1,446	1	1,448	2	1,448					1	1,432
3	1,385							1	1,394			1	1,400	1	1,400
3	1,360	3	1,376	2	1,381	2	1,377	4	1,371	3	1,375	1/2	1,375	2	1,374
												1	1,359	2	1,356
3	1,317	2	1,317	1	1,315	1	1,310	1	1,310	1	1,318	1/2	1,298	1	1,298
								1	1,254						
								1	1,233			1/2	1,238	1	1,237
														1	1,218
														1	1,148
														1	1,116

1–6 см. табл. 5; 7 – голландит из района Каджлидонгри, Индия [36]; 8 – коронадит из Марокко [37].

Таблица 7

Химический состав якобсита (в масс. %) из месторождения Найзатас, определенный на микроанализаторе "CAMECA MS-46"

Номер анализа	MnO	Fe_2O_3	FeO	ZnO	SiO_2	Сумма
1	27,94	68,46	–	4,52	0,22	101,14
2	23,25	69,24	6,34	1,32	0,22	100,37
Теоретический состав	30,76	69,24	–	–	–	–

1 – цинковый якобсит; 2 – ферроцинковый якобсит. Аналитик С.Е. Борисовский.

Гаусманит в небольших количествах присутствует в рудах месторождения Найзатас. Неизмененный гаусманит редок. Зерна гаусманита размером до 2–3 мм имеют характерное полисинтетическое двойникование и красные внутренние рефлексы, наблюдаемые в иммерсии. Дать полное описание минерала не представляется возможным, так как руды месторождения Найзатас были в значительной степени отработаны в годы войны. Наиболее полная характеристика гаусманита из данного месторождения дана Ф.В. Чухровым [30].

Якобсит встречен на Центральном участке месторождения Найзатас. Легко устанавливается по характерному зеленоватому оттенку и сильной магнитности. Под микроскопом в отраженном свете светло-серый с зеленоватым оливковым оттенком.

Установлено две генерации минерала. Якобсит I генерации образует скопления и отдельные участки в гематитовых рудах. Якобсит II генерации в виде мельчайших выделений размером до 5–7 мкм вместе с франклинитом образует прожилки в якобсите I генерации. Ничтожный размер выделений якобсита II генерации не позволил детально изучить его, поэтому характеристика минерала дается лишь для I генерации.

Химический состав якобсита I генерации определен с помощью электронного микрозонда (табл. 7). По составу отмечены две разновидности минерала: цинковый якобсит (ан. 1), в котором часть марганца замещена цинком, и ферроцинковый якобсит (ан. 2), в котором марганец частично замещен железом и цинком.

В первом анализе сумма MnO + ZnO (32,46%) несколько выше теоретического значения содержания MnO (30,76%), в то время как содержание Fe_2O_3 (68,46%) ниже теоретического (69,24%). Поэтому можно предположить, что незначительная часть Fe^{3+} замещается Mn^{3+}. Пересчет железа на окислы во втором анализе проводился при допущении, что в пробе содержание Fe_2O_3 соответствовало теоретическому (69,24%), остальное железо было пересчитано на FeO. В результате пересчета сумма окислов MnO + FeO + ZnO (30,91%) оказалась практически равной теоретической. Отсюда можно предположить, что часть Mn^{2+} в якобсите замещается Fe^{2+}.

Величина межплоскостных расстояний и интенсивность дифракционных линий якобсита из месторождения Найзатас, как видно из табл. 8, удовлетворительно совпадают с рентгеновскими данными для якобсита из Уибонга, Новый Южный Уэльс (Австралия), взятым в качестве эталона [38].

Таблица 8

Данные рентгеновского анализа якобсита

1		2		1		2	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
5	4,90	4	4,90	9	1,510	6	1,501
1	3,71			2	1,467	1	1,435
3	3,51			1	1,351	1	1,339
6	3,02	4	3,01	3	1,307	2	1,296
4	2,70			2	1,293	1	1,278
10	2,57	10	2,558	2	1,236	1	1,225
1	2,48	1	2,449	1	1,209	1	1,191
1	2,37			3	1,144	1	1,134
1	2,22			6	1,112	4	1,107
7	2,13	6	2,123	4	1,070	2	1,062
2	1,848					3	0,998
3	1,750	1	1,739			1	0,978
3	1,703			1	1,062		
8	1,644	6	1,636				

1 – из месторождения Найзатас; 2 – из Уибонга, Новый Южный Уэльс [38].

Таблица 9

Химический состав франклинита (в масс. %) из месторождений Найзатас, определенный на микроанализаторе "CAMECA MS–46"

Номер анализа	MnO	Fe_2O_3	SiO_2	ZnO	BaO	CaO	K_2O	Al_2O_3	Сумма
1	14,57	59,62	0,62	20,68	1,60	0,14	0,03	0,14	97,40
2	18,90	57,78	0,58	18,42	1,35	0,08	0,04	0,14	97,29
Теоретический состав	15,04	67,71	–	17,25	–	–	–	–	

Аналитик С.Е. Борисовский.

Франклинит установлен на месторождении Найзатас в тесной ассоциации с якобситом II генерации, вместе с которым он образует структуры тонкого прорастания, напоминающие собой картину распада твердого раствора [27]. Совместные выделения этих двух минералов в виде мельчайших прожилков пересекают якобсит I генерации. Размер отдельных выделений франклинита 5–10 мкм.

Под микроскопом в отраженном свете на фоне зеленоватого якобсита франклинит имеет голубоватый оттенок. Изотропный. Внутренние рефлексы темно-красные, заметны только в иммерсии при скрещенных николях.

Химический состав, определенный на микроанализаторе (ан. 1 и 2), приведен в табл. 9. Там же приведен теоретический состав для франклинита с соотношением Zn : Mn = 1 : 1. Недостаток в сумме полученных анали-

Таблица 10

Данные рентгеновского анализа франклинита

1		2		1		2	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
4	5,05	1	4,88	6	1,488		
1	3,49			1	1,424		
1	(3,221)			1	1,335	1/2	1,340
5	2,975	7	2,99	2	1,297	2	1,293
3	(2,812)			2	1,280		
10	2,558	10	2,55			1/2	1,224
5	2,526			1	1,130	2	1,133
1	2,415	1/2	2,44	2	1,123		
4	2,126	4	2,12	2	1,109	5	1,104
2	2,098			1	1,096		
1	1,795			1	1,064	2	1,061
2	1,764	3	1,730	1	1,052		
5	(1,638)	7	1,632			1	0,998
4	1,619					5	0,978
7	1,504	8	1,499				

1 – из месторождения Найзатас; 2 – из Нью-Джерси, США [32].

зов объясняется, очевидно, тем, что часть марганца в минерале находится в трехвалентном состоянии, изоморфно замещая трехвалентное железо. Алюминий также может замещать Fe^{3+}. Примесь SiO_2, вероятно, связана с небольшим количеством кварца, K_2O – криптомелана, BaO – барита, CaO – кальцита.

Дебаеграмма франклинита, приведенная в табл. 10, хорошо согласуется с таковой для этого минерала из Нью-Джерси [32]. Параметр элементарной ячейки изученного франклинита a = 8,476 Å.

Гематит на месторождении Найзатас является главным рудообразующим минералом. На месторождении Каратас он имеет подчиненное значение по сравнению с окислами марганца, но развит довольно широко. Среди руд остальных изученных месторождений гематит не имеет сколько-нибудь существенного развития.

Изучая руды месторождения Найзатас, Ф.В. Чухров [30] по морфологическим признакам выделяет несколько разновидностей гематита. Первая разновидность, наиболее ранняя ("кровавик"), образует грубошестоватые, в значительной части лучистые, иногда скорлуповатые агрегаты. Вторая разновидность гематита образует натечные формы в виде полусфер с бугорчатой поверхностью. На свежем изломе в подобных образованиях нередко отчетливо видно лучистое и концентрически-скорлуповатое их строение. Наконец, самый поздний гематит представлен железной слюдкой плотного или рыхлого сложения, которая приурочена к выделениям грубошестоватого гематита и выполняет трещинки и полости как в самом рудном теле, так и во вмещающих породах.

Гематит на месторождении Каратас является цементом кварц-полевошпатовых песчаников. Минерал тонкочешуйчатый. Распределение его

характеризуется неравномерностью. Выделяются отдельные участки, значительно обогащенные гематитом, и участки, в которых минерал встречается в виде редких вкраплений чешуек.

Гематит на месторождении Жаксы-Котр присутствует главным образом в виде тонкоигольчатой разности и приурочен к конгломератам, где он находится как в обломках кластического материала, так и в составе цемента. Конгломераты с гематитовым цементом в виде небольших линзовидных тел встречены в отложениях, подстилающих и перекрывающих марганцевое рудное тело. Кроме того, в виде агрегата крупночешуйчатых зерен (размер зерен 5–7 мм) гематит образует самостоятельные мономинеральные секущие жилки во вмещающих породах. Мощность жилок достигает нескольких сантиметров.

Спектральным полуколичественным анализом в отдельных разностях гематита выявлено присутствие таких элементов-примесей, как молибден (0,0n–0,00n%), цинк (0,0n%), ванадий (0,n–0,00n%), титан (0,n–0,00n%). Отмечается положительная корреляционная зависимость между содержаниями титана и ванадия.

Пирит вместе с баритом, родохрозитом и фриделитом слагает прожилки мощностью до 0,5 см в браунитовой руде месторождения Джезды в западной его части около Карсакпайского сброса. В самом прожилке пирит занимает периферическую часть и является более ранним по отношению к нерудным минералам. Размер выделений пирита до 4 мм. На месторождении Каратас пирит встречен в серых известняках, перекрывающих рудные образования, в виде небольших (до 0,5 см) обособлений, состоящих из мельчайших кристалликов.

Барит сравнительно широко распространен на месторождении Найзатас. Главным образом он встречается в виде жилообразных выделений мощностью до нескольких десятков сантиметров среди железных и марганцевых руд.

На месторождении Джезды барит образует, как правило, мономинеральные прожилки мощностью до 10 см. В незначительном количестве барит встречается также среди масс браунита, слагающих цемент рудных конгломератов пластовых тел. В массивных кристаллических марганцевых рудах барит выполняет мельчайшие пустотки в брауните. В западной части месторождения у Карасакпайского сброса был обнаружен в браунитовой руде прожилок, выполненный кальцитом, баритом и целестином.

На месторождении Жаксы-Котр находки барита единичны. В массивных рудах установлены мелкие его выделения (до нескольких миллиметров) неправильной формы, расположенные в брауните без всякой закономерности. На Центральном участке месторждения в эффузивной породе встречены браунит-баритовые стяжения округлой формы размером до нескольких сантиметров. Барит белый, мелкозернистый, слагает периферические части этих стяжений.

Еще более редким является барит на месторождении Каратас, который в виде мелких пластинчатых выделений устанавливается в марганцевых рудах.

Барит, как правило, имеет молочно-белый цвет. На месторождении Найзатас присутствует также барит с голубоватым и фиолетовым оттенком. Минерал имеет совершенную спайность в двух направлениях, неболь-

Таблица 11

Показатели преломления кальцита, марганцовистых кальцитов и манганокальцита

Показатель преломления	1	2	3	4
No	1,660	1,670	1,693	1,746
Ne	1,485	1,499	1,522	1,558

1 – кальцит, месторождение Каратас; 2, 3 – марганцовистый кальцит (2 – месторождение Каратас, 3 – месторождение Джезды); 4 – манганокальцит (месторождение Джезды).

шую твердость и высокий удельный вес – 4,33 (месторождение Найзатас) и 4,25 (месторождение Жаксы-Котр). Под микроскопом барит бесцветный со слабо-шагреневой поверхностью. В скрещенных николях интерферирует в темно-серых и серых тонах. Минерал двуосный, оптически отрицательный. Показатели преломления: $Ng = 1{,}644$ и $Np = 1{,}632$, $Ng–Np = 0{,}012$.

По данным спектрального анализа в баритах обнаружены высокие содержания стронция (первые проценты).

Кальцит и манганокальцит установлены только на месторождениях Джезды и Каратас. Судя по данным спектрального анализа, существуют различные переходные разности между этими двумя минералами, поэтому они описываются вместе.

На месторождении Джезды минералы встречены в трех ассоциациях: 1) среди массивной браунитовой руды в виде беспорядочно рассеянных мелких включений (несколько миллиметров); 2) в мономинеральных прожилках и 3) в прожилке в ассоциации с баритом и целестином. В прожилке в ассоциации с баритом и целестином установлены две разновидности кальцита: прозрачный – чуть желтоватый и непрозрачный молочно-белый. Как оказалось, эти разновидности отличаются по содержанию в них марганца. Оба кальцита занимают периферические части прожилка.

На месторождении Каратас описываемые минералы встречены только во вмещающих породах в виде маломощных (до 5 мм) прожилков и кристаллических выделений в пустотках. Чаще всего минералы имеют молочно-белый цвет, но при высоких содержаниях марганца приобретают розовую окраску. Под микроскопом в проходящем свете прозрачные, довольно сильно плеохроируют в серых тонах, в скрещенных николях имеют высокую интерференционную окраску. Одноосные, оптически отрицательные. Показатели преломления закономерно увеличиваются с увеличением содержания марганца (табл. 11).

Химический состав манганокальцита (в %): MnO – 34,32, CaO – 23,37, CO_2 – 38,70, SiO_2 – 1,08, Al_2O_3 – 0,37, Fe_2O_3 – 0,16, MgO – 1,18 (сумма 99,18) (аналитик В.М. Степашкина). По соотношению Ca: Mn (1 : 1) данный образец относится к манганокальциту. Не исключено, что на месторождении Джезды существуют карбонаты с бо́льшим содержанием марганца. В.В. Калинин [14] описал единичную находку родохрозита в виде очень небольших округлых глобулей на стенках пустоток в браунитовой руде.

Спектральным анализом в кальцитах обнаружено наличие стронция в повышенных количествах (от десятых долей процента до первых процентов).

Целестин установлен только на месторождении Джезды, в западной части у Каракпайского сброса. Вместе с кальцитом и баритом он выполняет прожилки мощностью в несколько сантиметров и небольшие пустотки в браунитовой руде. Причем в прожилках и пустотках занимает центральные участки. Целестин – прозрачный, обладает характерным голубым цветом, стеклянным блеском, совершенной спайностью, хрупкостью. Под микроскопом в проходящем свете – прозрачный. Двуосный, оптически положительный. Показатели преломления: Ng = 1,630, Np = 1,623.

Химический состав изученного образца (в %): SrO – 50,55, BaO – 6,06, SO_3 – 42,27 (сумма 98,88). Барий, очевидно, изоморфно замещает стронций. Спектральный анализ показал также наличие повышенного содержания кальция (0,n%).

Кварц присутствует в незначительных количествах в виде прожилочков толщиной не более 2 мм (месторождение Жаксы-Котр) или в виде микроскопических включений в браунитовых рудах (месторождение Джезды).

Изучение нерудных жильных минералов показало, что доля их в минеральном составе руд невелика. Находки большинства из них единичны. Размеры выделений небольшие. Исключение составляет лишь барит, который присутствует на всех месторождениях и иногда в значительном количестве (месторождение Найзатас). Соотношение жильных минералов с рудными (выполнение пустоток и трещинок в руде) говорит о том, что образование их происходило после образования рудных минералов.

Минералы зоны окисления

Криптомелан в цементационных рудах развивается чаще по контакту браунита с обломками кластического материала, в массивных рудах – по межзерновым пространствам, образуя тончайшие прожилки и выделения неправильной формы. Источником калия для образования криптомелана могли служить полевые шпаты из обломочного материала рудных конгломератов.

Криптомелан под микроскопом белый или серовато-белый. Характеризуется скрытокристаллическим строением. Химический состав двух образцов криптомелана, полученный на микроанализаторе, приведен в табл. 12. Степень замещения калия барием и свинцом в исследованных образцах незначительна. Значения величин межплоскостных расстояний и интенсивностей линий, полученные для образца анализа 1 (табл. 13), хорошо совпадают с данными для криптомелана из Нассау, ФРГ [22].

Романешит так же, как и криптомелан, развивается по брауниту и образует выделения неправильной, причудливой формы. Часто он приурочен к пустоткам в руде или заполняет межзерновые пространства. Под микроскопом минерал светло-серый, отличается от криптомелана более низкой отражательной способностью. Состав романешита из место-

Таблица 12

Химический состав криптомелана (в масс. %), определенный на микроанализаторе "CAMECA MS–46"

Номер анализа	K_2O	MgO	CaO	MnO	BaO	FeO	PbO	Al_2O_3	MnO_2	SiO_2	Сумма
1	4, 22	Не обн.	0, 62	18, 30	0, 08	Не обн.	0, 09	0, 15	76, 35	0, 32	100, 13
2	5, 90	0, 08	0, 07	17, 90	1, 31	0, 33	Не обн.	1,06	71, 77	0, 58	99, 00

1 – из месторождения Жаксы-Котр; 2 – из месторождения Джезды. Аналитик С.Е. Борисовский.

рождения Жаксы-Котр, определенный на микроанализаторе "CAMECA MS–46" (аналитик С.Е. Борисовский), следующий в (%): 0,44 – K_2O, 0,39 – MgO, 0,28 – CaO, 13,62 – BaO, 0,50 – FeO, 2,14 – Al_2O_3, 82,60 – MnO_2, 0,27 – SiO_2. В табл. 14 даны межплоскостные расстояния минерала. Для сравнения помещены данные для романешита из Романеш, Франция [40].

Пиролюзит в виде мелких (до нескольких миллиметров) единичных зерен и тончайших прожилков встречен в самых верхних частях зоны окисления марганцевых руд. Под микроскопом устанавливается по желтоватому оттенку и по характерной высокой отражательной способности. На участке Промежуточный месторождения Джезды в пустотках цементационных браунитовых руд встречены выделения игольчатого пиролюзита, очень рыхлые и хрупкие. Результаты расчета дебаеграммы игольчатого пиролюзита приведены в табл. 15, для сравнения даны межплоскостные расстояния пиролюзита из месторождения Полуночное, Урал [1].

Таблица 13

Данные рентгеновского анализа криптомелана

1		2		1		2	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
10	7,09	4	6,92	2	1,938		
10	4,97	4	4,91	8	1,843	5	1,835
1	4,18			4	1,647	4	1,64
1	3,50	2	3,47	8	1,547	5	1,54
10	3,14	5	3,11	5	1,438	4	1,43
1	2,74			7	1,361	5	1,35
1	2,49	2	2,46	4	1,307	4	1,295
9	2,42	8	2,40			2	1,24
1	2,22	4	2,21			2	1,22
8	2,17	4	2,16			4	1,15

1 – из месторождения Жаксы-Котр; 2 – из Нассау, ФРГ [22].

Таблица 14

Данные рентгеновского анализа романешита

1		2		1		2	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
		пр	9,83			осл	2,25
2	7,0475	с	6,96	9	2,19006	сл	2,18
2	5,0090	с–ср	4,88			сл	2,15
		пр	3,90	6	1,84598	осл	1,82
1	3,5357	сл	3,46			пр	1,63
		осл	3,32	8	1,56461	пр	1,54
		пр	3,21	7	1,43788		
5	3,1430	ср	3,10	2	1,36275		
		пр	2,97	2	1,33316		
		осл	2,88	1	1,20969		
10	2,42433	с	2,40	1	1,16634		
		пр	2,36				

1 – из месторождения Жаксы-Котр, 2 – из месторождения Романеш, Франция [40].

Условные обозначения: с – сильная, ср – средняя, сл – слабая, осл – очень слабая, пр – плохо различимая.

Таблица 15

Данные рентгеновского анализа пиролюзита

1		2		1		2	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
10	3,12	10	3,127	9	1,632	10	1,632
6	2,41	8	2,413	8	1,561	6	1,562
2	2,21			4	1,443	6	1,439
6	2,12	6	2,12	3	1,400		
5	1,97	4	1,977	7	1,310	8	1,306

1 – из месторождения Джезды; *2* – из месторождения Полуночное, Урал [1].

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

До сих пор специальных исследований по геохимии марганцевых руд Джезказган-Улутауского района не проводилось. Первая попытка изучить их геохимические особенности была сделана нами в работе [26]. Следует также отметить работы Н.Т. Воскресенской [7–10] по геохимии таллия и германия в рудах месторождений джездинского типа.

Главными элементами в изученных рудах являются марганец, железо, кремний, барий, алюминий, магний, натрий. Кроме того, спектральным анализом выявлены постоянно присутствующие элементы-примеси: свинец, стронций, кальций, медь, бериллий, иттрий, кобальт, ванадий, бор. Реже встречаются цинк, серебро, таллий, титан, никель, висмут, молибден, ниобий, цирконий. В единичных случаях обнаружены хром, скандий, галлий, германий, фосфор. Содержание отдельных элементов-примесей приведены в работе [26].

Для выяснения взаимоотношений между перечисленными элементами были подвергнуты статистической обработке на ЭВМ данные по 180 спектральным анализам рудных образцов, в результате чего составлена матрица парных коэффициентов корреляций (табл. 16). Гипотеза о наличии связи между элементами принимается, если $K_{кор}$ превышает его критическое значение $R_{кр}$ при определенном уровне значимости. В рассматриваемой задаче $R_{кр} = 0{,}146$ (при уровне значимости 0,05). Значимые $K_{кор}$ в табл. 16 подчеркнуты.

Таблица 16

Матрица парных коэффициентов корреляций

Mn	Fe	Be	Sc	P	Tl	Pb	Nb	Ga	Bi	Mo	V
Mn	−0,159	0,142	0,039	−0,054	0,466	0,641	−0,036	−0,098	−0,032	0,064	0,044
Fe		0,038	0,012	−0,045	−0,088	−0,114	−0,081	−0,020	0,005	0,121	0,051
Be			0,114	0,044	0,069	0,111	−0,097	−0,014	−0,017	0,203	0,073
Sc				0,415	−0,030	0,001	0,012	−0,025	−0,009	−0,083	0,024
P					−0,065	−0,075	0,034	0,121	−0,001	−0,077	0,003
Tl						0,943	−0,121	−0,163	0,530	−0,047	0,002
Pb							−0,113	−0,173	0,410	−0,042	0,029
Nb								0,337	−0,044	−0,145	−0,129
Ga									−0,131	−0,159	−0,105
Bi										−0,037	−0,008
Mo											0,179
V											
Cu											
Ag											
Zn											
Ti											
Co											
Ni											
Zr											
Cr											
Ca											
Sr											
Ba											
Y											

Выявляя положительные значимые $K_{кор}$ удалось выделить две группы элементов, связанных между собой корреляционной зависимостью. В первую группу вошли (помимо марганца): свинец, барий, медь, таллий, серебро, цинк, висмут, бериллий, ванадий, молибден, стронций и кальций. Во вторую группу вошли: никель, кобальт, хром, скандий, фосфор, титан, цирконий, ниобий, галлий, иттрий, кальций и стронций. Сравнение данных спектральных анализов руд и вмещающих пород показало, что содержания элементов первой группы в рудах повышены по сравнению с таковыми вмещающих пород. Содержания же элементов второй группы в рудах и во вмещающих породах в целом идентичны. Исходя из этого, можно предположить, что присутствие в изученных рудах элементов первой и второй групп обусловлено различными источниками. Элементы первой группы связаны, скорее всего, с рудоносными растворами, поставлявшими и основные рудные элементы – марганец и железо, в то время как элементы второй группы связаны с терригенным материалом, содержащимся в рудах.

Cu	Ag	Zn	Ti	Co	Ni	Zr	Cr	Ca	Sr	Ba	Y
0,518	0,357	−0,006	0,058	0,034	−0,018	0,079	0,005	−0,010	0,173	0,379	0,006
−0,024	−0,046	0,133	0,080	0,050	0,037	−0,058	0,037	0,048	−0,129	−0,058	0,041
0,083	0,318	0,450	−0,099	−0,030	−0,047	0,042	0,042	−0,036	0,022	0,096	−0,015
0,040	−0,131	−0,049	0,277	0,456	0,381	0,156	0,361	0,086	0,176	−0,064	0,191
−0,028	−0,114	−0,029	0,397	0,081	0,017	0,243	0,111	0,040	0,332	−0,055	0,299
0,314	0,439	−0,022	0,025	0,004	−0,020	−0,054	0,008	−0,029	0,127	0,738	−0,019
0,365	0,405	0,000	0,017	0,003	−0,023	−0,062	0,005	−0,030	0,119	0,712	−0,017
−0,017	−0,163	−0,204	0,169	−0,146	−0,113	0,448	0,031	−0,182	−0,025	−0,058	0,095
−0,001	−0,064	−0,157	0,202	−0,200	−0,187	0,267	0,199	−0,057	0,047	−0,127	0,050
0,012	0,158	−0,047	0,013	−0,025	−0,021	−0,078	0,008	−0,042	−0,011	0,372	−0,034
0,011	0,180	0,371	−0,173	0,006	0,005	−0,116	0,008	−0,063	−0,100	−0,034	−0,068
0,011	0,056	0,205	−0,032	0,010	0,004	−0,083	0,006	−0,010	−0,021	−0,023	−0,015
	0,432	0,056	0,106	0,081	0,001	0,021	0,004	0,087	0,182	0,319	−0,016
		0,354	−0,199	−0,013	−0,026	0,083	0,021	−0,055	0,060	0,290	−0,069
			−0,165	0,029	−0,002	−0,191	0,036	−0,020	−0,059	−0,054	−0,064
				−0,082	−0,130	0,305	0,110	0,237	0,323	0,029	0,107
					0,831	−0,149	0,932	0,047	0,026	−0,027	−0,062
						−0,117	0,798	−0,010	−0,078	−0,051	−0,044
							0,119	−0,080	0,100	−0,038	0,288
								−0,007	−0,054	−0,032	−0,043
									0,152	−0,066	−0,070
										0,296	0,141
											−0,003

Тот факт, что стронций и кальций оказались в обеих группах, объясняется, очевидно, тем, что источник их в изученных рудах двоякий: с одной стороны, они входят в состав породообразующих минералов, слагающих обломки пород в цементационных рудах, а с другой – они образуют минералы (кальцит и целестин), формирование которых связано с рудным процессом.

К сожалению, при проведении статистической обработки спектральных анализов не были учтены данные по содержанию бора в рудах. Но, как показали результаты исследования, содержание этого элемента в рудах довольно высоко. Он концентрируется в основном в брауните I генерации из месторождений джездинского типа (десятые доли процента, в единичных случаях до 1%). Поэтому с полным основанием бор можно отнести в первую группу элементов.

Железо не обнаружило положительных значимых $K_{кор}$ ни с одним из элементов первой и второй группы. Значимый отрицательный $K_{кор}$ для него устанавливается только с марганцем. Это связано с тем, что, несмотря на тесную ассоциацию марганцевых и железных руд на изученных месторождениях, в самих рудах происходит разделение этих элементов.

Выявление наиболее высоких значений $K_{кор}$ среди элементов первой группы позволило построить определенную схему (фиг. 9), с помощью которой можно проследить характер взаимоотношений между элементами, а также выявить, в каких минеральных формах происходит их концентрация. Так, связь Pb–Ba отражает совместное нахождение этих элементов в минералах группы криптомелана; связь Pb–Tl свидетельствует, что основная концентрация таллия происходит в коронадите. Это подтверждается результатами спектрального анализа; содержание таллия в минералах группы криптомелана возрастает с увеличением содержания в них свинца и уменьшением содержания бария. Как показано ниже, привлечение данных по ионным радиусам, кристаллохимии элементов дало возможность объяснить остальные корреляционные зависимости.

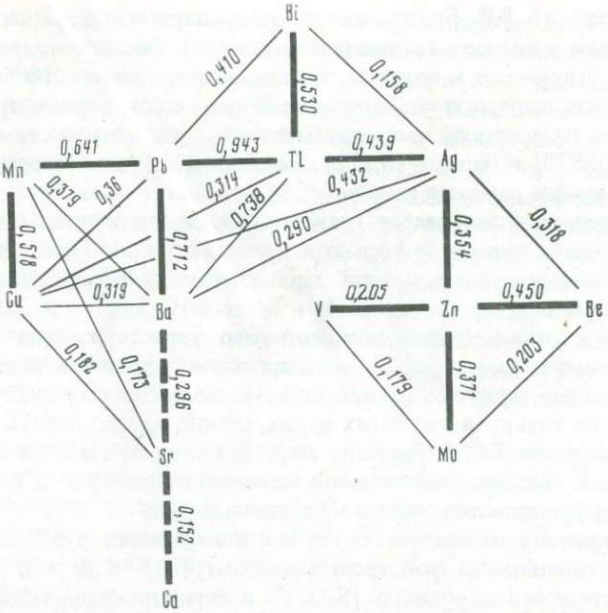
О формах нахождения элементов-примесей первой группы выявлено следующее. Пять элементов (свинец, барий, цинк, кальций и стронций) из числа анализируемых образуют самостоятельные минералы. Свинец и барий входят в состав коронадита, голландита и промежуточных разностей между этими крайними членами, изоморфно замещая друг друга. Барий, кроме того, входит в состав барита и романешита.

Цинк в железо-марганцевых рудах месторождения Найзатас концентрируется во франклините; кроме того, он входит в состав якобсита (до 4,5%), изоморфно замещая Mn^{2+}, ионный радиус которого (0,91 Å) близок таковому Zn^{2+} (0,83 Å)[1]. Присутствие цинка в марганцевых рудах других месторождений района связано, очевидно, с замещением Mn^{2+} в брауните. В железных рудах, сложенных главным образом гематитом, содержание цинка низкое. Кальций входит в состав кальцита, манганокальцита и промежуточных между ними разностей.

Стронций накапливается в рудах в виде целестина. Он также входит в состав барита, где изоморфно замещает барий. Содержание стронция в барите достигает в некоторых случаях первых процентов.

---

[1] Значения ионных радиусов здесь и в дальнейшем приводятся по В.М. Гольдшмидту [34].



Фиг. 9. Схема корреляционной связи элементов-примесей в железо-марганцевых рудах Джезказган-Улутауского района

Остальные элементы (медь, таллий, серебро, висмут, бериллий, ванадий, молибден, бор) содержатся в рудных минералах в виде изоморфных примесей. Медь концентрируется главным образом в брауните I генерации. Вероятнее всего, она находится в двухвалентном состоянии и может изоморфно замещать Mg^{2+}, который иногда фиксируется в брауните (ионные радиусы Cu^{2+} и Mg^{2+} равны, соответственно 0,78 Å и 0,80 Å). На возможность такой связи Cu^{2+} и Mg^{2+} указывали Д.П. Малюга [20], А.Е. Ферсман [29] и др.

Таллий и серебро концентрируются в коронадите, замещая свинец, а также калий, который входит в структуру коронадита, в свою очередь изоморфно замещая свинец. Возможность такого замещения обусловливается близостью ионных радиусов таллия, калия, серебра и свинца, которые соответственно равны 1,49, 1,33, 1,26 и 1,32 Å. Компенсация зарядов при замещении двухвалентного свинца одновалентным таллием и серебром происходит, очевидно, за счет перехода $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$ [17]. Кроме того, как показано ниже, компенсация может осуществляться за счет вхождения Bi^{3+} в позиции Pb^{2+}.

Висмут, как все относящиеся к V, *б* подгруппе элементы, может обладать максимальной валентностью 5^+, но в связи с тем, что в направлении от азота к висмуту увеличивается склонность элементов к трехвалентному состоянию, в соединениях основной валентностью висмута является 3^+. Характерный для халькофилов 18-ти электронный предпоследний слой роднит его с целым рядом тяжелых халькофилов других групп (Pb, Tl, Ag, Au и др.). В изученных рудах наиболее вероятной формой вхождения висмута является изоморфное замещение им ионов Pb^{2+} в структуре коронадита (ионные радиусы Bi^{3+} и Pb^{2+} равны 1,20 и 1,26 Å,

соответственно). Р.Р. Брукс отметил корреляционную зависимость между содержанием в породах таллия и висмута [33]. Он считает, что атомы свинца, присутствующего в породах, замещаются по схеме: $2Pb^{2+} \rightarrow Bi^{3+} + Tl^{1+}$. В коронадите наличие подобного замещения вполне вероятно, так как висмут связан положительными значимыми $K_{кор}$ только со свинцом (0,410), таллием (0,530) и барием (0,372). Последний входит в структуру коронадита, изоморфно замещая свинец.

Молибден устанавливается главным образом в железных рудах. Пока нельзя что-либо сказать в формах его нахождения. Можно лишь отметить, что в изученных рудах он связан положительной корреляционной зависимостью с цинком.

Ванадий, трехвалентный ион которого характеризуется неограниченным изоморфизмом с Fe^{3+} [5], также накапливается в гематите и магнетите (ионный радиус V^{3+} равен 0,65 Å). Но поскольку этот элемент присутствует не только в железных рудах, можно предположить, что V^{3+} изоморфно замещает Fe^{3+} в брауните марганцевых руд. Наличие корреляционной связи V–Zn предполагает, что основная концентрация V происходит в якобсите и франклините железо-марганцевых руд.

Геохимическое поведение бериллия в изученных рудах определяется, с одной стороны, его родством с цинком [28], с другой – близостью свойств кремнекислородного $[SiO_4]^{4-}$ и бериллиекислородного $[BeO_4]^{6-}$ тетраэдрических комплексов [3]. Ионные радиусы Be^{2+} (0,34 Å) и Zn (0,83 Å) резко отличаются, но из-за своей высокой поляризационной способности цинк близок к бериллию. Некоторое сходство кристаллохимических свойств бериллия и цинка находит также объяснение в близости потенциалов ионизации их I электрона 9,30 (Be) и 9,37 (Zn) и потенциалов возбуждения II электрона 8,82 (Be) и 8,87 (Zn). Таким образом, можно предположить изоморфное замещение бериллием цинка в соединениях, где последний присутствует. Кроме того, в брауните возможно замещение тетраэдров $[SiO_4]^{4-}$ на $[BeO_4]^{6-}$, которые характеризуются близкими размерами, близкими ионными радиусами бериллия и кремния, одинаковыми координационными числами. Компенсация зарядов при таком замещении может происходить за счет перехода $Mn^{2+} \rightarrow Mn^{4+}$. Присутствие акцессорного бериллия в железных рудах района пока не находит должного объяснения. Можно предполагать, что бериллий связан с мельчайшими механическими примесями в них минералов марганца.

Бор, как указывалось выше, концентрируется главным образом в брауните I генерации. Предполагается, что B^{3+} (ионный радиус 0,20 Å) может изоморфно замещать Si^{4+} (ионный радиус 0,39 Å) в брауните [42]. Но т.к. их ионные радиусы различаются, подобное замещение ограничено.

Анализ распределения элементов первой группы по различным типам руд показал, что характерными примесями марганцевых руд являются свинец, барий, медь, висмут, бор, таллий, серебро. При этом основная концентрация меди и бора на месторождениях Джездинского типа связана с цементационными рудами пластовых тел, а остальные элементы связаны в основном с массивными рудами жильных тел найзатасского типа, а также с рудами месторождения Каратас. Кроме того, в рудах месторождения Каратас отмечены повышенные концентрации цинка. Для последних руд характерно присутствие, в первую очередь, молибдена. Для железо-

марганцевых руд отличительной чертой является наличие в них высоких содержаний цинка. Ванадий и бериллий встречены во всех типах руд.

Сопоставление содержаний различных элементов по отдельным месторождениям выявило, что руды месторождения Найзатас и Каратас по сравнению с рудами месторождений Джезды и Жаксы-Котр обогащены цинком и бериллием и обеднены бором. Для рудных месторождений Джезды и Жаксы-Котр цинк устанавливается не всегда, и содержание его составляет сотые и тысячные доли процента. В рудах месторождений Каратас и Найзатас цинк является постоянным элементом-примесью, и его содержание составляет обычно десятые реже сотые доли процента. Что касается бериллия, то в рудах Найзатаса и Каратаса содержание его составляет сотые доли процента, а в рудах месторождений Джезды и Жаксы-Котр оно снижается на порядок. Такой характер распределения бериллия объясняется, очевидно, его тесным кристаллохимическим родством с цинком.

1. В верхнедевонских отложениях Джезказган-Улутауского района выделяются три уровня марганцевой и железо-марганцевой минерализации: 1) в основании уйтасской свиты, 2) в верхней части уйтасской свиты, 3) в сульциферовом горизонте. Промышленные месторождения марганца приурочены к нижнему (джездинский тип) и верхнему (каратасский тип) уровням.

2. Рудные концентрации марганца и железа формировались в краевых частях конседиментационных палеопрогибов, палеомульд на незначительном удалении от разломов, ограничивающих эти мульды и непосредственно в зонах разломов. Руды, по-видимому, генетически связаны с андезито-базальтовым вулканизмом. В формировании месторождений нами выделяются два этапа: вулканогенно-осадочный и гидротермальный. В вулканогенно-осадочный этап формировались пластовые и линзовидные залежи цементационных руд, в гидротермальный – жилообразные залежи массивных руд. На месторождениях Джезды и Жаксы-Котр встречаются образования и того и другого этапа, на месторождении Найзатас – только гидротермальные руды, на месторождении Каратас – только вулканогенно-осадочные руды.

3. По ведущим компонентам выделяется три типа руд – марганцевые, железо-марганцевые и железные. Количество железных руд возрастает в образованиях более позднего (гидротермального) этапа (найзатасский тип) и в заключительной стадии вулканогенно-осадочного рудогенеза (каратасский тип). Среди марганцевых руд по минеральному составу выделяются браунитовые, коронадит-голландитовые и гаусманитовые. Разнообразие минеральных типов изученных руд, их текстурных и структурных разновидностей обусловлено эволюцией состава гидротермальных растворов во времени, неоднородностью палеофациальных обстановок рудонакопления и разной степенью окисления руд.

4. Руды изученных месторождений характеризуются высокой концентрацией свинца и бария, повышенными содержаниями меди, таллия, серебра, висмута, цинка, ванадия, бериллия, молибдена и бора на фоне низких содержаний кобальта, никеля, хрома, циркония, ниобия, галлия, скандия, фосфора, титана.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андрущенко П.Ф.* Минералогия марганцевых руд Полуночного месторождения. – Тр. ИГН АН СССР. Сер. руд. месторождения, 1954, вып. 150, № 16.
2. *Бетехтин А.Г.* Промышленные марганцевые руды СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1946.
3. *Беус А.А.* Особенности изоморфного вхождения бериллия в кристаллические структуры минералов. – Геохимия, 1956, № 1.
4. *Богданов А.А.* Тектоника западной части Центрального Казахстана. – Сов. геология, 1954, № 41.
5. *Борисенко Л.Ф.* Ванадий (минералогия, геохимия и типы эндогенных месторождений). М.: Недра, 1973.
6. *Веймарн А.Б., Мартынова М.В.* О закономерностях размещения железомарганцевых месторождений в фамене Центрального Казахстана. – Литология и полез. ископаемые, 1975, № 5.
7. *Воскресенская Н.Т.* Геохимия таллия и германия в марганцевых месторождениях разного генезиса. – Геохимия, 1976, № 6.
8. *Воскресенская Н.Т., Соболева Л.Т.* Еще раз о таллии в марганцевых минералах. – Геохимия, 1961, № 3.
9. *Воскресенская Н.Т., Усевич Т.Д.* К вопросу о нахождении таллия в марганцевых минералах. – Геохимия, 1957, № 2.
10. *Воскресенская Н.Т., Веймарн А.Б., Виноградова Н.А.* Таллий и германий в марганцевых и железных рудах месторождений джездинского типа (Ц. Казахстан). – Геохимия, 1975, № 1.
11. *Голубовский В.А., Зайцев Ю.А., Петренко А.З.* Новые данные по стратиграфии Джезказган–Улутауского района. – В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971, т. 10.
12. *Зайцев Ю.А.* Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улу-Тау. М.: Изд-во МГУ, 1961.
13. *Зайцев Ю.А., Голубовский В.А., Петренко А.З., Марьенко Ю.И.* Геологическая позиция марганцевого оруденения в красноцветных девонских отложениях Джезказганского района (Центральный Казахстан). – Вестн. МГУ, сер. геол., 1967, № 2.
14. *Калинин В.В.* Джездинский тип марганцевых и железо-марганцевых месторождений западной части Центрального Казахстана. – В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978.
15. *Лазур О.Г.* Марганцеворудное накопление в верхнедевонской красноцветной молассе (месторождение Жаксы-Котр, западная часть Центрального Казахстана). – В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980.
16. *Лазур О.Г., Лазур Ю.М.* Марганцевое месторождение Жаксы-Котр. – В кн.: Металлогения осадочных и осадочно-метаморфических толщ. М.: Наука, 1978.
17. *Лебедев В.И.* К геохимии таллия (закономерности его изоморфизма). – Геохимия, 1970, № 1.
18. *Мазарович О.А.* Девонские молассы Центрального Казахстана. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977.
19. *Максимов А.А., Петренко А.З.* Железо-марганцевые типы месторождений и рудопроявлений Джезказган-Карсакпайского рудного района (Центральный Казахстан). – В кн.: Материалы по геохимии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971, т. 10.
20. *Малюга Д.П.* О соотношениях между элементами семейства железа в изверженных горных породах. – Докл. АН СССР, 1947, т. 58, № 9.
21. *Михайлов А.Е.* Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М.: Наука, 1969.
22. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.
23. *Петренко А.З.* Полезные ископаемые. Черные металлы. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района. М.: Недра, 1975.
24. *Розанов С.Б.* Додевонские интрузии гранитоидов. – В кн.: Геология и полезные ископаемые Джезказганского рудного района. М.: Недра, 1975.
25. *Смольянинова В.Н.* Характер распределения марганцевой минерализации месторождений Жаксы-Котр

(Центральный Казахстан). – Геология руд. месторождений, 1977, № 6.
26. *Смольянинова В.Н., Чижова И.А.* Геохимические особенности железо-марганцевых руд Джезказган-Улутауского района. – Геология руд. месторождений, 1982, № 1.
27. *Смольянинова В.Н., Борисовский С.Е., Вяльсов Л.Н.* О франклините из месторождения Найзатас. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 10.
28. *Урусов В.С.* О физическом смысле различных систем радиусов атомов и ионов и их роль в решении вопросов изоморфизма. – В кн.: Проблемы изоморфных замещений атомов в кристаллах. М.: Наука, 1971.
29. *Ферсман А.Е.* Геохимия. М.: Геохимиздат, 1939, т. 4.
30. *Чухров Ф.В.* Рудные месторождения Джезказган-Улутауского района в Казахстане. М.: Изд-во АН СССР, 1940.
31. *Юшко С.А., Лазур Ю.М.* Минеральные ассоциации марганцевого месторождения Жаксы-Котр (Центральный Казахстан). – Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 3.
32. *Berry L.G., Thompson R.M.* X-ray pawder data for ore minerals: the peacock atlas. N.Y., 1962.
33. *Brooks R.R.* Apparent geochemical association of bismuth and thallium. – Nature (L), 1961, vol. 189, N 1768.
34. *Goldschmidt V.M.* Geochemistry. Oxford, 1954.
35. *Fermor L.L.* The manganese ore deposits of India. – Mem. Geol. Surv. India, 1909, vol. 37.
36. *Frondel C., Heinrich E.W.* New data on hetaerolite, hydrohetaerolite, coronadite and hollandite. – Am. Min., 1942, vol. 27, N 1.
37. *Frondel C., Marvin U.B., Ito J.* New data on birnessite and hollandite. – Am. Min., 1960, vol. 45, N 7–8.
38. *Mc. Andrew.* The cell-edge of jacobsite. – Am. Min., 1952, vol. 37, N 5–6.
39. *Momoi H., Miyahisa M.* Magnesian braunite from Komata, Doicho, Ehime prefecture. – Mineralogy, 1980, vol. 14, N 3.
40. *Perseil E.A., Pinet M.* Contribution a la connaissance des romanechites et des cryptomelanes-coronadites-hollandites. Traits essentiels et paragenesis. – Contrib. Mineral. Petrol., 1976, vol. 55, N 2.
41. *Wadsley A.D.* The crystal structure of psilomelane $(Ba, H_2O)_2Mn_5O_{10}$. – Acta Cryst., 1953, vol. 6.
42. *Wasserstein B.* On the presence of boron in braunite and manganese ores. – Econom. Geol., 1943, vol. 38, N 5.

УДК 553.22

П.Ф. АНДРУЩЕНКО, А.Т. СУСЛОВ, Н.В. ГАБАШВИЛИ

МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕТРИЦКАРОЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ЮЖНОЙ ГРУЗИИ

Многочисленные марганцевые месторождения и рудопроявления, известные на территории Грузинской, Азербайджанской и Армянской ССР, подчинены вулканогенно-осадочным формациям, широко распространенным в различных регионах обширной Альпийской геосинклинали Малого Кавказа и генетически связанным с определенными этапами ее формирования.

Многообразное влияние геологических процессов, проявившихся в течение альпийского тектогенеза в различных регионах геосинклинальной области в разное время и с различной интенсивностью, обусловило сложное геологическое строение марганценосных районов и специфические условия образования марганцевых месторождений и рудопроявлений во всей Альпийской геосинклинали Малого Кавказа.

Особенности геологического строения Малого Кавказа изучались многими исследователями и к настоящему времени выяснены достаточно полно. Современное представление о геологическом строении Малого Кавказа опирается на работы: К.Н. Паффенгольца, П.Д. Гамкрелидзе, Г.Д. Дзоценидзе, А.Т. Асланяна, Р.Н. Абдулаева, И.П. Гамкрелидзе, Г.А. Твалчрелидзе, И.Г. Магакьяна, В.А. Эдилашвили, Б.А. Канчели, Р.Д. Леквинадзе, В.В. Гогиберидзе, Т.В. Джаленидзе, В.Г. Гогишвили, А.Л. Канчавели, А.Д. Каланадзе, являющиеся отправными для правильного понимания геологического строения района.

Горное сооружение Малого Кавказа представляет собой крупный антиклинорий, в геологическом строении которого принимают участие образования от кембрия до антропогена включительно. Возникновение на рассматриваемой территории эндогенной минерализации увязывается с различными магматическими комплексами, образование которых обусловлено геологическими условиями различных этапов развития структурно-фациальных зон.

Согласно принятому в настоящее время тектоническому районированию, по П.Д. Гамкрелидзе [12, 13] и К.Н. Паффенгольцу [25, 26], на Малом Кавказе выделяются шесть основных тектонических зон: 1) Аджаро-Триалетская, 2) Артвино-Болнисская (Сомхитская) глыба, 3) Армянская, 4) Восточного погружения Малого Кавказа, 5) Талышская и 6) Нахичеванская. Марганцевая минерализация приурочена к Аджаро-Триалетской, Артвино-Болнисской (Сомхитской) глыбе, Армянской и Нахичеванской зонам.

Подробная характеристика геологического строения района дана в выше перечисленных опубликованных работах и здесь нет необходимости ее повторять, а поэтому мы ограничимся лишь краткой характеристикой геологического строения Аджаро-Триалетской зоны и Артвино-Болнисской (Сомхитской) глыбы, к которым приурочены основные месторождения и рудопроявления исследованных нами руд.

Аджаро-Триалетская зона расположена в северо-западной части Малого Кавказа и протягивается в широтном направлении от побережья Черного моря, погружаясь восточнее г. Тбилиси под неогеновые отложения Куринской депрессии. По данным П.Д. Гамкрелидзе [13, 14] и Г.С. Дзоценидзе [17], вулканическая активность в Аджаро-Триалетской геосинклинали началась в конце апта или в начале альба. В различных участках она проявлялась в разное время: в одних местах она прекратилась в конце сеномана, в других – продолжалась до маастрихта. В Аджаро-Триалетской зоне наблюдаются мощные отложения вулканогенных осадков верхнемелового–палеогенового возраста, перемежающиеся с карбонатными и флишевыми отложениями. Породы вулканогенной толщи представлены двумя разновидностями, являющимися продуктами андезитовой магмы: авгит-андезитовыми и роговообманково-андезитовыми порфиритами. Извержения обусловили обилие пирокластического материала и его резкое преобладание над лавами. Осадочный материал постоянно присутствует в различных количествах и представлен главным образом известняками, которые нередко являются цементирующим веществом в туфах и туфобрекчиях или входят в состав слоев песчанистых известняков, содержащих большое количество туфового материала. В среднем в

позднем мелу, в результате подводных вулканических извержений, образовались известковистые туффиты и туфоизвестняки, широко распространенные между средней частью Грузинской глыбы и Аджаро-Триалетской складчатой системой [16].

В конце мела на Малом Кавказе вулканизм прекратился, поэтому маастрихт, кампан и дат представлены карбонатной или флишевой фациями. Палеоцен также представлен флишем. Лишь в бассейне р. Алгети, в Тетрицкаройском районе, установлены палеоценовые дациты и туфы.

На южном крыле Аджаро-Триалетской зоны (ущелье р. Алгети) в отложениях палеоцена–нижнего эоцена появляются прослои конгломератов с галькой пород Артвино-Болнисской (Сомхитской) глыбы. В этом же районе в разрезе палеоцена–нижнего эоцена локально развита толща дацитовых вулканокластолитов и лав [10]. Начавшаяся в палеоцене трансгрессия моря продолжалась в течение всего раннего эоцена и достигла максимума лишь в начале среднего эоцена. В это время происходит еще более интенсивное прогибание Аджаро-Триалетской зоны, сопровождающееся бурной вулканической деятельностью.

Среднеэоценовая вулканогенно-осадочная формация в восточной части Аджаро-Триалетской зоны на Триалетском хребте почти повсеместно делится на две свиты: нижнюю – слоистую, пестроцветную, туфогенную и верхнюю – массивную туфобрекчиевую [11]. Нижняя свита сложена главным образом мелкообломочными слоистыми вулканокластолитами субщелочных базальтов. Верхняя же – преимущественно грубообломочными и массивными вулканическими породами такого же состава. В области Триалетского хребта среднеэоценовая толща максимальной мощности достигает в его центральной части (более 2000 м). Мощность значительно уменьшается к северу и югу (р. Алгети – 250 м), а также к востоку (до 600 м).

Месторождения марганцевых руд Южной Грузии и Северной Армении связаны с вулканогенными породами верхнемелового и палеоцен–эоценового возраста.

Артвино-Болинсская (Сомхитская) глыба охватывает северные, юго-восточные районы Армении и соседние районы Азербайджана, южную Грузию и Артвинский округ в Турции, образуя дугообразно изогнутую полосу длиною 500 км при средней ширине 100–120 км [24]. Эта зона представляет собой каледонскую геоантиклиналь, испытавшую последовательные погружения в нижне-, средне- и верхнеюрское время, а также в верхнем мелу. Со среднеюрским вулканизмом связано возникновение ряда колчеданных месторождений (Алавердская и Чирагидзор-Кедабекская группа), а с гранитоидным магматизмом – скарново-магнетитовое оруденение (Дашкесанское и Кульпинское месторождения). После значительного перерыва в верхнем мелу отлагаются вначале карбонатные, а затем кислые вулканогенные породы, с которыми связаны гематит-марганцевые месторождения Южной Грузии и Северной Армении [30]. На протяжении Артвино-Болнисской (Сомхитской) зоны в бассейне р. Храми и ее притоков широко распространена вулканогенная толща альб–сеноман–туронского возраста. Мощность толщи колеблется от нескольких сотен метров до 2,5–3 км.

Железо-марганцевые месторождения здесь везде подчинены вулкано-

генно-осадочной толще верхнемелового и палеоцен—эоценового возраста, для которой характерно переслаивание эффузивных и экструзивных порфиритов с мергелями, туфами, туфоконгломератами. Часто встречаются прослои и пачки известняков, иногда мраморизованных. Преобладающую роль в толще играют пирокластолиты, представленные слоистыми псаммитовыми литокристаллическими и пелитовыми кристаллокластическими туфами, реже туфобрекчиями.

Существенную роль в формировании марганценосных формаций как Аджаро-Триалетской зоны, так и Артвино-Болнисской глыбы играли мощные долгоживущие тектонические зоны значительной протяженности и большой глубины залегания. Глыбы влияли также и на распределение различных магматических и гидротермальных рудных формаций, связанных с интрузивами, оказавшими метаморфизующее влияние на марганцевые руды вмещающие их вулканогенно-осадочные толщи.

Внедрение крупных интрузивов в пределах поднятий в орогенную фазу развития геосинклинали определили основные черты металлогении ряда крупных районов альпийской геосинклинальной области. Таким образом, марганцевые месторождения и рудопроявления в геосинклинальных и вулканогенно-осадочных формациях в значительной степени отражают особенности эволюции геосинклинали и специфические черты металлогении данного района.

В соответствии с данными общего геологического районирования, в основу которого положены особенности геологического строения и металлогении рудоносных районов Кавказа [35], марганценосные площади Южной Грузии и Азербайджана относятся к области развития преимущественно юрских и меловых образований Малого Кавказа, и в геологическом отношении тяготеют к Храмско-Алавердско-Кедабекскому подрайону. Типичными для этого района являются месторождения и рудопроявления, находящиеся в Тетрицкаройском районе: Самшвильдо, Алгети, Тетри-Цкаро,-Самеба, Чхиквта. Богви и в Ханларском районе Азербайджанской ССР — Молладжалинское и Эльворское, а также месторождения Севкар-Саригюгской группы Армянской ССР, детально изученные Л.П. Яшвили, и месторождения юго-восточной части Армянской ССР, изученные П.Ф. Андрущенко и А.Т. Сусловым [6].

В пределах исследуемого района, расположенного к юго-западу от Тбилиси, эти месторождения были известны еще с прошлого столетия. В конце XIX в. некоторые из них были осмотрены К. Тульчинским [30] и разрабатывались частными предпринимателями. Позднее они были изучены В.Я. Эдилашвили [35], Г.А. Авалиани [3–5] и др.

Основные черты геологического строения и тектоники района, особенности состава вмещающих пород и условий залегания руд освещены рядом исследователей на основании результатов поисково-разведочных работ.

Минераграфическое изучение руд марганцевых месторождений Тетрицкаройского района детально проведено, по существу, впервые на основе собранного нами фактического материала в 1967 и 1977 гг. Полученные данные об особенностях состава руд и парагенетических ассоциаций минералов, а также описание и генетическая интерпретация текстур марганцевых руд изложены нами в настоящей статье. Анализы и специальные исследования выполнены в соответствующих лабораториях ИГЕМ АН СССР.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ТЕТРИЦКАРОЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Многочисленные мелкие месторождения и рудопроявления сконцентрированы на сравнительно небольшой площади и известны под названием Тетрицкаройского рудного района. Эти месторождения невелики, однако основная ценность их детального изучения заключается в возможности осветить механизм образования рудных концентраций в вулканогенных формациях.

Тетрицкаройский рудный район расположен в бассейне рек Алгети и Храми и занимает площадь 20 X 20 км^2. В геологическом отношении район представляет пологоскладчатую зону Малого Кавказа. Он составляет часть северной окраины Сомхитской глыбы и тяготеет к области сочленения ее с южной частью Аджаро-Триалетской геосинклинали. Как известно, интенсивное погружение сформировавшейся геосинклинали, начавшееся в конце нижнего мела (альбе), сопровождалось вулканической деятельностью и продолжалось непрерывно до верхнего маастрихта, т. е. почти до конца верхнего мела. В это же время происходило и существенное опускание Сомхитской глыбы. Вследствие трансгрессии, начавшейся в сеномане, почти вся площадь была покрыта морем. Погружение сопровождалось подводными излияниями дацитовых лав и усилилось в туроне.

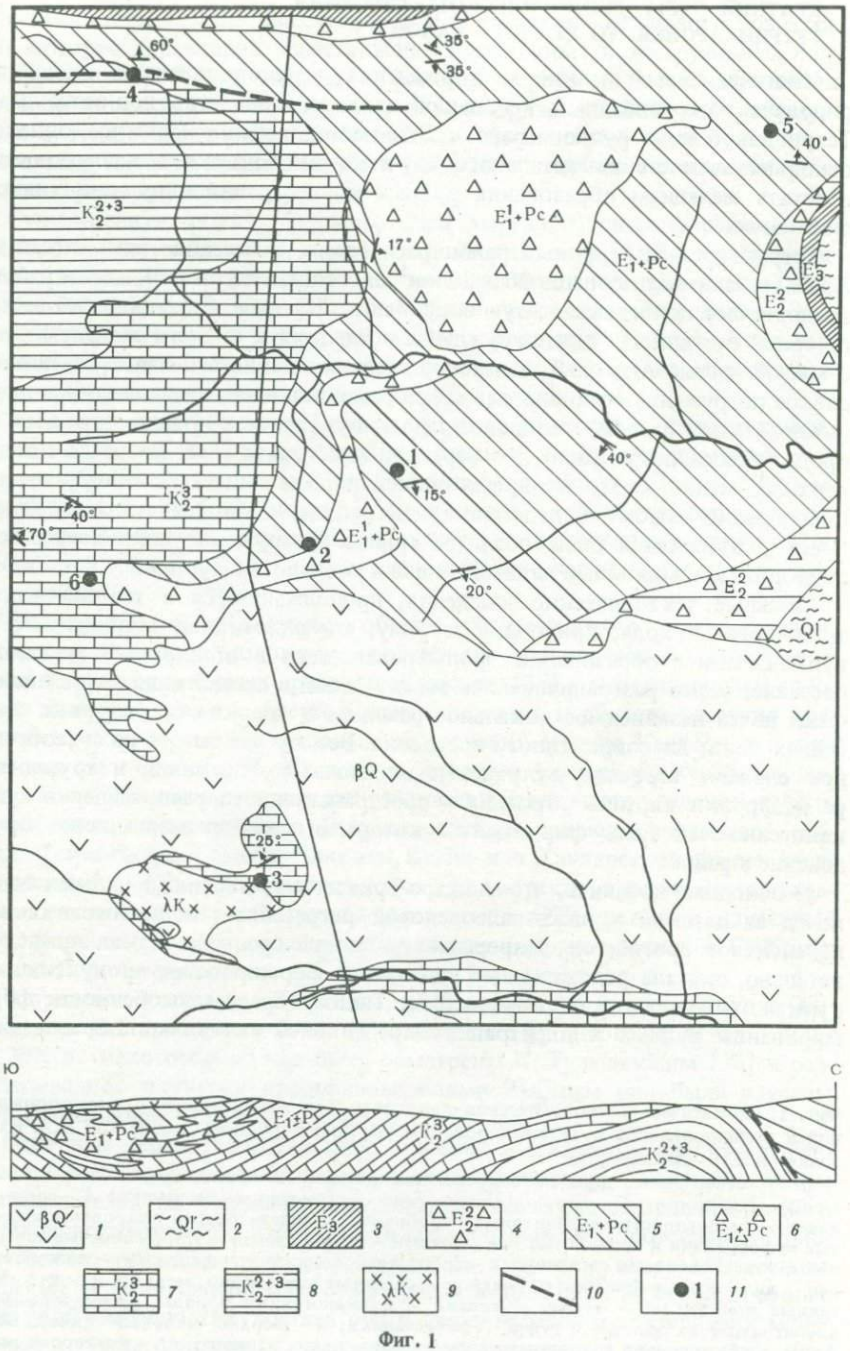
Сложные тектонические движения, продолжавшиеся в течение всего третичного периода, приводили к тому, что однотипные карбонатные и вулканогенные образования, формировавшиеся в обширном меловом бассейне, резко разграничивались между собой и продолжали в последние фазы почти независимое локальное развитие в мелких структурных бассейнах почти до современного состояния. Все это указывает на своеобразное сложное строение вулканогенно-осадочных отложений и трудность расшифровки картины строения и пространственного распределения вулканогенно-осадочных формаций, с которыми связано марганцевое оруденение в районе.

Необходимо добавить, что Аджаро-Триалетская геосинклинальная зона вслед за датской и нижнепалеоценовой регрессиями испытывала также интенсивное прогибание непрерывно до конца среднего эоцена и, следовательно, оказала усложняющее влияние на формирование продуктивных вулканогенно-осадочных комплексов. Таким образом, особенности формирования рудных концентраций определялись условиями образования

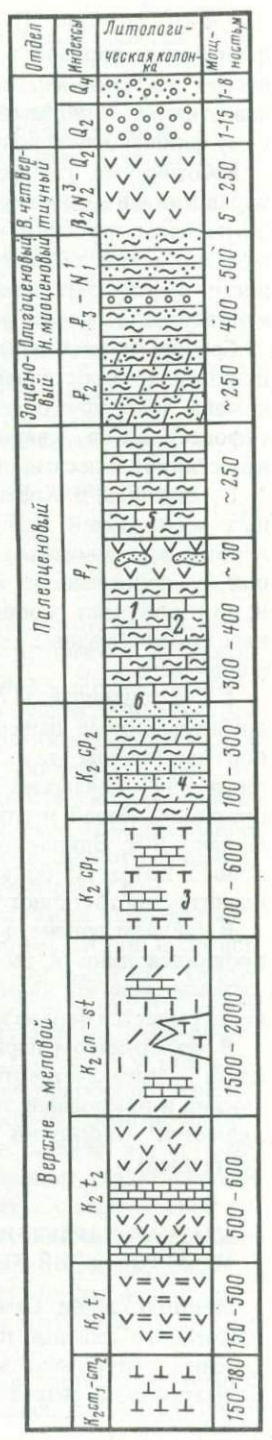
⟶

Фиг. 1. Схематическая геологическая карта и расположение некоторых месторождений и рудопроявлений в Тетрицкаройском марганцеворудном районе (по Н.А. Канделаки и П.И. Авалишвили)

1 – четвертичные долеритовые лавовые потоки; *2* – олигоцен – гипсоносные глины и песчаники; *3* – верхний эоцен – гипсоносные глины и песчаники; *4* – средний эоцен – грубослоистые андезитовые туфобрекчии с андезитовыми покровами, слоистые туфобрекчии и аргиллиты; *5* – палеоцен – нижний эоцен – тонкослоистые известняки, известковистые песчаники и карбонатные глины; *6* – палеоцен – нижний эоцен – андезитовые брекчии; *7* – сенон – слоистые известняки, мергели и реже туфогенные породы; *8* – турон – коньяк – вулканогенные породы, кварц-порфиры, альбитофиры, их брекчии и туфы, туфопесчаники; *9* – верхне–меловые – кварц-порфиры, альбитофиры и их пирокластолиты; *10* – линии надвига; *11* – месторождения (цифры на схеме): 1 – Чхиквта; 2 – Самеба; 3 – Самшвильдо; 4 – Алгети (Ваке); 5 – Богви; 6 – Тетри-Цкаро


60°
35°
35°
4
5
40°
K_2^{2+3}
E_1^1+Pc
17°
E_1+Pc
E_3^1
E_2^2
40°
1
15°
K_2^3
40°
70°
ΔE_1^1+Pc
2
6
20°
E_2^2
Ql
βQ
25°
3
λK
Ю
С
E_1+Pc
E_1+Pc
K_2^3
K_2^{2+3}
βQ 1
Ql 2
E_3 3
E_2^2 4
E_1+Pc 5
E_1+Pc 6
K_2^3 7
K_2^{2+3} 8
λK 9
10
1 11

Фиг. 1



Фиг. 2. Схематический стратиграфический разрез Тетрицкаройского района и расположение в нем нами изученных месторождений марганцевых руд, разрез составлен по П.Д. Гамкрелидзе, Н.А. Канделаки, Г.А. Авалиани, В.Я. Эдилашвили, Д.И. Тавадзе и О.Г. Барач, Р.В. Эбаноидзе

Месторождения: 1 – Чхиквта; 2 – Самеба; 3 – Самшвильдо; 4 – Алгети; 5 – Богви; 6 – Тетри-Цкаро

вулканогенно-осадочных формаций в различные орогенические фазы альпийского цикла.

Как видно из схематической геологической карты (фиг. 1), район в основном сложен четвертичными долеритовыми лавовыми потоками, палеоцен–нижнеэоценовыми тонкослоистыми известняками, песчаниками и карбонатными глинами; андезитовыми брекчиями, слоистыми известняками, мергелями сенона; вулканогенными породами – порфирами, альбитофирами, брекчиями турон–коньякского возраста; кварцевыми порфирами, альбитофирами и их пирокластолитами верхнего мела.

В районе в широтном направлении проходит Телецкая антиклинальная и Яглуджинская синклинальная складки. Сохранившиеся в разрезе вулканогенно-осадочные формации палеоцен–нижнеэоценового возраста, с которыми связано рудопроявление, свидетельствуют о фациальном замещении андезито-дацитовых брекчий известняками и известняковыми туфобрекчиями и туфоконгломератами. Таким образом, для месторождений характерны сложные пространственные соотношения излившихся и вулканогенно-осадочных фаций.

По данным Г.А. Авалиани [4, 5] и А.Д. Каланадзе [21], месторождения Самшвильдо, Тетри-Цкаро, Самебо, Чхиквта, Богви и Алгети могут быть отнесены к двум различным стратиграфическим горизонтам: к верхним горизонтам вулканогенных образований турон–коньякского яруса и палеоценовым (фиг. 2). В первом случае марганцевые руды относятся к верхним частям верхнемеловой свиты и приурочены к отложениям, богатым известью или вулканитами основного состава (месторождения Самшвильдо, Алгети, Тетри-Цкаро). Рудное тело на месторождении Тетри-Цкаро приурочено к пестроцветным мергелям, известнякам и глинам дата, а также к туфопесчаникам и глинам палеоцена.

Марганцевые руды на месторождении Самебо, Чхиквта и Богви приурочены к прослоям карбонатных глин, песчаников, туфопесчаников анде-

зитового состава. Первые два месторождения относятся к нижнему флишевому горизонту палеоцена, а месторождение Богви – к тонкослоистым известнякам, песчаникам, карбонатным глинам, пелитоморфным известнякам с линзами конгломератов. Эти отложения относятся к верхнему флишевому горизонту палеоцена.

Работниками геологоразведочных партий Грузинского геологического управления и Геологического института АН ГССР установлено, что в геологическом строении исследованного района значительную роль играют вулканогенные образования, возникшие в результате активной деятельности вулканизма, имевшего место в мелу, палеоцене, среднем эоцене и четвертичном периоде.

Средне- и верхнемеловые эффузивные образования в районе имеют широкое распространение. Они встречаются непрерывно от нижнего сеномана до среднего сенона и состоят главным образом из туфобрекчий, туфопесчаников, кварцпорфировых покровов, мергелей, мраморовидных известняков и песчанистых пород.

Выявленные в Храмском кристаллическом массиве выходы гранитоидных неоинтрузий П.Д. Гамкрелидзе [14] условно относит к верхнемеловому вулканическому циклу. Кроме гранитоидных неоинтрузий, большое распространение к югу от описываемого района (Чахтах, Болниси и др.) получают мощные дайки кварцпорфиров, альбитофиров и отдельные штокообразные тела дацитовых интрузивов, секущих вулканогенную толщу мела.

Г.С. Дзоценидзе [17] и Г.М. Заридзе [20] считают кварцпорфировые и альбитофировые дайки корнями и подводящими каналами вулканогенной толщи мела, т. е. относят к той же эффузивной фазе, а П.Д. Гамкрелидзе [11] связывает прорывающие эти дайки интрузии с ларамийской орогенной фазой и относит их к датскому ярусу и нижнему палеоцену. Однако В.Я. Эдилашвили, допуская наличие в районе альбитофиров мелового возраста, большинство даек относит к дериватам гранитоидных неоинтрузий третичного (олигоценового) возраста.

В среднем эоцене, как и в верхнем палеоцене, эффузивный вулканизм проявился лишь в геосинклинали. Вулканогенная толща среднего эоцена согласно залегает на нижнеэоценовых флишевых отложениях и несогласно перекрывается верхнеэоценовыми образованиями.

В четвертичном периоде выделяются две фазы вулканогенной деятельности – древнечетвертичная и верхнечетвертичная и представлены они потоками и покровами долеритов. Главными из них в исследованном районе являются: Баденский (древнечетвертичный) и Машаверский (верхнечетвертичный).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТЕТРИЦКАРОЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Месторождение Самшвильдо. Расположено в 1 км к востоку от одноименного селения, на правом склоне ущелья речки Патара-Дагети. Оруденение приурочено к туфообломочным образованиям верхнего мела. Схематический разрез этих образований представляется следующим (снизу вверх):

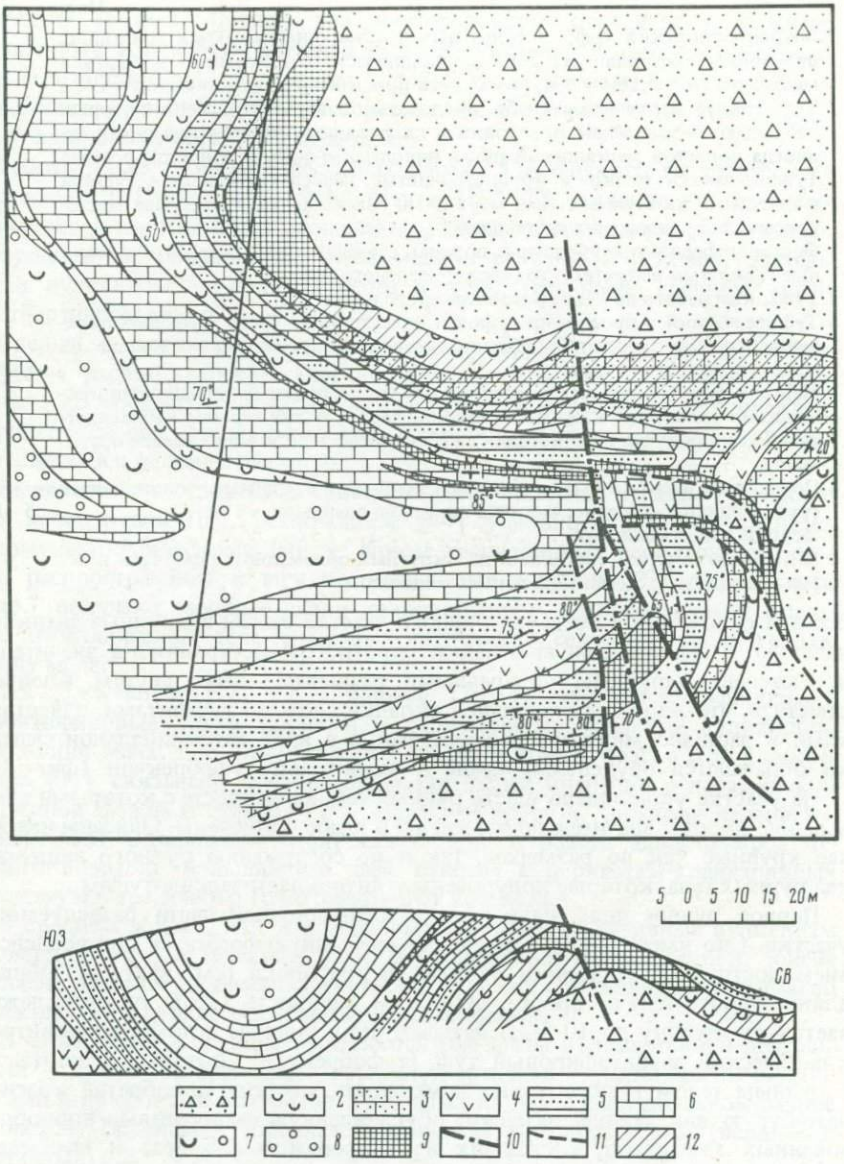
	Мощность м
1. Витрокластический туф; в отдельных участках наблюдаются тончайшие прослойки, состоящие из тонкокристаллического известняка и мергеля мощностью от 0,1 до 0,5 м; мощность прослоя витрокластического туфа	10
2. Туфогенные песчанистые слабо оруденелые известняки, среди которых наблюдаются тончайшие прослойки и линзовидные обособления плотной; иногда пористой марганцевой руды, пиролюзито-псиломеланового состава	10
3. Туфопесчаники мелко- и крупнозернистые, переслаивающиеся с туфами и плотными известковистыми мергелями белого цвета; в пределах месторождения эти отложения составляют	4–14
4. Фораминиферовые карбонатные породы, в значительной степени обогащенные глинистым веществом голубовато-зеленого цвета	3–5
5. Туфы кварцевого порфира розовато-серого цвета	2–10
6. Туфопесчаники с прослоями туфов и известняков; среди туфовых образований наблюдаются обособленные гнезда и прожилки, состоящие из железо-марганцевой руды	5–20
7. Мергель известковый литокластического типа с редкими тончайшими прожилками кальцита и кварца; в северной части участка нердкео наблюдаются прослойки туфа, с которыми связано убогое железо-марганцевое оруденение	10 – 30
8. Порфириты, окрашенные в светло-зеленый цвет различных тонов, имеют грубозернистое строение, частично пиритизированные	5–12
9. Мергель известковистый	5
10. Микроконгломерат, состоящий из округлых обломков порфиритов и зерен плагиоклаза, сцементированных веществом	10

Все эти отложения в пределах рудного участка смяты в крупные антиклинальную и синклинальную складки широтного простирания и в значительной степени нарушены поперечными разрывами двух систем. Следует отметить, что ядро синклинальной складки сложено туффитами, известняками и частично микроконгломератами, а в ядре антиклинальной складки обнажаются оруденелые туфы и альбитовые туфобрекчии (фиг. 3).

На участке установлено шесть рудных тел, на контакте с которыми вмещающие породы значительно изменены и слабо оруденелы. Описаны наиболее крупные как по размерам, так и по содержанию рудного вещества два рудных тела, которые приурочены к витрокластическим туфам.

Первое рудное тело находится в юго-восточной части разведуемого участка. Оно имеет неправильную линзообразную форму; и под воздействием пострудной тектоники разбито на три блока (см. фиг. 3). Общая длина рудного тела по простиранию 50 м, мощность 3–5 м, оно прослеживается на глубину до 10 м. В лежачем боку залегает агломератово-витрокластический альбитофировый туф (туфобрекчия), который у контакта с рудным телом незначительно изменяется, местами приобретая красновато-бурую или черную окраску, обусловленную скоплениями новообразованных минералов, состоящих из гидроокислов железа и марганца. В висячем боку этого рудного тела залегают туфогенные глауконитовые песчаники, карбонатные породы, имеющие у контакта с марганцевой рудой красновато-бурый цвет. Главными рудообразующими минералами этого рудного тела являются пиролюзит, манганит, криптомелан, рансьеит, гематит и гидрогетит. Из нерудных минералов присутствуют кварц, опал, халцедон и кальцит. Среднее содержание марганца колеблется от 6,75 до 18,7%, а железа – от 8,22 до 17,93%.

Второе рудное тело приурочено к северо-восточной части разведуемого участка. Как и первое рудное тело, оно залегает в аналогичных условиях



Фиг. 3. Схематическая геологическая карта месторождения Самшвильдо (по Д.И. Тавадзе и О.Г. Барач)

1 – альбитофировая туфобрекчия; *2* – витрокластический туф; *3* – песчанистый известняк, слабо оруденелый; *4* – туфы кварцевых порфиров, измененные и слабо оруденелые; *5* – туфопесчаники; известняки; *6* – известняки; *7* – туффит; *8* – микроконгломерат; *9* – марганцевая руда; *10* – тектонические нарушения; *11* – предполагаемые тектонические нарушения; *12* – измененные слабо оруденелые породы

в ядре небольшой антиклинальной складки, простирается с северо-востока на юго-запад и прослеживается по простиранию на расстояние 65 м при мощности 5 м. В лежачем боку залегают витрокластические измененные слабо оруденелые туфы, у контакта с рудой в значительной степени пиритизированные. В висячем боку рудного тела залегают плотные почти неизмененные туфопесчаники. Рудное тело состоит из грубозернистых туфов и переслаивающихся с ними оруденелых песчанистых известняков. Содержание марганца в этих рудах колеблется в широких пределах от 0,7 до 37%, а содержание железа – от 2,9 до 15,25%. Главными рудообразующими минералами второго рудного тела являются: манганит, пиролюзит, криптомелан. Тодорокит присутствует иногда в виде единичных зерен игольчатой формы. На контакте оруденелых туфов с вмещающими породами был обнаружен алабандин в виде мельчайших вкрапленных зерен. Из минералов железа присутствуют гематит и гидрогематит. Нерудные минералы представлены кварцем, халцедоном, опалом, кальцитом и хлоритом.

Месторождение Алгети. Расположено в ущелье р. Алгети по ее правому и левому берегу, у подножья одного из северо-восточных отрогов Беденского хребта, между селениями Малые Тонети и Ваке, в трех километрах к северу от последнего селения. Рудная залежь приурочена к туфопесчаникам и туфоконгломератам верхней карбонатной толщи верхнего мела. Рудное тело залегает согласно с вмещающими породами и представляет собой кремнистую, яшмовидную слабо оруденелую породу. Мощность рудного тела колеблется от 0,5 до 2 м. Сравнительно более богатые руды наблюдаются среди микроконгломератов. Оруденение приурочено к северному крылу Телетской антиклинали, на котором породы верхнего мела и палеоцена имеют крутое, местами почти вертикальное падение. Простирание пород северо-восточное под углом 60–70°, падение северо-западное или юго-восточное под углом 60–90°.

На месторождении восходящий разрез, по данным А.Д. Каланадзе и Г.А. Имедидзе, имеет следующий вид (снизу, вверх):

	Мощность, м
1. Туфопесчаники сравнительно слабо карбонатизированные. Иногда среди этих туфопесчаников наблюдаются тонкие прослои, состоящие из конгломератов	0,5–2,0
2. Известняки, известняки-ракушечники и туфогенные песчаники и известняки; известняки состоят из криптокристаллического кальцита с примесью глинистого вещества и в значительной степени обогащены реликтами раковины фораменифер; фораменифера нередко почти полностью замещены криптомеланом, а центральная часть однокамерных ракушек фораменифер иногда сложена тонкокристаллическим манганитом; известняк-ракушечник состоит из мельчайших ракушек, сцементированных тонкокристаллическим кальцитом или глинисто-известковым веществом с примесью мельчайших зерен плагиоклаза, чешуек хлорита и обломков андезита, состоящих из стекловатого базиса и микролитов плагиоклаза	2–50
3. Порфирит обнажается в юго-западной части месторождения в виде небольшой пластовой дайки; содержание марганца в нем составляет 1,13%, а железа 4,22%	0,5–10
4. Микроконгломераты, чередующиеся с прослоями туффитов и микробрекчий	1–2
5. Известняки, чередующиеся с маломощными пачками мергелей, конгломератов, микроконгломератов, микробрекчий и брекчеевидных известняков	2,0–4,5

На участке выявлены два рудных тела, приуроченных к туфогенным образованиям и расположенных на контакте с карбонатными породами. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами.

Первое рудное тело прослеживается на правом и левом берегах р. Алгети на протяжение 280 м. Почти на всем протяжении рудного тела вмещающие породы представлены известняками. На правом берегу р. Алгети падение рудного тела юго-восточное 50–60°, на левом берегу – северо-западное. Наиболее богатой рудой является залежь на правом берегу р. Алгети, где рудное тело состоит из двух прослоев, причем один прослой представлен в равной степени оруденелыми микроконгломератами, почти полностью замещенными сплошной марганцевой рудой. Мощность этого прослоя колеблется от 0,5 до 1,5 м. Второй прослой представлен очень слабо оруденелыми роговиками. Мощность его 0,5–2,5 м. Суммарная мощность рудного тела колеблется от 1 до 4 м. На правом берегу р. Алгети по простиранию роговики сменяются довольно плотными ороговикованными, слабо оруденелыми известняками красноватого цвета. По всей вероятности, роговики образовались в результате метасоматического замещения известняков. Содержание марганца в оруденелых микроконгломератах колеблется в пределах от 2,32 до 21,4%, а железа – от 1,96 до 10,83%. В роговиках содержание марганца в среднем составляет 4,18, а железа – 8,86%.

Второе рудное тело находится также на правом берегу р. Алгети, в 100 м ниже по течению от выхода первого рудного тела. Это рудное тело залегает согласно с вмещающими породами и падает на северо-запад 330° под углом 80°. К юго-западу рудное тело выклинивается, а к северо-востоку, на левом берегу р. Алгети, на продолжении рудного тела и вмещающих его туфогенных пород обнажаются карбонатные породы без следов оруденения. По-видимому, рудное тело здесь обрывается тектоническим нарушением [21].

Главными рудообразующими минералами марганцевых руд месторождения Алгети, как и руд Самшвильдо, являются: пиролюзит, криптомелан, манганит, тодорокит, вернадит, гематит, гидроокислы железа. Нерудные минералы представлены кальцитом, кварцем, опалом, халцедоном, в меньших количествах присутствуют хлорит и барит.

Месторождение Тетри-Цкаро. Расположено в 1 км к северо-востоку от одноименного районного центра, на западном склоне горы Касатка. Рудная залежь приурочена к верхнему горизонту туфопесчаников карбонатной свиты верхнего мела и прослеживается на протяжении 70 м, выклиниваясь в обе стороны. Рудная зона представлена туфобрекчиями и туфоконгломератами, включающими небольшие линзовидные и жилообразные рудные тела.

По данным Д.И. Тавадзе и О.Г. Барач, восходящий разрез этих образований представлен (снизу вверх):

Мощность, м

1. Тонкослоистые, слабо мергелистые известняки белого цвета, вскрыты в русле р. Касатки ниже рудной залежи 0,1–0,5
2. Тонкослоистые мергели зеленоватого цвета и мергелистые глины с тонкими прослоями туфопесчаников 15–20
3. Туфобрекчии, их туфы и микроконгломераты, переслаивающиеся между собой; мощность отдельных слоев 1–1,5 м. В южном направлении пачка выклинивается, а в северном – скрывается под наносами; цементирую-

Мощность, м

щим веществом микроконгломератов и микробрекчий является в основном карбонат; породы верхнего слоя этой туфогенной пачки у контакта с рудным телом подверглись изменению, в значительной степени смяты и отчасти превращены в глину светло-зеленого и красноватого цвета. Вся пачка составляет 15

4. Марганцевая руда; по простиранию прослеживается на 70–75 м и выклинивается и к северу, и югу . . . . . от 1,2 до 2,4

5. Мелкозернистые плотные тонкослоистые известняки, в отдельных участках слабо мергелистые 1–2

6. Андезитовые брекчии – мелко- и крупнообломочная порода довольно плотная, окрашенная в светло-желтый цвет 1,2–2,4

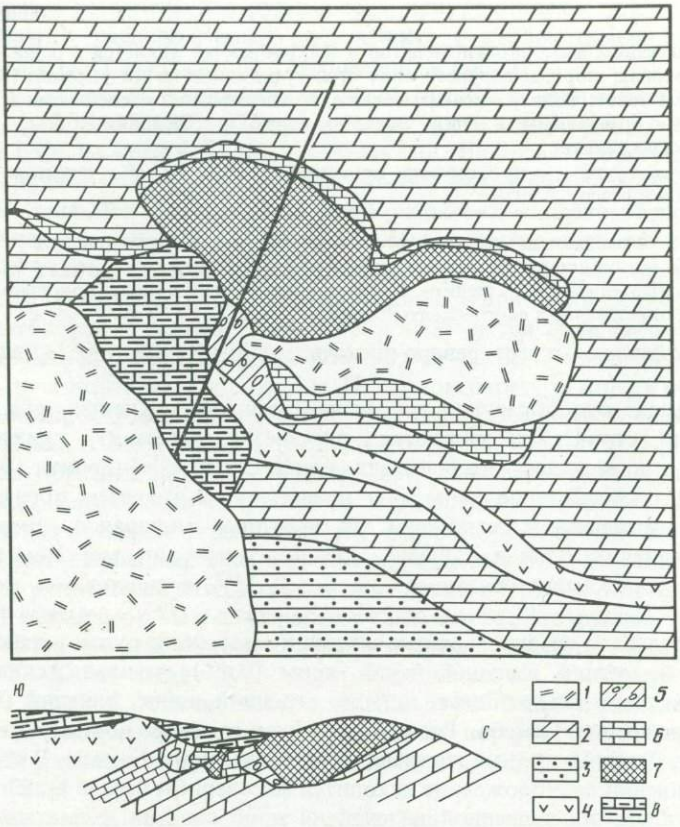
Весь комплекс имеет северо-восточное падение (60–90°) под углом 25–40°.

Главными рудообразующими минералами марганцевых руд месторождения Тетри-Цкаро являются: пиролюзит, манганит, криптомелан, несколько в меньших количествах присутствуют: тодорокит, рансьеит, и вернадит. Железистые минералы представлены главным образом гидроокислами железа и гематитом. Из нерудных минералов доминируют кварц, халцедон, опал и кальцит. Среднее содержание марганца в рудах этого месторождения составляет не более 16%, а содержание железа – 4%.

Спектральным анализом кроме железа и марганца в рудах установлены: кремнезем, магний, кальций, барий, хром (0,n%); мышьяк, свинец, молибден, медь, титан, кобальт, никель, стронций, цинк, ванадий (0,0n%).

Месторождение Самеба. Расположено оно к северо-востоку от месторождения Тетри-Цкаро, на юго-западном склоне горы Самеба. В структурном отношении месторождение находится на северном крыле Баден-Яглужской синклинали, сложенной интенсивно дробленными и смятыми породами, относящимися к верхней части нижних флишевых отложений палеоцена, состоящих из тонкослоистых карбонатных глин, песчаников, туфопесчаников с линзами известняков, нередко брекчиевидных. Флишевые отложения перекрываются вулканитами дацитового состава с линзами и прослоями песчаников.

По своей литологической природе рудные отложения представляют собой пластообразную залежь, состоящую из одного, двух или нескольких слоев оруденелых туфогенных пород, представленных, в основном, туфами, туфобрекчиями и туфопесчаниками андезитового состава. Исключение составляют верхние слои рудной пачки, которые состоят из оруденелых туфогенных песчанистых известняков. Рудное тело залегает согласно с вмещающими породами; простирание его – северо-восточное 60–40°, а падение – юго-восточное под углом 15–60°; в южном конце рудного участка падение северо-западное под углом 5°. Рудное тело вместе с вмещающими породами собрано в мелкие складки. Имеет место значительное количество поперечных и продольных разрывов со сравнительно небольшими амплитудами перемещений. Рудное тело представляет согласную пластообразную залежь и прослежено по простиранию на 140 м при средней мощности 4,2 м. Оруденение неравномерное, в общем убогое, но наряду с этими рудами, являющимися в основном оруденелыми туфами и туфобрекчиями, присутствуют и богатые окисные руды, которые встречают-



Фиг. 4. Схематическая геологическая карта месторождения Чхиквта (по Д.И. Тавадзе и О.Г. Барач)

1 – наносы; *2* – мергель с прослойками песчаника, глины с редкими обломками известняка, дацита и андезита; *3* – песчаники с прослойками мергеля; *4* – брекчия с песчано-мергелистым цементом; *5* – брекчия с обломками и глыбами известняка, дацита, андезита, порфирита и других пород; *6* – известняк; *7* – марганцевая руда; *8* – брекчиевидные известняки

ся в виде небольших обособленных линзовидных тел, почти мономинеральных, состоящих главным образом из пиролюзита с реликтами отдельных зерен или мелких агрегатов манганита. В руде нередко встречаются линзы оруденелых роговиков, состоящих из кварца, опала и халцедона с бедным оруденением железа и марганца.

Марганец в рудах составляет от долей процента до 36,4% (в среднем 15,66%), а железо от 3,82 до 43,84% (в среднем 12,6%). Кроме того, в рудах содержится окислов следующих элементов (в %): SiO_2 – 46,8–49,4; Al_2O_3 – 14,9–20,38; CaO – 7,73–26,35, MgO – 2,24, P_2O_5 – 0,05–0,11. Спектральным анализом установлены следующие элементы: Ti, Sr, Ba(0,n%); As, Zn, (0,0n%); Pb, V, Ni, Cr (0,00n%).

Главными марганцевыми минералами рудной толщи являются: пиролюзит, манганит, криптомелан; в незначительных количествах присутст-

вуют тодорокит и вернадит. Из карбонатов марганца следует упомянуть манганокальцит и родохрозит. Из окислов железа в значительных количествах присутствуют гидрогетит и гематит. Нерудные минералы в основном представлены кварцем, опалом, халцедоном и кальцитом.

Месторождение Чхиквта. Находится на северном склоне горы Самеба, в 1,5 км к северо-западу от одноименного селения и в 10 км к северо-востоку от районного центра Тетри-Цкаро. Район месторождения приурочен к нижнему флишевому горизонту палеоцена, представленного чередующимися пачками мергелей, карбонатизированных глин и песчаников, содержащих редкие прослойки туфов, туфобрекчий и линзы известняков. По северному склону горы Самеба эти отложения перекрыты андезитами и андезитовыми брекчиями. К этим комплексам пород приурочена довольно мощная пачка известняков, с которыми связывается марганцевое оруденение (фиг. 4).

По Д.И. Тавадзе и О.Г. Барач, составленный ими по разведочным выработкам, скважинам и обнажениям разрез имеет следующий вид (снизу вверх)

	Мощность, м
1. Мергель глинистый серого цвета с маломощными прослойками песчаника; песчаник нередко содержит гальку известняков и доломитов угловатой или в значительной степени окатанной формы; общее падение слоев на юго-запад 210° по углом 50°	5–10
2. Грубозернистый песчаник, в основании которого наблюдаются скопления разнообразной гальки, состоящей главным образом из известняков, в меньшем количестве присутствует галька мергелей и дацитов. Пачка составляет	10
3. Мергель с прослойками песчаника и мергелистой глины, среди которых встречаются множество обломков известняков, порфиритов, туфов, дацитов разнообразных как по форме, так и по размерам; пачка	50
4. Мергель довольно плотный, имеет сероватый цвет, редкие маломощные прослойки и линзовидные скопления крупнозернистого песчаника; пачка достигает	10
5. Песчаник мелкозернистый плотный, в верхней части среднезернистый, рыхлый	5
6. Мергель с прослоями песчанистого мергеля и кварцевого песчаника; присутствуют также прослои, состоящие из мергелистых глин, содержащих окатанные обломки известняков и дацитов; в этой пачке пород обнаружена микрофауна глобигерин, относящаяся к палеоценовому возрасту; пачка составляет около	31
7. Брекчия состоит из обломков порфиритов, известняков и дацитов различной крупности, сцементированных песчано-мергелистым материалом; пачка	7–11
8. Мергель песчанистый, плотный темно-серого цвета с прослоями мергелистой и песчанистой глины; среди пород наблюдаются прослои известняков, относящихся к сенонскому ярусу, содержащих прослои марганцевой руды; пачка составляет	7–10
9. Мергель песчанистый, мелкозернистый, содержит прослойки песчанистой глины и редкие мелкие обломки известняков угловатой формы	7,5–15
10. Глина мергелистая, слабо песчанистая; падение 175° под углом 45°; мощность слоя	5
11. Брекчия состоит из обломков, представленных главным образом дацитами и порфиритами; цементирующей массой является известково-песчанистый материал, обогащенный обломками тонкозернистого кварца; пачка составляет	1–8
12. Мергель тонкослоистый, чередующийся с тонкими прослоями, в значи-	

Мощность, м

тельной степени обогащенными тонкозернистым песчанистым материалом. Слой составляет около 11

13. Песчаник среднезернистый, сравнительно плотный с тонкими прослойками мергеля; пачка составляет 110

14. Мергель с прослойками песчаника 50

15. Андезитовая брекчия 2–12

По данным Д.И. Тавадзе и О.Г. Барач, рудная залежь прослеживается по простиранию на 60 и по падению на 40 м при мощности 15 м.

Н.А. Канделаки, а также Д.И. Тавадзе и О.Г. Барач марганцевые руды и вмещающие их известняки считают крупной глыбой верхнемеловых отложений, перемещенной в прибрежную зону палеоценового моря в результате древних оползневых явлений. Этим они объясняют ограниченные размеры и резкое прерывание рудного тела как по падению, так и по простиранию. Падение пород и рудного тела на юго-восток 140–180° под углом 35–45°.

Рудное тело состоит из нескольких слоев, различающихся по степени и характеру оруденения. В нем нередко наблюдаются небольшие линзы, состоящие из ороговикованной породы, представленной халцедоном, опалом, кварцем, неотокитом и дисперсным браунитом, минералы марганца имеют метаколлоидную структуру и содержат включения пылевидных зерен манганита. По минеральному составу руды месторождения Чхиквта довольно разнообразны. В их состав входят: манганит, пиролюзит, тодорокит, вернадит, браунит, гаусманит. Карбонаты марганца представлены родохрозитом, манганокальцитом. Из силикатов марганца присутствуют родонит и фриделит.

Содержание марганца в руде, при почти полном отсутствии железа, колеблется от 16,92 до 35,82% (в среднем 21,34%); содержание окислов составляет (в%) SiO_2 – 18,90–34,60, Al_2O_3 – 4,66–9,96, CaO – 3,11–3,41, P_2O_5 – 0,03–0,04, MgO – 1,0–1,31. По данным полуколичественного спектрального анализа в этих рудах, кроме перечисленных окислов, устанавливаются следующие элементы: Zn, Ti, Sr, Ba, V(0,0n%), Mo, Cr, Cu, Fe, Pb, Ga (0,00n%).

Месторождение Богви находится в 5–7 км к северо-востоку от сел. Джорджиашвили, на правом берегу оврага Циварешись-Хеви, на конусообразной горе Маднис-Сери, на высоте 900–1600 м.

В геологическом строении рудного участка принимают участие вулканогенно-осадочные отложения верхнефлишевого горизонта палеоценового и нижнеэоценового возраста. Отложения представлены туфами, мергелями, песчаниками, глинисто-мергелистыми известняками, микроконгломератами, известняками и перекрывающими их андезитовыми туфобрекчиями. Все эти отложения собраны в асимметричную синклинальную складку, в ядре которой обнажаются массивные известняки, слагающие вершину горы Маднис-Сери. Складки имеют почти широтное простирание.

Железо-марганцевая руда состоит в основном из в значительной степени оруденелых микроконгломератов или микробрекчий, или туфа. Как и на месторождениях Самеба и Чхиквта, установлено наличие отдельных глыб рудовмещающих пород мела, заключенных среди отложений палеоцена. Представлены они толстослоистыми массивными известняками-ракушечниками, оруденелыми микроконгломератами, роговиками и плотными

известковыми мергелями. К ним Н.А. Канделаки также относит и отдельные выходы андезитов и андезитовых брекчий, развитых на восточном склоне горы Маднис-Сери.

Рудопроявление разделяется на три обособленных участка – Западный, Центральный и Восточный, представляющих одну полосу с протяжением 1,2 км. На Западном участке среди андезитовых брекчий наблюдается зона измененных, слабо оруденелых пород. Центральный рудный участок расположен на вершине горы Маднис-Сери. Рудное тело представлено слоем в значительной степени оруденелого микроконгломерата, собранного вместе с вмещающими породами в синклинальную складку.

Рудное тело на этом участке прослежено на расстояние 170 м в широтном направлении при средней мощности 2,5 м. Содержание железа в рудах Центрального участка составляет от 3,26 до 39,6% (в среднем 15,5%); содержание марганца – от 1,05 до 34,16% (в среднем 10,9%). Содержание окислов составляет (в %): SiO_2 – 17,70–38,28, Al_2O_3 – от 7,60–17,64, P_2O_3 – 0,05–0,10, CaO – 2,24–8,80. По данным полуколичественного спектрального анализа в рудах месторождения Богви устанавливается присутствие следующих элементов: Co, Ni, Mg, Na, Ba (0, n%); Zn, Ti, Sr, (0,0 n%); Sc, Pb, Ga, V, Cu, Ni, Cr (0,00 n%); Be, Mo (0,000 n%).

Руды залежи участка Центрального, расположенного на северном склоне горы Маднис-Сери, отличаются более богатым содержанием марганца (18%) и несколько меньшим содержанием железа (10%). Рудное тело здесь прослежено по простиранию на расстояние 160 м. Средняя мощность его 4 м. Руда состоит из в различной степени оруденелого микроконгломерата.

Восточный рудный участок находится в 480 м к востоку от Центрального и представляет, вероятно, опущенную часть последнего. По простиранию рудного тела на расстоянии 90 м фиксируется три ступенчатых сброса незначительной амплитуды.

Руды описываемого участка несколько отличаются от руд Центрального и представлены главным образом рыхлыми песчаниками, обогащенными гидроокислами и окислами марганца и железа. В незначительных количествах среди руд Восточного участка встречаются также оруденелые конгломераты и роговики. Содержание марганца в этих рудах колеблется от 12,61 до 28,49% (в среднем 20,55%), а содержание железа от 1,62 до 13,11% (среднее 7,35%). Очень незначительная часть руды Восточного участка представлена оруденелыми известняками. В результате полуколичественного спектрального анализа в оруденелых известняках обнаружено присутствие следующих элементов: Ca, Al, Mg, (n %), Ni, Si, Fe (0, n %), Ti, Zr, Sr, Ba (0,0n%), V, Co, Ni, Cr (0,00 n%), Be, Cu (0,000n %).

По мнению Н.А. Канделаки и наблюдениям Д.И. Тавадзе и О.Г. Барач, месторождение Богви, как и месторождения Самеба и Чхиквта, приурочено к выделенному этими авторами "глыбовому горизонту". Здесь также наблюдаются отдельные глыбы руды и рудовмещающих отложений верхнего мела, заключенные среди отложений палеоцена.

Главными рудообразующими минералами месторождения Богви являются: пиролюзит, манганит, вернадит, рансьеит. Карбонаты марганца представлены в основном кальциевым родохрозитом и манганокальцитом. Из гидроокислов железа присутствуют гидрогематит, гидрогетит и гетит. В незначительном количестве в зоне гипергенеза среди окисленных карбо-

натных руд наблюдается спорадическое локальное скопление тодорокита в виде порошковатой разности бурого цвета с редкими участками, сохранившими его первичное радиально-лучистое строение. В двух образцах исследованных окисленных карбонатных руд был установлен водный силикат марганца – неотокит, выполняющий отдельные небольшие жеоды в руде пиролюзит-вернадитового состава пористой текстуры. Из нерудных минералов присутствуют: кальцит, кварц, халцедон и опал.

МОРФОЛОГИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Марганцевые и железо-марганцевые руды месторождений Тетрицкаройского рудного района по условиям образования и своим морфологическим особенностям очень близки между собой. Они локализуются среди вулканитов и связаны с брекчиями, конгломератами, туфопесчаниками, витрокластическими и литокластическими туфами, состоящими из обломков различных пород, главным образом дацитов и порфиритов. Цементирующей массой в туфах являются: известняк, вулканический пепел, глинистое или кремнистое вещество, иногда с примесью продуктов разложения пепла.

Внутри этих вулканогенно-известковых отложений богатые марганцевые руды ассоциируются с карбонатными и кремнистыми отложениями. Они как правило образуют линзовидные залежи и гнезда незначительной величины. В горизонтальном сечении эти тела обычно имеют вытянутую, пластообразную, линзовидную форму. Рудные тела залегают согласно с вмещающими их породами. Это может быть объяснено тем, что марганцевые растворы поступали в стратифицированные толщи, и, естественно, их продвижение затем происходило по относительно ослабленным зонам вдоль плоскостей слоев. Рудонакопление отчасти также, вероятно, контролировалось границами между пластами пород с различной проницаемостью. Внутреннее строение рудных пластов характеризуется большой неоднородностью, обусловленной различной интенсивностью замещения рудным веществом отдельных обломков, прослоев и участков вмещающих отложений. В результате руды изученных нами месторождений нередко полностью повторяли текстурный рисунок той породы, по которой они развивались.

Как уже говорилось выше, с марганцевыми рудами ассоциируют известняки, известковистые мергели, песчаники и туфопесчаники, которые обычно перекрывают рудные пласты или сменяют их по простиранию. Кроме того, на всех изученных нами месторождениях, кроме Чхиквты, постоянно присутствует ожелезненная кремнистая порода вишнево-красного (редко фисташкового) цвета. На месторождении Чхиквта кремнистая порода и окварцованные известняки обычно обогащены неотокитом. Присутствие последнего обусловило красновато-бурую окраску этих отложений. Именно из-за этой окраски отложения долгое время относили к ожелезненным разностям и лишь после микроскопического и химического исследований, которые показали полное отсутствие в этих кремнисто-известковистых отложениях железа, было доказано, что их красновато-бурая окраска обусловлена присутствием значительных скоплений неотокита.

Рудные отложения описываемых месторождений лишь в реликтовой форме сохранили слоистое строение, типичное для осадочных месторождений. Первичная слоистость в сильной степени осложнена многочисленными прожилками и гнездами минеральных новообразований, возникших в процессе превращения первичных концентраций водных соединений марганца в гаусманитовые и браунитовые руды, и дальнейшего преобразования их в силикатные разности. Значительное влияние оказали также процессы гипергенеза, обусловившие миграцию рудного вещества вдоль зон тектонических нарушений и тонких трещин в пределах рудных залежей.

Процессы первичной концентрации, последующие меморфические преобразования и дальнейшие изменения руд при выветривании характеризуются на основе интерпретации типичных текстурных признаков руд и выделенных в них парагенетических ассоциаций минералов. Таким образом, в рудах марганцевых месторождений Тетрицкаройского района в результате их минераграфического изучения удалось выделить главные генетические группы, характеризующие в основных чертах процессы первичной концентрации рудного вещества, процессы последующих метаморфогенных преобразований и процессы гипергенного изменения руд.

ТЕКСТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАРГАНЦЕВЫХ РУД

В марганцевых и железо-марганцевых рудах описываемых месторождений чрезвычайно широко проявлены разнообразные и очень сложные текстуры, отражающие особенности формирования руд. По своей генетической природе они могут быть сведены в несколько групп. Выделяются текстуры, характеризующие условия образования первичных рудоносных осадков, которые в результате диагенетических и метаморфических преобразований руд сохранились лишь в реликтовой форме. Тем не менее сохранившиеся реликтовые текстуры проливают свет на условия формирования первичных рудных скоплений и в сочетании с данными о распределении парагенетических групп минералов первичных руд служат критериями при выделении фаций рудоносных осадков.

Для характеристики основных типов руд и главных факторов, обусловивших их формирование, выделяются группы текстурных признаков метаморфизованных руд, характеризующие различные формы проявления этого процесса. Наиболее отчетливо в рудах фиксируются метаморфические преобразования, происходящие в твердом состоянии при незначительном воздействии термальных растворов метаморфогенного происхождения. Ряд существенных специфических изменений в минеральном составе и в характере минеральных срастаний происходит при максимальном проявлении подобных термальных растворов. Характерны также значительные преобразования, связанные с влиянием интрузивных процессов, обусловивших привнос минеральных веществ в область метаморфизма.

Одна подгруппа текстур, характеризующих изменения в твердом состоянии без привноса вещества, типична для преобразований руд и вмещающих пород на ранних стадиях метаморфизма; этот процесс, судя по особенностям тектонического строения всей складчатой области распространения меловых и палеогеновых отложений района, обладает типичными чертами термометаморфизма. Другая подгруппа текстур включает разнообраз-

ные прожилковые образования метаморфогенного происхождения, характерные для гидротермальных проявлений, образующихся в условиях ограниченной миграции минеральных компонентов. Подобные прожилки типа так называемых альпийских жил приурочены непосредственно к измененным рудным скоплениям и имеют с ними сходный минеральный состав.

Следующая подгруппа текстур метаморфизованных руд характеризует влияние горячих метаморфизующих растворов. Они вызывают существенные изменения в минеральном составе и строении руд. Эти процессы особенно широко проявились при формировании руд месторождения Чхиквта. По своему составу и морфологическим особенностям возникающие при этом минеральные агрегаты в некоторых случаях с трудом отличимы от собственного гидротермальных образований, связанных с интрузивными процессами.

Особую группу составляют текстуры, отражающие процессы выветривания руд. Эти процессы проявлены в самых верхних частях рудных залежей на всех месторождениях. Однако сколько-нибудь значительные скопления окисленных руд в месторождениях не известны.

Таким образом, среди разнообразных текстурных признаков руд месторождений Тетрицкаройского района нами в результате минераграфического изучения руд выделяются главные группы, которые в основных чертах характеризуют: а) процессы первичной концентрации рудного вещества, б) процессы последующих метаморфических преобразований, в) процессы поверхностного изменения урд.

Реликтовые первичные текстуры. Первично-слоистое строение марганцевые руды особенно отчетливо сохраняют в случае переслаивания рудного вещества с прослоями хемогенного кремнистого и измененного туфового материала. В подобных текстурах видно, что прослои первичных водных соединений марганца и отчасти железа сравнительно легко утрачивают свое первоначально тонкослоистое строение, вероятно, еще в процессе дегидратации и преобразования в безводные окисные соединения. Кремнистое вещество, слагающее отдельные прослои, вследствие своей меньшей мобильности, в процессе перекристаллизации более отчетливо сохраняет тонкослоистые микроструктуры и другие признаки первоначального осадочного происхождения. Особенно отчетливо слоистость сохраняется в кремнистых прослоях, содержащих тонкие прослойки глинистого вещества. Большое значение для установления осадочной природы самих метаморфизованных руд имеют остатки фораминифер и радиолярий, нередко находящихся в рудах в виде характерных округлых образований, частично замещенных кристаллически-зернистым кварцем, а в рудных прослоях манганитом или браунитом.

В рудах слоистой текстуры, в которых не особенно резко проявились процессы метаморфизма, видно, что мощность отдельных прослоев не постоянна: от нескольких миллиметров и сантиметров до чередования более мощных прослоев. По простиранию прослои лишь в отдельных участках рудных тел выдерживаются по мощности. Более характерны частые пережимы и выклинивания. Текстуры подобных руд обычно принимают линзовидный облик.

Широким распространением пользуются также текстуры, из чрезвычай-

но коротких чечевицеобразных скоплений рудного вещества, создающих впечатление приплюснутых желваков. Эти текстуры характерны для периферических частей выклинивающихся рудных тел. Ориентировка подобных скоплений в пространстве совпадает с залеганием вмещающих слоистых яшм и ороговикованных кремнистых пород рудоносного горизонта.

Скопления желваковых образований на продолжении пластообразных и коротких линзовидных залежей приобретают внешние черты конкреционных вкрапленных руд. Они представляют собой желваковые стяжения большей частью эллипсоидальной и не совсем правильной сферической формы. Размеры подобных стяжений колеблются от нескольких миллиметров до двух-трех сантиметров в поперечнике. Главным рудообразующим минералом в них является манганит, в меньших количествах присутствует гаусманит и еще в меньших – браунит и гидрогетит, а также новообразования гидроокислов марганца, в различной степени заместившие браунит и гаусманит. Среди этих стяжений встречены остатки скелетов радиолярий, имеющих правильную, большей частью шарообразную форму.

Среди реликтовых текстур следует упомянуть также и о цементационных текстурах, свидетельствующих об осадочном происхождении руд. Для них наиболее типичны довольно крупные округлые или угловатые обломки туфового материала, преимущественно дацитового или андезитового состава, заключенные в цементирующую массу криптомелана, образовавшегося, вероятно, за счет карбоната марганца, являющегося первоначально цементирующим веществом этих отложений, или угловатые обломки кварца, сцементированные окислами марганца рамсделлит-пиролюзитового состава (табл. I, *а, б*).

Важной генетической особенностью этих руд являются границы между цементирующим веществом и обломками пород. Каких-либо признаков, указывающих на сколько-нибудь существенное замещение обломочного материала кремнисто-карбонатным веществом при микроскопическом изучении не наблюдалось. Эти руды, по-видимому, представляют собой первоначально крупнообломочные туфоконгломераты, содержащие кремнисто-карбонатное вещество в качестве цементирующей массы. Все это свидетельствует о существовании в Тетрицкаройском рудном районе фации первичных карбонатных марганцевых руд. Следует отметить, что при метаморфизме наиболее отчетливо сохраняются грубообломочные цементационные и брекчиевидные текстуры, в то время как наиболее тонкие туфопесчаники с карбонатным цементом в процессе перекристаллизации и превращения в силикатные разности легко утрачивают характерные черты своего первоначального осадочного происхождения. Лишь иногда среди интенсивно измененных марганцевых руд гаусманит-родонит-манганитового состава устанавливаются скопления реликтов раковин радиолярий и фораминифер, указывающие на туфогенную природу первоначально рудных образований.

В рудах, сравнительно хорошо сохранивших слоистое строение, иногда можно наблюдать постепенные переходы к своеобразным брекчиевидным текстурам. Они характеризуются неровным, струйчатым и прерывистым строением отдельных прослоев, нередко явно катаклазированных во внутренних своих частях. Подобные текстуры служат указанием на весьма неустойчивые условия осадконакопления в бассейне.

Рудные прослои чередуются с прослоями и линзами либо существенно кремнистых яшмовидных пород брекчиевидной текстуры (табл. I, *в*), содержащих обломки кремнистого и измененного туфового материала, либо существенно карбонатных манганокальцитовых пород, также содержащих туфовый материал. Эти особенности строения руд указывают на то, что формирование их происходило под влиянием тектонических усилий в условиях еще неполного затвердевания рудных прослоев и пластичного состояния прослоев кремнисто-карбонатного вещества. Подобная обстановка, возможно, обусловлена сравнительно быстрым чередованием периодов спада и возрастания вулканической активности во время формирования продуктивной вулканогенно-осадочной толщи.

Микробрекчиевидные текстуры несколько другого характера, чем были описаны выше, развиты главным образом в рудах месторождения Чхиквта в прожилках кремнисто-неотокитового состава. Эти прожилки, как правило, сложены двумя минеральными агрегатами; агрегатом манганито-пиролюзитового состава, который представлен угловатыми обломками, и кремнисто-неотокитовым веществом, являющимся цементирующей массой этих обломков (табл. I, *г*).

В крайне разнообразных, или в так называемых "переходных типах текстур" признаки процессов раннего динамометаморфизма и регионального метаморфизма проявляются в менее оптимальном сочетании. Они, в общем, полнее могут охарактеризовать особенности различных последовательных этапов проявления каждого из этих процессов. Сравнительно редко, главным образом среди слабо оруденелых кремнистых туффитов, проявляются типичные плойчатые текстуры. В них обычно совершенно утрачиваются признаки первичной слоистости осадков.

Скопления тонкого туфового материала развальцованы и рассеяны в породе в виде тончайших прерывистых полосок. Более крупные обломки андезитов и дацитов, а также кристаллокластического материала, разложенные в процессе последующих изменений, образуют извилистые и грубопрожилковые скопления среди тонкокристаллической кремнисто-железистой массы. Многочисленные мелкие жилки альпийского типа, образованные в процессе перекристаллизации кремнистого вещества, также затушевывают первоначальное слоистое строение первичных рудоносных осадков.

Важным генетическим признаком, указывающим на первоначальную осадочную природу метаморфизованных руд месторождений Тетрицкаройского рудного района, служат реликты органогенных текстур. Они образованы скоплением скелетов радиолярий правильной, чаще всего шарообразной формы и размером до 0,2 мм и менее. Присутствие остатков организмов в яшмах и яшмовидных породах, обогащенных туфовым материалом и перемежающихся с прослоями руд, для месторождений является прежде всего признаком образования их в водной среде. Сами скелеты радиолярий и фораминифер, а также спикул губок в процессе преобразования руд часто замещаются браунитом, манганитом, сохраняя свои формы. Рудные минералы местами нацело выполняют внутренние полости скелетов фораминифер и радиолярий, иногда обрамляют их, образуя тонкокрустификационные оторочки и мельчайшие друзовые скопления.

Текстуры метаморфизованных руд. Для выяснения процессов форми-

рования руд необходимо остановиться на некоторых типичных текстурах, характеризующих различную интенсивность проявления процессов изменения рудных скоплений, разных по составу и первоначальному строению. Наибольшего внимания заслуживают разнообразные полосчатые текстуры. Они наиболее широко распространены в метаморфизованных марганцевых рудах описываемых месторождений и сохраняют в унаследованной форме черты первичного слоистого строения осадков.

Для сравнительно умеренно метаморфизованных руд характерны ритмически-полосчатые текстуры, которые по внешнему виду нередко почти не отличимы от первичных слоистых текстур осадочных руд. Они представляют собой полосчатые выделения манганита и неотокита, характеризующиеся закономерной ориентировкой полос. При относительно полном сохранении параллельности они то прямолинейны, то чрезвычайно извилисты и в совокупности нередко образуют весьма тонкий и сложный текстурный рисунок.

Ритмически-полосчатые формы были установлены главным образом в рудах на месторождении Чхиквта среди ороговикованных неотокитово-манганитовых руд. Ритмичность обусловлена формированием полосок различного состава, реже наблюдаются ритмы одного и того же состава, но разного строения. Рудные ритмы состоят из хорошо окристаллизованного манганита, частично замещенного пиролюзитом. Ритмы манганита и неотокита четко различаются чередованием полосок, состоящих, в основном, из неотокита с тончайшими полосками, представленными тонкокристаллическим манганитом, и более мощными полосками, сложенными криптокристаллическим манганитом, частично замещенным пиролюзитом (табл. II, *а*). В подобных полосках нами установлены весьма своеобразные, близкие к сферическим агрегаты (диаметр 0,01–1,5 мм), сложенные мельчайшими участками, состоящими из неотокита, различимыми под микроскопом лишь при большом увеличении после предварительного травления полированной поверхности шлифа серной кислотой (концентрация 1 : 1 + 2–5 капель H_2O_2) (табл. II,*б*)). Подобные формы в метаколлоидных агрегатах рудных и нерудных минералов Ф.В. Чухров [32] и Л.М. Лебедев [22, 23] называют глобулитами. Нередко в подобных глобулитах наблюдаются пылевидные включения метакристаллов манганита. Образование этих глобулярных скоплений неотокитового состава, возможно, связано с псевдоморфным замещением неотокитом либо карбонатных оолитов, либо вещества, для которого характерны сферические формы скоплений.

Среди неотокит-манганитовых руд описываемой текстуры иногда наблюдаются отдельные прослои, отличающиеся повышенной пористостью и более высоким содержанием кварца, опала и халдедона, которые в виде тонких оторочек колломорфного строения находятся в тесной ассоциации с новообразованиями тодорокита радиально-лучистого строения и кристаллически-зернистого манганита и слагают стенки жеод и мелких пор. Иногда наблюдаются также мелкие выделения неправильной формы, состоящие из агрегата тонкокристаллического карбоната аллотриоморфнозернистого строения, сохранившиеся от замещения их неотокитом (табл. II, *а*).

Наряду с полосчатыми образованиями агрегатов кристаллически-зернистого манганита, гаусманита, браунита и редко родохрозита, характеризую-

щих условия умеренного метаморфизма в месторождениях, некоторым распространением пользуются силикатные руды, свидетельствующие о более глубоких преобразованиях первичных окисных и карбонатных соединений марганца, которые, в основном, встречаются среди руд месторождения Чхиквта. Новообразования силикатов марганца, главным образом родонита, обычно развиваются вдоль многочисленных трещин в марганцевых рудах, в изобилии присутствующих преимущественно в пограничных частях различных минеральных агрегатов. Все это в сильной степени усложняет текстуры метаморфизованных руд и в ряде случаев затрудняет интерпретацию, необходимую для получения правильного представления о характере и последовательности процессов формирования руд.

Очень интересны в генетическом отношении различные прожилковые текстуры метаморфизованных руд. Подобные прожилки, сложенные родонитом и редко родохрозитом, содержат угловатой формы обломки руды, вмещающей эти прожилки. Прожилки имеют метаморфогенное происхождение и накладываются на первичные, уже в какой-то степени метаморфизованные руды аллотриоморфнозернистой структуры, обусловливая очень сложные соотношения минеральных агрегатов. Возникновение подобных прожилков, вероятно, может быть объяснено проникновение гидротермальных растворов, в зоны тектонически нарушенных руд и захватом отдельных мельчайших ее обломков.

Среди руд прожилковой текстуры широким распространением пользуются гранобластические и пойкилобластические структуры. В полосах, обогащенных туфовым материалом, тонкодисперсный браунит в тесной ассоциации с неотокитом, халцедоном и манганитом образует так называемые жилы выполнения, имеющие тонкополосчатое строение, которое указывает на приоткрывание трещин, служащих путями движения минеральных гидротермальных растворов, а также оторочки вокруг обломков измененных эффузивов.

Остановимся на краткой характеристике трещино-полигональных текстур, возникших в процессе дегидратации гидроокислов марганца, находящихся еще в гелевом состоянии. Подобные текстуры распространены как по площади, так и в стратиграфическом отношении. Они возникли в результате высыхания и уплотнения пропитанных водой кремнисто-глинистых осадков, обогащенных гидроокислами марганца, что привело к образованию системы трещин сокращения, которые в своем типичном развитии образуют сетку, разделяющую поверхность на неправильные полигональные участки (табл. II, *в*).

Трещины находятся в тонкокристаллической кремнисто-манганитовой массе и образовались, вероятно, в процессе диагенеза и обезвоживания оруденелого осадка. Трещины усыхания имеют мощность не более одного миллиметра, но обнаруживают значительные колебания на глубину – от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Это может быть объяснено тем, что система трещин усыхания продолжала развиваться при непрекращающемся накоплении осадка, обогащенного гидроокислами марганца, что обусловило развитие в этих осадках столбчатых текстур (см. табл. II, *г*).

Трещины усыхания обычно выполнены крупнокристаллическим манганитом аллотриоморфнозернистой структуры, отложившимся, вероятно,

из гидротермальных растворов, поднимающихся по этим трещинам. При изучении подобных руд под микроскопом как в проходящем, так и в отраженном свете устанавливается, что манганит, выполняющий эти трещины, отличается большей свежестью, чем кристаллически-зернистый манганит, входящий в состав основной рудной массы, где его зерна вытянутой игольчатой формы рассеяны в тонкозернистом кремнистом веществе и в отдельных участках в значительной степени замещены пиролюзитом (табл. II, *д*, *е*).

Текстурные особенности разнообразных жильных образований в рудах характеризуют перераспределение рудного вещества гидротермальными растворами метаморфогенного происхождения в жилах альпийского типа, которые в изобилии находятся в окремнелых рудах. Наряду с этим, по-видимому, также значительна роль собственно гидротермальных жильных образований, связанных с вулканической деятельностью в процессе возникновения марганцевых месторождений Тетрицкаройского рудного района. Как видно из рассмотренных текстурных особенностей исследованных руд, они типичны для первичных рудных концентраций, образовавшихся в условиях осаждения рудного вещества в водном бассейне.

Руды перемежаются с прослоями хемогенных кремнистых и карбонатных осадков, подчиненных пластообразным залежам лав и пластам пирокластических продуктов сумбаринной вулканической деятельности. Вмещающие породы и руды претерпели изменения в условиях общего термодинамометаморфизма и сопутствующих гидротермальных проявлений, обусловивших возникновение определенных парагенетических ассоциаций минералов, свойственных каждой стадии процесса. Метаморфические преобразования в конечном итоге определили особенности химического состава и качество марганцевых руд.

Текстура руд зоны окисления. Почти на всех рудных участках месторождений Тетрицкаройского рудного района марганцевые руды на выходах затронуты процессами гипергенеза. В самых верхних горизонтах выветривания из-за обезвоживания геля и выщелачивания полимерных агрегатов возникают так называемые сажистые, порошковатые и землистые текстуры, типичные для окисленных руд. Среди последних распространены разнообразные пористые, ячеистые, кавернозные текстуры. Многочисленные пустоты в рудах с подобной текстурой обычно выполнены рыхлым светлым карбонатно-кремнистым веществом с небольшим содержанием глинозема. Стенки каверн очень плотные и состоят из гидроокислов марганца, представленных главным образом вернадитом, криптомеланом, рансьеитом и сажистой разновидностью пиролюзита. Обычно они обогащены глинистым и грубокластическим материалом, сохранившимся при окислении марганцевых руд.

Для характеристики состава руд, обладающих подобными и кавернозными текстурами, использованы результаты двух химических анализов, характеризующих состав рыхлой карбонатно-кремнистой породы, выполняющей внутренние части каверн и состав плотной марганцевой руды, слагающей стенки каверн (табл. 1).

Сравнение этих двух анализов позволяет прийти к следующему выводу. В зоне гипергенеза наблюдается занчительное обогащение карбонатно-кремнисто-глинистой породы рудным веществом, обусловленное значительным выносом подвижных компонентов — кремнезема, алюминия,

Таблица 1

Данные химического анализа марганцевой руды кавернозной текстуры зоны окисления месторождения Чхиквта (обр. 442) (в масс. %)

Окислы	1	2	Окислы	1	2
SiO_2	56,47	13,48	Na_2O	0,05	1,55
TiO_2	0,27	Следы	K_2O	0,19	0,26
Al_2O_3	8,76	2,00	H_2O^-	11,34	4,70
Fe_2O_3	1,48	0,55	H_2O^+	6,75	7,53
FeO	Нет	Нет	SrO	0,30	Нет
MnO	2,72	3,22	CO_2	0,82	"
MgO	8,80	2,26	MnO_2	Нет	62,02
CaO	2,55	3,04	Сумма	100,50	100,61

1 – слабо оруденелая карбонатная кремнисто-глинистая порода, выполняющая пустоты; аналитик В.М. Степашкина; 2 – гидроокислы марганца, слагающие стенки каркаса марганцевой руды; аналитик Л.С. Цимлянская.

магния, железа, стронция и накоплением марганца, главным образом четырехвалентного, а также некоторым увеличением содержания окиси кальция и натрия. Главным рудообразующим минералом, по данным рентгеноструктурного анализа, в образованных марганцевых рудах является рансьеит, в меньшем количестве присутствуют криптомелан и вернадит.

К числу наиболее распространенных в зоне окисления принадлежат также всевозможные сталактитовые, почковидные и гроздьевидные тестуры образований гидроокислов марганца и частично железа, скапливающихся в виде натеков на внутренних поверхностях крупных пор, каверн и пещеристых пустот в выщелоченных рудах.

Широким развитием среди окисленных руд пользуются также дендритовые текстуры. Они возникают в результате проникновения растворов, содержащих марганец и железо, вдоль тонких трещинок и капилляров в карбонатных рудах или в туфопесчаниках. Выпадение вещества из растворов в виде дендритов происходит вследствие коагуляции коллоидного золя под действием электролитов и других факторов. Наиболее часто дендритовые текстуры встречаются на месторождениях Богви и Самеба, где широко развиты карбонатные отложения. Дендриты представляют собой новообразования гидроокислов марганца, развивающихся в виде тончайших древовидных форм вдоль тонких плоскостей кливажа в марганецсодержащем карбонате, либо в туфопесчаниках. Дендриты обычно сложены водными окислами марганца (вернадитом) и гидроокислами марганца. Среди окисленных марганцевых руд, особенно в верхних горизонтах, широко развиты корковые, различные натечные, колломорфно-полосчатые текстуры, обусловленные наличием коллоидных растворов. Они различаются как составом отдельных полос, так и степенью раскристаллизации (табл. III, *а, б*).

Нередко в окисленных рудах наблюдаются гребенчатые и другие текстуры, образовавшиеся в результате дегидратации и раскристаллизации гидроокислов марганца под влиянием различных быстро меняющихся условий, вокруг ранее возникших почковидных скоплений пиролюзита колломорф-

ного строения. Шестоватые агрегаты крупнокристаллического пиролюзита гребенчатой структуры иногда возникают также в результате окисления манганита более позднего образования (табл. III, *в*).

В описываемом типе руд в зоне гипергенеза в рузультате изменения физико-химических условий среды наблюдается полное изменение минерального состава и структурно-текстурных особенностей первичных седиментных и гидротермально-метаморфизованных образований. Если гелеобразные рудоносные осадки гидроокисных соединений марганца, кремния, алюминия и других элементов в процессе диагенеза и метаморфизма полностью обезвоживаются и перекристаллизовываются, то в зоне гипергенеза они, претерпевая изменения, переходят в водосодержащие минеральные новообразования. Так, например, за счет манганитовых руд образуются или пиролюзитовые руды, в значительных количествах содержащие гидроокисные соединения марганца, или силикатные и карбонатные соединения марганца переходят в вернадит и опал и редко в неотокит, тодорокит и криптомелан. Иногда в описываемых рудах при замещении одного минерала другим возникают реликтовые пятнистые и грубопетельчатые текстуры замещения. Для этих текстур характерны новообразования гидроокислов марганца, сначала возникающие вдоль тонких трещинок, преимущественно в периферических частях обломков туфов, и затем замещающие более крупные участки карбонатизированного туффитового материала.

Для окисных руд и вмещающих пород зоны окисления также типичны текстуры выполнения трещин, пустот и брекчированных зон. Наиболее часто среди них встречаются текстуры выполнения тонких трещинок в манганитовых и гаусманитовых рудах, а также в кремнистых прослоях. В яшмовидных породах часто наблюдаются участки, в значительной степени разбитые сетью тонких трещин, заполненных гидроокислами марганца и кристаллически-зернистым приролюзитом. Эти брекчиевидные текстуры свидетельствуют об ограниченной роли процессов замещения при заполнении рудным веществом открытых трещин, образовавшихся при растрескивании минеральных агрегатов.

Рассмотренные выше текстуры и структуры первичных метаморфизованных и окисленных руд марганца являются типичными для всех месторождений Тетрицкаройского рудного района и в целом имеют одни и те же причины возникновения. Особенности текстур и структур, несомненно, определялись многими факторами, в том числе температурным и гидродинамическим режимом, pH, Eh среды, глубиной осадконакопления, составом, геохимической подвижностью и концентрацией поступавшего из глубинных источников рудного вещества. Эволюция стратифицированных рудных накоплений под влиянием диагенетических, метаморфических, более поздних гидротермально-метасоматических и гипергенных процессов также сыграла роль в возникновении руд описываемых месторождений.

ГЛАВНЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Имеющийся фактический материал по минеральному составу и строению изученных типов руд марганцевых месторождений Тетрицкаройского рудного района позволяет нам выделить различные генетические группы минеральных ассоциаций, характеризующих влияние различных процессов

на формирование месторождений: роль седиментогенеза и диагенетических изменений (1), метаморфогенных преобразований (2), гидротермальных проявлений (3) и гипергенеза (4).

Минералы первой группы образовались в период осадконакопления и перегруппировки рудного вещества в стадию диагенеза. К ним, в первую очередь, относятся манганит, манганокальцит, родохрозит, гидроокислы марганца и железа и окислы кремния, представленные главным образом опалом, халцедоном и в меньшей степени – кварцем.

Минералы второй группы на месторождениях пользуются наиболее широким распространением и являются основными рудообразующими минералами. Главным минералом здесь является манганит, несколько в меньших количествах присутствует браунит и еще в меньших – гаусманит, родонит, родохрозит, опал, халцедон, кварц, редко фриделит.

Большим разнообразием минеральных видов отличается третья группа, представленная метаморфогенными и собственно жильными новообразованиями, связанными с гидротермальными процессами, особенно широко проявленными на месторождении Чхиквта. Главными рудообразующими минералами этой группы являются: тодорокит, браунит, манганит, неотокит, пиролюзит, второстепенными – родонит, бустамит, фриделит, родохрозит, рамсделлит, кальцит, хлорит, опал, халцедон, кварц.

Минералы четвертой группы имеют ограниченное распространение и не образуют крупных скоплений. Главными рудообразующими минералами этой группы являются: гидроокислы марганца, пиролюзит, вернадит, тодорокит, неотоктит, реже встречаются криптомелан и рансьеит. Гидроокислы железа представлены главным образом гидрогематитом и гидрогетитом.

Многостадийность процессов формирования марганцевых руд и значительная мобильность соединений марганца обусловливают возникновение многочисленных генераций минералов метаморфогенного происхождения, и отнесение каждого из них к определенной минеральной ассоциации может быть произведено с известной долей условности. Особенно это относится к группе первичных минералов, образовавшихся в начальную стадию формирования месторождений, а также неоднократно переотлагавшимися гидротермальными растворами различного происхождения и в процессе гипергенеза.

Ниже остановимся на описании некоторых особенностей химического и минерального состава руд, рассмотрим парагенетические ассоциации минералов и дадим краткую характеристику основных рудообразующих минералов.

Манганит – $MnO(OH)$ – является наиболее распространенным минералом среди разных типов марганцевых руд исследуемых месторождений. Он установлен в рудных прослоях на всех участках разведанных месторождений. Возникновение его, по-видимому, связано с диагенетическими процессами становления руд и последующими многократно проявившимися изменениями в результате гидротермального метаморфизма. Первоначальные скопления манганита, находящегося в тесном срастании с родохрозитом, имеют тонкодисперсное строение с заметной коломорфной структурой, обычно разбиты многочисленными трещинками, возникшими в результате дегидратации и собирательной раскристаллизации его. Более крупные агрегаты манганита радиально-лучистые, в подобных рудах образуются

обычно вокруг глобуль, состоящих из скрытокристаллического родохрозита (табл. IV, *а*).

Среди тонкокристаллических разностей манганитовых урд при изучении их в отраженном свете при большом увеличении отчетливо видно аллотриоморфнозернистое строение с заметными признаками первоначальной колломорфной структуры, сохранившейся в реликтовой форме при перекристаллизации рудного вещества.

Форма и величина зерен манганита чрезвычайно изменчивы. Часто минерал образует агрегаты мельчайших призматических или копьевидных зерен, в значительной степени выщелоченных и частично замещенных вдоль субкапиллярных трещин гидроокислами марганца и пиролюзитом. Более крупные кристаллические разности манганита нередко наблюдаются в прослоях оруденелых кремнисто-карбонатных яшмовидных пород органогенной структуры, где он образует агрегаты копьевидных кристаллов и скопления тонкокристаллических зерен, выстилающие внутренние полости остатков раковин фораминифер и радиолярий.

В рудах месторождения Чхиквта, претерпевших значительные изменения под влиянием гидротермальных процессов, манганит, являющийся главным рудообразующим минералом, обычно представлен крупнокристаллической разностью и находится в тесной ассоциации с минералами второй группы (браунитом, опалом, хальцедоном). В подобных рудах манганит в результате перекристаллизации гидрогелей марганца нередко образует почковидные метаколлоидные формы, имеющие радиально-лучистое строение и обычно пересеченные многочисленными параллельными жилками неотокит-браунитового состава (табл. IV, *б*).

Манганит, более поздний по времени образования, в рудах браунит-гаусманит-манганитового состава часто слагает серию параллельных прожилков, чередующихся с прожилками неотокитового или браунито-кремнистого состава, а также нарастает на стенках отдельных жеод. Манганит, выполняющий жеоды, обычно имеет аллотриоморфнозернистую структуру с постепенным увеличением крупности зерен от периферии жеод к осевой их части.

В зоне гипергенеза манганит крайне неустойчив и обычно замещается гидроокислами марганца и пиролюзитом. В табл. IV, *в* показан агрегат манганита с образованием пиролюзита на начальной стадии окисления манганита. Как известно, в состав манганита входит марганец двух степеней валентности: Mn^{2+} и Mn^{4+}. Хотя некоторые исследователи, в частности Э.Я. Янчук [36], занимающиеся изучением валентного состояния марганца в природных окислах и гидроокислах, не без основания доказывает, что в манганите марганец находится и в трехвалентном состоянии.

Манганит в крупнокристаллических разностях в отраженном свете легко устанавливатся по оптическим свойствам. Он имеет серовато-белый цвет с едва заметным буроватым оттенком. Отличается высоким двуотражением и резкой анизотропией. Для него характерны внутренние рефлексы буровато-красного цвета, особенно отчетливо наблюдаемые в иммерсии. При растворении тонко истертого порошка манганита в растворе серной кислоты после кипячения осадок остается бесцветным или имеет очень слабое лиловое окрашивание в нижней части раствора, непосредственно касающегося осадка.

Таблица 2

Данные лазерно-спектрального полуколичественного анализа манганита*

п, %	1	2	3	4	5
n^+	Mn	Mn	Mn	Mn	Mn
n	Si	Si	Si	Si	Si, Al, Mg, Ca
0, n	Mg, Al, Ca	Mg, Al, Ba	Mg, Al	Mg, Al, Ca	Fe
0,0n	Pb, Mo, V, Sr Fe, Ba, V	Pb, V, Ni, Ca, Sr, Fe, Y	Pb, Mo, Bi, V, Co, Ni, Ca, Y	Pb, Mo, V, Co, Ni, Fe, Cr, Sr, Ba, Y	Ti, Sr, V
0,00n	Cu V, Ni	Cu			Pb, Cu, Ba
0,000n	Be				Ag, Be

1. – метакристаллы манганита, имеющие копьевидную форму, заключенные в кремнисто-неотокитовую массу; 2– манганит крупнокристаллический гребенчатой структуры, выполняющий в неотоките межпочковидные пространства; 3 – крупнокристаллический манганит радиально-лучистого строения, оконтуривающий почковидные образования неотокита; 4 – манганит тонкокристаллический; 5 – тонкодисперсная разновидность манганита из зоны диагенеза.

* Анализ проведен в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР; аналитик Е.А. Корина.

Несмотря на достаточно четкие диагностические признаки манганита, определение его в тонкодисперсных разностях и в сильно метаморфизованных и окисленных рудах связано с известными трудностями. В этих случаях неоценимую помощь при диагностике манганита оказывают термические и рентгенометрические исследования. Это единственно надежные способы идентификации минерала в тех случаях, когда он находится в тесной ассоциации с тонкодисперсным приролюзитом или гаусманитом, а также тонкокристаллическим гематитом.

Нами были проведены рентгенометрические исследования различных в морфологическом отношении разновидностей манганита из различных месторождений Тетрицкаройского рудного района. Сравнение полученных данных с соответствующими величинами для манганита (ASTM) доказывает идентичность исследованных нами манганитов и отсутствие каких-либо изменений в строении их кристаллической решетки.

По данным полуколичественного лазерного спектрального анализа, проведенного на полированных шлифах из неотокит-манганитовых руд месторождения Чхиквта, отмечается, что манганит в этих рудах имеет сравнительно широкий набор элементов-примесей (табл. 2). Среди них наряду с петрохимическими элементами: бериллием, магнием, кальцием, стронцием, барием, алюминием, кремнеземом и элементами железа: ванадием, хромитом, марганцем, кобальтом, никелем из группы редких элементов присутствует лишь иттрий и примыкающий к этой группе молибден. Из группы металлических элементов, или элементов группы цветных металлов, присутствуют медь, серебро и свинец.

Парагенезис этих различных в геохимическом отношении групп элементов отражает специфические сложные условия формирования неотокит-манганитовых руд. Прежде всего бросается в глаза низкое общее содержание микроэлементов в исследуемых различных пробах манганита, а также

низкое содержание железа (кроме пробы 5); это указывает, что главная масса манганита в описываемых рудах, вероятно, образовалась из гидротермальных растворов [29].

Браунит $3Mn_2O_3(Mn, Mg, Ca)SiO_3$ является наиболее распространенным минералом в марганцевых рудах изученных нами месторождений, хотя больших скоплений он не дает. Как установлено при детальном минераграфическом изучении руд, он находится в виде разновозрастных образований разных стадий формирования месторождений.

Браунит на всех месторождениях Тетрицкаройского рудного района, кроме Чхиквты, в главной своей части возник в начальную стадию регионального метаморфизма, обусловившего перекристаллизацию первичных окисных соединений марганца, подчиненных коллоидным кремнистым осадкам. Браунит, возникший в процессе гидротермального метаморфизма, имеет наиболее широкое распространение на месторождении Чхиквта, где он обычно находится в тесной ассоциации с неотокитом, кварцем, опалом и халцедоном.

Браунит, возникший в процессе регионального метаморфизма, обычно ассоциирует с гаусманитом и родохрозитом, образует агрегаты аллотриоморфнозернистого строения и слагает отдельные зоны почковидных образований. Интересно, что, наряду с сплошными массами браунита, слагающего отдельные зоны почковидных образований, наблюдаются зоны, обогащенные кремнистым веществом и содержащие мелкие кристаллики браунита, представляющие собой порфиробласты, обособившиеся, вероятно, в процессе перекристаллизации марганецсодержащей кремнисто-карбонатной породы (табл. IV, *г*).

В бедных марганцевых рудах браунит образует тонкие прожилки и каемки вокруг обломков измененных оруденелых туффитов. Среди яшмовидных пород, особенно широко развитых на месторождениях Тетрицкаро и Самеба, наблюдаются тонкие рудные прослои, состоящие из тонкозернистого гаусманита с включением порфиробластов браунита. Браунит кристаллобластической структуры в незначительных количествах наблюдался нами в рудах месторождения Алгети, где он также, вероятно, образовался в результате перекристаллизации марганецсодержащей кремнистой породы и отчасти карбоната марганца.

При макроскопическом осмотре руд месторождения Чхиквта обращают на себя внимание руды, отличающиеся большой плотностью и брекчиевидной текстурой, обусловленной избирательным замещением вдоль многочисленных пересекающихся трещинок первичной кремнисто-манганитовой руды неотокитом, а также и тонкодисперсным браунитом. Кроме того, в подобных рудах наблюдаются многочисленные поры и жеоды, выполненные также тонкодисперсным браунитом или неотокитом. Браунит имеет необычный смоляно-черный цвет, сильный алмазный блеск, раковистый излом, он хрупкий и находится в тесной ассоциации с неотокитом, пиролюзитом, манганитом, кварцем, хальцедоном, опалом. Описываемая разновидность браунита по внешнему виду чрезвычайно напоминает бернессит, за который вначале и был принят.

Порошок коричневато-черный. При кипячении порошка браунита в растворе серной кислоты (1:1) раствор окрашивается в розовый или красновато-фиолетовый цвет (реакция Фаддеева).

Микротвердость, измеренная нами на приборе ПМТ-3 при нагрузке Р–20 Г, по 15 измерениям составляет в среднем 403,6 кГс/мм^2. Удельный весь, определенный гигроскопическим методом, равен 3,54. Это несколько ниже, чем указывается в литературе (4,74) и, вероятно, он зависит от дисперсности минерала и содержания в нем кремнезема, количество которого в исследованном нами брауните выше, чем указывается в литературе.

При изучении манганито-браунитовых руд месторождения Чхиквта в отраженном свете устанавливается, что браунит, выполняющий отдельные жеоды и прожилки, присуствует в виде тонкодисперсной разности, содержащией большое количество пойкилитовых вростков, состоящих из агрегата кристаллически-зернистого манганита, частично замещенного пиролюзитом, и разбит многочисленными пересекающимися трещинками. Последние возникли в результате дегидратации и перекристаллизации гелеобразного кремнисто-марганцевого вещества, из которого латеральсекреционным путем при воздействии на него поверхностных вод, вероятно, и образовалась подобная разновидность браунита (табл. IV, *д*). Нередко в зальбандах подобных прожилков тонкодисперсного браунита среди тонкокристаллической массы кремнисто-манганито-браунитового состава метаморфогенного происхождения наблюдаются скопления глобуль неотокита, а также метакристаллов манганита (табл. IV, *е*). Следует заметить, что подобные прожилки тонкодисперсной разности браунита образуются очевидно, в процессе перекристаллизации руд при региональном метаморфизме в трещинах разрыва, возникающих в местах наибольшего проявления направленного давления, очень похожи на типичные гидротермально-магматические образования и могут быть отнесены к прожилкам альпийского типа, которые по химическому и минеральному составу, как известно, тесно связаны с вмещающими породами или рудами.

Для точной диагностики тонкодисперсной разности браунита, который резко отличается как макроскопически, так и при изучении его под микроскопом от кристаллически-зернистого браунита, было проведено электронно-микроскопическое изучение его на японском электронном микроскопе JEM–100c, с микрозондовой приставкой „KEVEX". С отдельных микрокристаллов суспензионных препаратов были получены изображения на просвет и микродифракционные картины. Исследования проведены в лаборатории электронной микроскопии ИГЕМ АН СССР А.В. Сивцовым под руководством А.И. Горшкова.

Электронограммы от агрегатов мелких кристаллов (от поликристалла) содержат кольцевые рефлексы (табл. V, *а–в*) с d = 3,49; 2,71, 2,35, 2,14, 1,65, 1,53, 1,42, 1,40 Å. Указанные межплоскостные расстояния и интенсивность соответствующих рефлексов хорошо согласуются с таковыми для браунита, принятого за эталон (табл. 3). Однако из-за высокой дисперсности изученной разновидности браунита и, по-видимому, вследствие этого низкой степени его кристалличности на электронограмме проявились не все характерные для браунита рефлексы, а лишь наиболее интенсивные из них.

Изучение разнообразных по форме мелких колломорфных и пластинчатых разностей браунита с помощью сканирующего электронного микроскопа HITACHI HHS–2R выявило их характерное трубчатое мембранное

Таблица 3

Рентгенограммы браунита

	1		2		3	
hl	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
112	5	5,44				
200; 004	10	4,70			4	4,70
202; 114	10	4,22				
213	30	3,49	сл.	3,49	6	3,51
220	10	3,33			5	3,32
116	20	2,97				
224	100	2,72	сл	2,71	10	2,70
314	5	2,50				
323	5	2,41				
400; 008	40	2,35	ср.	2,35	6	2,34
411; 217	5	2,25				
332; 316	50	2,14	ср.	2,14		
406; 431	20	1,87			4	1,87
111	10	1,83				
512; 336	20	1,803				
2.0.10	20	1,732				
440; 408	70	1,656	сл	1,65	8	1,649
	20	1,533	оч.сл.	1,53	3	1,538
	10	1,499				
	10	1,466				
	40	1,420	ср.	1,42		
	30	1,407	оч.сл.	1,40	7	1,407
	5	1,370				
	10	1,355			2	1,346
	5	1,27			1	1,254

1 – данные ASTM, 8–78; принят за эталон; 2 – браунит тонкодисперсный; месторождение Чхиквта; аналитик А.В. Сивцов; 3 – браунит тонкозернистый; Сраберский участок, Сваранского месторождения; данные П.ф. Андрущенко, А.Т. Суслова.

строение (табл. V, *г*). В тонких прожилковых новообразованиях браунита наблюдаются очертания его кристаллических зерен различной формы. В одних случаях, форма зерен напоминает октаэдры с (111) или (001) (табл. V, *д*), в других – они представлены в виде тонких пластинок с неровными извилистыми очертаниями (табл. V, *е, ж*).

Химический состав тонкодисперсной разности браунита из руд месторождения Чхиквта приведен в табл. 4.

Кристаллохимические формулы тонкодисперсной разновидности браунита, приведенные ниже, вычислены по данным химических анализов с исключением компонентов, входящих в состав механической примеси. Формулы рассчитаны в соответствии с принятой идеализированной формулой для этого минерала, содержащей 8 катионов и 12 ионов кислорода.

Сумма атомных количеств анионов пробы 1 = 19942, пробы 2 = 19841. Общий делитель для пробы 1 = 1662, для пробы 2 = 1653.

Таблица 4

Данные химических анализов браунита из месторождения Чхиквта

Окислы	Содержание масс, %		Молекулярные количества (x 10 000)		Атомные количества				Коэффициенты катионов в формуле	
					анионов		катионов			
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
SiO_2	12,22	12,71	2033	2115	4066	4230	2033	2115	1,20	1,28
Al_2O_3	0,16	0,14								
Fe_2O_3	0,14	0,15								
MnO	7,16	5,45	1009	768	1009	768	1009	768	0,60	0,46
MnO_2	12,90	14,73	1483	1694	2966	3388	1483	1694	0,88	1,02
MgO	2,15	1,103	533	274	533	274	533	274	0,30	0,16
CaO	2,75	1,80	490	321	490	321	490	321	0,28	0,19
Na_2O	0,17	0,16	27	25	27	25	54	50	0,02	0,02
K_2O	0,14	0,16	15	17	15	17	30	34	0,01	0,01
Mn_2O_3	57,03	56,93	3612	3606	10836	10818	7224	7212	4,35	4,36
Cl	0,03	Нет								
B_2O_3	0,37	”								
V_2O_5	Нет	0,005								
CO_2	”	Нет								
H_2O^-	2,70	2,44	1499	1354	1499	1354	2998	2708		
H_2O^+	2,15	4,18	1193	2320	1193	2320	2386	4640		
	100,07	99,95			19942	19841	12856	12468		

Аналитик Р.С. Яшина.

Формула для пробы 1:

$$(Mn^{2+}_{0,6}Mg_{0,3}Ca_{0,28}Na_{0,02}K_{0,01})_{1,21}O_{8,40}(Mn^{4+}_{0,88}Mn^{3+}_{4,35})_{5,23}\cdot$$
$$\cdot Si_{1,20}O_{3,60}1,44H_2O.$$

Формула пробы 2:

$$(Mn^{2+}_{0,46}Mg_{0,16}Ca_{0,19}Na_{0,02}K_{0,01})_{0,84}O_{8,16}(Mn^{4+}_{1,02}Mn^{3+}_{4,36})_{5,38}\cdot$$
$$\cdot Si_{1,28}O_{3,84}\,2,81\,H_2O.$$

Присутствие значительного количества H_2O^+ в исследованном брауните, который является безводным окислом марганца, обусловлено, вероятно, тонкодисперсным состоянием минерала. На этом основании вода была включена в кристаллохимическую формулу минерала. Однако из-за недостаточности исследований положение H_2O^+ в минерале пока остается неопределенным.

Интересные данные о закономерностях пространственного распределения основных элементов в тонкодисперсной разности браунита были получены в результате микрорентгеновского исследования. Исследование проводилось в рентгено-структурной лаборатории ИГЕМ АН СССР на рентгеновском микроанализаторе Самеса MS-46, аналитиком С.Е. Борисовс-

ким. Съемка проведена в поглощенных электронах на площади полированных шлифов 200 х 200 мкм. Время экспозиции 1–10 мин в зависимости от концентрации и распределения элементов. Ускоряющее напряжение 20 кV, ток 15 нА. Результаты исследования пространственного распределения Mn, Si, Ca, K в соответствии с их интенсивностью х-радиации приведены на табл. VI.

На табл. VI, *а, е* приведены картины в поглощенных электронах исследуемых участков полированных шлифов.

Из сопоставления полученных данных видно, что в тонкодисперсном брауните присутствуют метакристаллы калийсодержащего карбоната марганца (табл. VI, *б, д, г, и*) и копьевидные метакристаллы манганита (табл. VI, *ж, з*). Кремнезем полностью входит в состав браунита (табл. VI, *в*). Кроме окислов, установленных химическим путем по данным полуколичественного спектрального анализа, в исследуемой разности браунита присутствуют следующие элементы: As (0,n%), Co, Mo, B (0,0n%), Cu (0,00*n*%).

ИК-спектры, полученные для тонкодисперсного браунита, характеризуются полосами поглощения в области 500, 650 $см^{-1}$ и более сильно выраженными – в области 850 и 950 $см^{-1}$.

Сопоставление данных термических анализов браунита в смеси с манганитом и неотокитом, исследованных в азоте, показывают, что удаление воды при нагревании происходит при температуре от 100 до 150°С. Эндотермический эффект при температуре 150°С отвечает потере молекулярной, частично конституционной воды и гидроксильной группы ОН, входящих в состав присутствующего в пробе неотокита. Эндотермический эффект в интервале 800–900°С с максимумом при 850°С соответствует превращению браунита в гаусманит.

Неотокит – $(Mn, Mg, Fe, Ca)SiO_3 \cdot nH_2O$. Относится к числу малоизученных водных силикатов марганца. В изучаемых нами месторождениях он в значительном количестве был установлен среди браунито-манганитовых руд месторождения Чхиквта. Кроме того, он спорадически и в очень ограниченном количестве встречается среди полуокисленных карбонатных руд на месторождениях Богви и Алгети. Значительно в меньшем количестве неотокит был установлен среди кремнисто-карбонатных отложений на месторождении Тетри-Цкаро.

На месторождении Чхиквта неотокит обычно находится в тесной ассоциации с тонкодисперсным браунитом, кварцем, халцедоном и опалом в виде пылевидных включений в окварцованной браунит-манганитовой руде, придавая ей красновато-бурый цвет. Неотокит в тесной ассоциации с вышеперечисленными минералами образует сеть тончайших пересекающихся прожилков, а также выполняет крупные жеоды, в изобилии находящиеся в окисных марганцевых рудах. На стенках жеод в отложении этих минералов наблюдается явная зональность. Сначала на стенках жеод обычно отлагается браунит, имеющий колломорфное строение, к центру он постепенно сменяется неотокитом, затем отлагаются опал и халцедон; центральная часть жеод обычно выполнена кристаллическим кварцем.

Неотокит имеет желтовато-оранжевый, красновато-бурый, темно-коричневый или почти черный цвет, раковистый излом и сильный стеклянно-жирный блеск. Минерал очень хрупкий, при ударе легко раскалывается,

подобно вулканическому стеклу, на мелкие остроугольные пластинки. Микротвердость, измеренная нами на приборе ПМТ–3 при нагрузке Р–20Г, в среднем по девяти определениям равна 153,2 кГс/ мм^2. Удельный вес, определенный гидростатическим методом для светлых разностей неотокита, равен 2,36.

Под бинокуляром в толстых пластинках он почти не просвечивает, в тонких краях пластинок в зависимости от их толщины просвечивает желтовато-оранжевым, коричневато-бурым, красновато-бурым, коричневым цветом. Показатель преломления, определенный в иммерсии, колеблется от 1,541 до 1,560. Эти величины близки к показателям преломления неотокита, описанного А.И. Симоновым [27] и Б.Алексиевым [7]. В концентрированной соляной кислоте минерал сравнительно быстро растворяется; при этом остается скелет кремнезема. В разбавленной серной кислоте тонко истертый порошок неотокита после непродолжительного кипячения окрашивает раствор в розовато-фиолетовый цвет.

Под микроскопом в проходящем свете минерал изотропный, светло-коричнево-желтый иногда красновато-коричневый. В нем неблюдаются многочисленные извилистые трещинки, похожие на трещинки дегидратации полузатвердевшего гелеобразного осадка. В отдельных участках, в более крупных скоплениях, особенно на контакте с манганитовой или манганито-тодорокитовой рудой подобные трещинки выполнены браунитом.

Следует отметить, что браунит и неотокит по внешнему виду очень напоминают друг друга, поэтому не удивительно, что их сначала принимали за один минерал. Оба они имеют большую хрупкость, раскалываются на остроугольные пластинки, имеют стеклянно-жирный блеск, раковистый излом и лишь по окраске их можно различить. Браунит обычно имеет глубокую черную окраску и не просвечивает даже в тонких пластинках, а если и просвечивает, то очень слабо в темно-коричневых тонах, а неотокит, как уже говорилось выше, окрашен в светлые желтовато-красные и красновато-бурые цвета.

При изучении неотокит-манганитовых руд в отраженном свете нередко наблюдается явное замещение неотокита манганитом более позднего образования. Под микроскопом устанавливается, что первоначально новообразования неотокита глобулярного строения, нередко в виде полосчатых или ветвящихся вытянутых агрегатов, замещаются веретенообразными зернами манганита (табл. VI, *б*). При более интенсивном развитии процесса замещения неотокита на его месте возникают неправильные полупрозрачные и совершенно непрозрачные скопления манганита, агрегаты которого обладают очень изрезанными очертаниями, характерными для коррозионных текстур.

Округлые, сгустковые формы неотокита обычно содержат тончайшие пылевидные включения манганита. Последний в центральных частях подобных глобулярных выделений иногда образует сплошные однородные скопления тонкокристаллического строения. По мере развития новообразований манганита среди глобулярных скоплений неотокита в периферических частях первоначально округлые образования с ровными очертаниями приобретают перистую оболочку, обусловленную замещением глобуль неотокита с наружной стороны агрегатом удлиненных кристалликов манганита.

Таблица 5

Данные химических анализов неотокита (в масс. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO_2	41,35	35,85	38,45	26,60	39,64	41,12
TiO_2	Нет	0,21	Следы	0,03	–	–
Al_2O_3	0,80	5,05	4,02	4,00	Нет	1,62
Fe_2O_3	0,34	1,35	2,71	3,56	2,34	Следы
FeO	Не обн.	Не обн.	Не обр.	–	–	–
MnO	30,58	22,27	30,13	23,30	46,20	32,18
MgO	4,00	1,85	2,42	3,04	2,07	8,76
CaO	0,57	11,02	1,15	3,03	–	2,18
Na_2O	0,05	0,04	–	0,007	0,41	–
K_2O	0,04	0,06	–	0,04	0,77	–
H_2O^-	6,37	8,89	12,53	15,42	7,87	13,00
H_2O^+	8,85	6,73	8,27	9,58		
MnO_2	6,65	–	–	9,44	–	–
B_2O_3	0,35	–	–	–	–	–
Cl	0,04	–	–	–	–	–
CO_2	0,34	6,34	0,72	1,00	–	0,80
CoC	–	–	–	0,41	–	–
P_2O_5	–	–	–	0,55	0,76	0,06
Сумма	100,33	99,66	100,40	100,00	100,06	99,72

1–6 – неотокиты: 1 – красновато-бурого цвета, выполняющий жеоды в браунит-манганитовой руде; месторождение Чхиквта; аналитик Р.С. Яшина; 2 – из прослоев в карбонатной руде; Чиатурское месторождение, нагорье Перевеса; аналитик В.М.Степашкина; 3 – из железо-марганцевого месторождения Малого Хингана; аналитик П.Н. Ниссенбаум; 4 – из месторождения Поляковское, Южный Урал; аналитик Л.С.Цимлянская; 5 – из карбонатной руды олигоценового марганцеворудного горизонта Варненского района (Болгария); по данным Б. Алексиева [7]; 6 – из Мало-Седельниковского месторождения родонита на Среднем Урале, по данным А.И. Симонова [27].

Химический состав исследованного нами неотокита месторождения Чхиквта приведен в табл. 5 (колонка 1). Кроме того, для сравнительной характеристики химического состава неотокита, образовавшегося при иных генетических условиях, в графе 2 этой таблицы помещены данные химического анализа изученного нами неотокита, взятого из Чиатурского марганцевого месторождения, где он имеет широкое распространение среди полуокисленных карбонатных руд нагорья Перевеси.

Кроме элементов, установленных химическим путем в неотоките из месторождения Чхиквта, приведем следующие элементы, определенные спектральным анализом: кобальт, никель, барий, стронций (в 0,0n%); хром, медь, свинец, цирконий, ванадий и бор (в 0,00n %)..

Ниже приводятся формулы неотокита из различных месторождений, вычисленные по нашим данным химических анализов, приведенных в табл. 5 с исключением компонентов, входящих в состав механических примесей. Они рассчитаны, исходя из содержания в идеализированной формуле минерала одного катиона и полутора анионов кислорода.

Согласно вычисленной сумме атомных количеств катионов 13105 и анионов 20829, кристаллохимическая формула для неотокита имеет следующий вид:

из месторождения Чхиквта

$$1{,}0\,(SiO_{0,52}Mn^{2+}_{0,33}Mg_{0,08}Mn^{4+}_{0,06}Al_{0,01})\,O_{1,60}\cdot 1{,}29H_2O;\quad (\text{ан. } 1)$$

из Чиатурского месторождения

$$1{,}0(Si_{0,53}Mn^{2+}_{0,28}Al_{0,09}Mg_{0,04}Ca_{0,046}Fe_{0,015})\cdot O_{1,58}\cdot 1{,}54H_2O;\quad (\text{ан.}2)$$

из железо-марганцевого месторождения Малого Хингана

$$1{,}0(Si_{0,50}Mn^{2+}_{0,34}Al_{0,06}Mg_{0,05}Fe_{0,04}Ca_{0,02})\cdot O_{1,56}\cdot 1{,}84H_2O;\quad (\text{ан. } 3)$$

из Поляковского месторождения Южного Урала

$$1{,}0(Si_{0,38}Mn^{2+}_{0,28}Mn^{4+}_{0,16}Al_{0,05}Mg_{0,06}Ca_{0,02}Fe_{0,05})\cdot O_{1,36}\cdot 1{,}17H_2O.\quad (\text{ан. } 4)$$

Наблюдается поразительное сходство кристаллохимических формул всех исследованных нами неотокитов с некоторым допустимым отклонением, связанным с неточностью химических анализов. Однако следует здесь заметить, что для минералов коллоидальных и криптокристаллических, имеющих сложный состав, к которым может быть отнесен и неотокит, стехиометрические соотношения RO_2, RO и H_2O не всегда могут соответствовать вычисленным нами формулам.

Порошкограммы показали, что минерал рентгеноаморфен, однако в некоторых случаях на рентгенограммах проявляются две сильно диффузионные линии, по которым нельзя достоверно определить интенсивность и межплоскостные расстояния неотокита. Кроме рентгеновских исследований, мы провели многократный просмотр этого минерала под электронным микроскопом; данные микродифракции также показали, что минерал может быть отнесен к рентгеноаморфным.

ИК-спектры неотокита и смеси его с браунитом из месторождения Чхиквта (табл. 5, ан. 1), полученные в ИГЕМ АН СССР Е.С. Рудницкой на VR–10 от образцов, приготовленных методом осаждения суспензии на пластинках КВЧ, имеют полосы поглощения незначительной интенсивности при 450 и 600 $см^{-1}$. Полосу поглощения наибольшей интенсивности, наблюдаемую в области 1000 $см^{-1}$, по-видимому, следует связать с присутствием в исследуемом минерале геля кремнезема. Причем чем выше содержание кремнезема в исследуемом минерале, тем интенсивнее проявляется полоса поглощения в этой области. Полоса 1630 $см^{-1}$ принадлежит деформационным колебаниям групп OH молекулярной воды – H_2O. В области валентных колебаний OH ей соответствует полоса 3400 $см^{-1}$.

Дифференциальная кривая нагревания имеет довольно простой профиль с двумя эндотермическими и одним экзотермическим эффектами. Первая эндотермическая остановка в пределах 70–300°C с максимумом при 220°C соответствует потере гигроскопической воды; второй слабо выраженный эндотермический эффект при 580°C отвечает, вероятно, потере кристаллической воды и частичному переходу минерала в браунит. Слабо выраженный экзотермический эффект при температуре 830°C соответствует переходу минерала в браунит и частично в гаусманит.

Следует отметить, что подобные кремнистые образования водных силикатов марганца были установлены Талиферо [40] среди слабо измененных первично-окисных марганцевых руд в францисканских месторождениях Калифорнии. Кремнистые образования здесь сложены так называемыми марганецсодержащим опалом, образовавшимся, вероятно, при диагенезе кремнистых осадков. По данным Талиферо, состав марганецсодержащего опала отвечает формуле: $n\,MnO \quad m\,SiO_2 \cdot p\,H_2O$, причем каждый из коэффициентов (n, m, p) варьирует в очень широких пределах. Талиферо считал, что гидроокислы марганца были включены в структуру геля кремнезема в момент его формирования, а марганецсодержащий опал, названный им неотоцитом, скорее представляет собой породу, а не минерал. Однако описанный Талиферо "неотокит" по всем константам очень напоминает исследованный нами неотокит из месторождения Чхиквта и Чиатурского месторождения. Кроме того, высококремнистые браунит-манганит-тодорокитовые руды месторождения Чхивкта по химическому составу несколько похожи на Калифорнийские опаловые руды, и нельзя исключить вероятность, что соединения, подобные марганецсодержащему опалу францисканских руд, отчасти могли возникнуть при диагенезе осадков и в Тетрицкаройском рудном районе. Не исключено также, что неотокит в изученных нами месторождениях мог возникнуть в условиях низкотемпературного гидротермального метаморфизма марганцевых руд, сопровождающегося образованием жил альпийского типа, который в значительной степени проявился в рудах месторождения Чхиквта.

Тодорокит – $(Mn^{2+}, Mg, Ca, Ba, Na, K)_2 Mn_5^{4+} \cdot O_{12} \cdot 3H_2O$ является одним из главных рудообразующих минералов месторождения Чхиквта, где он встречается как в зоне гипергенеза (образуется за счет окисления карбонатных марганцевых руд), а также среди руд неотокит-браунит-манганитового состава, в которых он обычно выполняет отдельные жеоды и более мощные прожилки и пропластки.

Просмотр подобных руд макроскопически и под микроскопом показывает, что они почти все в той или иной степени затронуты процессами гипергенеза. В рудах, не затронутых процессами гипергенеза, отчетливо выделяются прожилки коричневато-бурого цвета, состоящие из тодорокита, имеющего сферолитовое строение. Сферолиты состоят из агрегата игольчатых кристалликов, радиально-лучистого строения. При этом нередко наблюдается чередование полос тодорокита метаколлоидной структуры с полосами, сложенными манганитом или браунитом и гаусманитом скрытокристаллической структуры. Подобные выполнения очень напоминают жильные образования, возникшие в близповерхностных условиях, обладающие типичными крустификационными текстурами, для которых характерно последовательное послойное отложение минеральных веществ как на стенках трещинных полостей, так и вокруг обломков оруденелых туфоконгломератов и туфобрекчий. Подобные образования, вероятно, возникли в более позднюю фазу рудообразования и могут быть связаны с восходящими растворами, возникшими в результате регионального метаморфизма.

В тодорокитовых рудах устанавливаются следующие структуры: сферолитовая, чешуйчатая и дендритовая, а также тонкокристаллическая и сажистая, образовавшиеся в зоне гипергенеза. На поперечном сколе тодорокита, имеющего ритмически-сфролитовую структуру, обнаруживается

обычное волокнистое строение его агрегатов со слегка шелковистым блеском.

В прослоях, сложенных тодорокитом грубокристаллического ритмически сферолитового строения, нередко наблюдается односторонняя ориентировка агрегатов по направлению снизу вверх. Подобные структуры часто прерываются горизонтальными прожилками, состоящими из тонкокристаллического пиролюзита аллотриоморфнозернистого строения, в основании которых наблюдаются тончайшие полоски, состоящие из неотокита, возникшие как и пиролюзитовые прослойки из гидротермальных растворов (табл. VII, *а*).

Почковидные образования тодорокита концентрически-зонального строения, а также скрытокристаллические и сажистые его разности в незначительном количестве были установлены среди гипергенных руд месторождений Алгети и Богви, где они преимущественно обнаруживаются на контакте известняков с оруденелыми туфами и туфобрекчиями. Сходные по форме почковидные, концентрически-зональные образования тодорокита спорадически встречаются в прожилках и в пустотах яшмовидных пород на месторождении Самшвильдо, Самеба и Тетри-Цкаро. Здесь он нередко находится среди полуокисленных марганцевых руд в тесной ассоциации с криптомеланом, пиролюзитом и вернадитом, а также опалом и кристаллически-зернистым кварцем.

Тодорокит в зоне гипергенеза обычно замещается пиролюзитом, который нередко дает прекрасные псевдоморфозы по его крупнокристаллическим агрегатам, сохраняя не только характерное для тодорокита волокнисто-игольчатое или чешуйчатое строение, но и бурый цвет и шелковистый блеск, поэтому продукты даже полного замещения тодорокита пиролюзитом макроскопически и нередко под бинокуляром принимаются за тодорокит, и лишь при детальном микроскопическом исследовании в совокупности с рентгеновским и электронно-микроскопическим изучением устанавливается полное замещение тодорокита пиролюзитом.

Тодорокит имеет темно-коричневый иногда коричневато-черный цвет, блеск металлический. Удельный вес, определенный В.С. Амелиной (ИГЕМ АН СССР) гидростатическим методом по шести измерениям с поправкой, обусловленной присутствием среднего содержания воды в минерале (7,61), равен 3,56. Под микроскопом в проходящем свете минерал очень слабо просвечивает. В тончайших чешуйках и тонких сколах на краях кристаллических зерен он отчетливо плеохроирует от светло-оранжевых до коричневого и темно-коричневого цвета. Имеет прямое погасание. В отраженном свете в зависимости от крупности кристаллических зерен цвет тодорокита меняется от светло-серого до темно-серого. Отражение минерала не одинаковое и зависит от крупности его зерен. Для тонкокристаллических разностей оно составляет 21%, а для крупнокристаллических – 25%. Двуотражение отчетливо видно при изучении под микроскопом крупнокристаллических его разностей и почти незаметно в скрытокристаллических. Минерал сильно анизотропен с цветными эффектами от светло-серого до серовато-белого. Характерны яркие, особенно в иммерсии, буровато-красные внутренние рефлексы.

После травления полированной поверхности шлифа, приготовленного из тонкокристаллической разности тодорокита, серной кислотой (концент-

рация 1:1) с добавлением 2–3 капель H_2O_2 (на 50 г раствора H_2SO_4) выявляется радиально-лучистое его строение, а также проявляются реликты редких глобуль неотокита, с которым тодорокит обычно находится в тесной ассоциации.

Порошок минерала легко растворяется в слабом растворе серной кислоты, окрашивая раствор в лиловый цвет, чем может также легко быть отличим от псевдоморфоз пиролюзита по тодорокиту. Даже после продолжительного кипячения порошка тонко истертого пиролюзита в растворе серной кислоты он остается бесцветным.

При микроскопическом исследовании тодорокита волокнистого строения из месторождения Чхиквта устанавливается большое количество микровключений зерен манганита, браунита и кварца, которые обычно скапливаются в межволокнистых пространствах.

Данные химических анализов тодорокитов разных по условиям образования и агрегатному строению, приведены в табл. 6, из которой видно, что все разновидности тодорокита, за некоторым исключением, характеризуются одинаковым комплексом элементов. Различие состоит преимущественно в последовательности расположения катионов по степени их концентрации. Это явление в известной степени может быть объяснено различными условиями образования тодорокита. По величинам концентрации элементов в тодороките они могут быть расположены в следующем виде (в порядке убывания):

$Mn^{4+} \rightarrow Mn^{2+} \rightarrow Mg \rightarrow Ca \rightarrow Al \rightarrow Ba \rightarrow Na \rightarrow K.$

Кристаллохимические формулы, рассчитанные нами по данным химических анализов, приведены в табл. 7, в соответствии с принятой идеализированной формулой этого минерала, содержащего 7 катионов и 12 ионов кислорода [39], имеют следующий вид:

1. $(Mn^{2+}_{0,82}Al_{0,46}Mg_{0,32}Ba_{0,14}K_{0,11}Ca_{0,09})_{1,94}Mn^{4+}_{5,06} \cdot O_{12,18} \cdot 2,71H_2O;$
2. $(Mn^{2+}_{0,79}Ca_{0,71}Mg_{0,26}Ba_{0,046}Al_{0,09}K_{0,08}Na_{0,03})_{2,0}Mn^{4+}_{5} \cdot O_{12} \cdot 3,56H_2O;$
3. $(Mg_{0,7}Al_{0,5}Ca_{0,5}Mn^{2+}_{0,14}Fe_{0,05}Na_{0,03}K_{0,02})_{1,94}Mn^{4+}_{5,06} \cdot O_{12,3} \cdot 3,45H_2O;$
4. $(Mn^{2+}_{1,16}Ca_{0,25}Mg_{0,16}Na_{0,16}Al_{0,07}Sr_{0,072}Ba_{0,008})_{1,88} \cdot Mn^{4+}_{5,12} \cdot O_{12,06} \cdot 2,28H_2O;$
5. $(Mn^{2+}_{0,64}Ba_{0,57}Al_{0,16}Mg_{0,17}Ca_{0,11}Fe_{0,04}Na_{0,03}K_{0,02})_{1,7} \cdot Mn^{4+}_{5,3} \cdot O_{12,45} \cdot 2,06H_2O;$
6. $(Ca_{0,72}Mg_{0,39}Na_{0,3}Mn^{2+}_{0,24}Ba_{0,03})_{1,68} \cdot Mn^{4+}_{5,32} \cdot O_{12,18} \cdot 2,82H_2O.$

Разнообразие катионов, входящих в структуру тодорокита, как известно, обусловливается смешанно-слойной неупорядоченной структурой минерала, состоящего, по Бусеру и Грютеру [38], из чередующихся слоев MnO_2 и $Mn(OH)_2$. В условиях осаждения из раствора разнообразных минеральных соединений подобная структура, естественно, обусловливает вхождение значительного количества катионов с различными ионными радиусами. Некоторый избыток ионов кислорода в рассчитанных формулах (против 12) обусловлен, вероятно, присутствием в составе минерала иона OH^-, равновеликого иону кислорода. Пересчет данных химических анализов при выводе кристаллохимических формул тодорокита в некоторых пробах обнаруживает избыток MnO_2 и H_2O, обусловленный присут-

Таблица 6

Данные химических анализов тодорокита (в масс. %)

Окислы	1	2	3	4	5	6
MnO	9,11	8,63	1,40	12,95	6,58	2,63
MnO_2	68,60	66,51	61,10	69,61	66,06	71,02
SiO_2	0,99	0,51	11,03	0,41	1,64	0,21
TiO_2	Следы	Следы	Следы	Следы	Нет	Нет
Al_2O_3	3,65	0,70	3,50	0,36	1,71	0,21
Fe_2O_3	0,54	0,24	0,52	0,27	0,55	0,25
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	2,00	1,65	3,66	1,02	0,75	2,43
CaO	0,82	6,17	4,14	2,86	0,88	6,16
Na_2O	0,09	0,15	0,13	0,79	0,15	1,14
K_2O	0,80	0,60	0,15	2,11	0,15	0,14
BaO	3,26	1,07	Нет	0,19	12,82	0,82
CoO	0,025	Нет	"	Нет	Нет	0,30
CO_2	Нет	"	"	0,46	0,23	Нет
P_2O_5	"	"	"	Нет	Нет	"
CuO	0,16	"	"	"	"	"
ZnO	Нет	0,32	"	"	"	"
H_2O^-	2,54	4,03	6,19	1,37	3,11	6,87
H_2O^+	7,61	9,88	8,61	6,41	5,36	7,79
Сумма	100,185	100,46	100,43	98,81	99,99	99,97

1–6 тодорокит: 1 – грубошестоватого строения, очень мягкий, имеет коричневый цвет, шелковистый блеск; месторождение Чхиквта; 2 – со слабо заметным чешуйчатым строением, мягкий, легко режется ножом; проба взята с контакта известняков и оруденелых туфоконгломератов, там же; 3 – из зоны окисления неотокит-браунит-манганитовой руды с маломощными прослоями тодорокита, там же; 4 – из прослоя браунит-тодорокит-манганитовой руды; отличается большой твердостью; там же; 5 – из зоны окисления родонитовых руд; Сопальское месторождение, Урал ; 6 – из зоны окисления марганцевых руд месторождение Аккермановское, Южный Урал.

Аналитики: 1, 2, 4, 5 – Р.С. Яшина; 3 – Л.С. Цимлянская и 6 – В.М. Степашкина.

ствием в пробах незначительной примеси вернадита. Некоторый избыток кислорода и недостаток воды объясняются наличием в анализированных пробах пиролюзита (см. табл. 6).

Интересные данные получены в результате микрорентгеновского определения закономерностей пространственного распределения марганца, кальция и кремнезема в тодороките перистого строения (табл. VII, *б–д*). Растровые картины распределения этих элементов были получены при ускоряющем напряжении 20kV и токе поглощенных электронов 40 нА. Исследование проводилось на микроанализаторе "Сатеса" MS-46 (аналитик С.Е. Борисовский).

Микродифракционные картины, полученные от отдельных пластинок тодорокита (табл. VIII), содержат псевдогексагональную сетку рефлексов, между которыми в направлении 100 наблюдаются непрерывные диффузионные линии.

Подобные электронограммы, как показали В.Ф. Чухров с соавторами

Таблица 7

Атомные коэффициенты элементов, входящих в состав кристаллохимических формул различных тодорокитов

Элемент	1	2	3	4	5	6
Mn^{2+}	0,82	0,79	0,14	1,16	0,64	0,24
Mn^{4+}	5,06	5,00	5,06	5,12	5,30	5,32
Al	0,46	0,09	0,50	0,07	0,16	–
Mg	0,32	0,26	0,70	0,16	0,13	0,39
Ba	0,40	0,046	–	0,008	0,57	0,03
K	0,11	0,08	0,02	–	0,02	–
Na	–	0,03	0,03	0,16	0,03	0,30
Ca	0,09	0,71	0,50	0,25	0,11	–
Sr	–	–	–	0,072	–	–
Fe	–	–	0,05	–	0,04	–
O	12,23	12,00	12,30	12,06	12,45	12,18
H_2O^-	0,90	1,46	2,48	0,49	1,20	2,40
H_2O^+	2,70	3,56	3,45	2,28	2,06	2,82

[34], свойственны тодорокитам с неупорядоченной структурой. Подобные тодорокиты могут быть охарактеризованы базисными псевдопараметрами: a = 4,88 Å; $в$ = 2,84 Å, определяемыми по псевдогексагональной сетке рельефа.

Нами были проведены многочисленные рентгенометрические исследования тодорокита, различающегося по условиям образования и структурным особенностям. Следует отметить, что из-за существенной слоевой неупорядоченности в структуре тодорокита порошкограммы, как правило, плохого качества. В табл. 8 указаны наиболее качественные рентгенограммы тодорокита из месторождения Чхиквта. Для сравнения приведена рентгенограмма кубинского тодорокита, который по условиям образования очень близок к тодорокиту, исследованному нами. На приводимых рентгенограммах наблюдаются заметные колебания в интенсивностях и относительном положении отдельных линий, выходящих за пределы ошибок измерения. Эти колебания, вероятно, отражают вариации в слоистой структуре тодорокита. Подобные колебания, как отмечают Е.А. Соколова, В.И. Степанов [28], могут быть связаны с явлениями политипии и слоевого неупорядочения минерала, о чем мы уже говорили выше. Обычно наблюдаемые колебания величин межплоскостных расстояний в пределах 9,47–9,72 обусловлены, по-видимому, частичным замещением двухвалентного марганца другими катионами.

ИК-спектры тодорокита сходны между собой и имеют сложную и асимметричную характеристическую полосу поглощения с двумя пиками, максимум которых находится в пределах 410–550 $см^{-1}$ и 750–1100 $см^{-1}$.

Сопоставление данных термических анализов различных тодорокитов показывает, что тодорокит не дает достаточно хороших термограмм. Потеря веса при нагревании в них идет довольно однообразно. От 30 до 400° С происходит относительно равномерная потеря воды, иногда усиливаясь в

Таблица 8

Рентгенограммы тодорокита

1		2		3		4	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
10	9,72	8	9,70	10	9,72	9	9,54
		10	7,50	1	7,70	6	6,93
7	4,77	5	4,77	4	4,98	7	4,82
						10	3,35
						5	3,09
						7	2,634
10	2,40	3	2,49			10	2,406
7	2,19			6	2,17	5	2,20
1	2,00	4	2,07	1	2,01	2	2,15
		4	1,766	1	1,766	7	1,78
						8	1,67
						1	1,564
						4	1,499
3	1,44	4	1,43	4	1,433		
		1	1,413			2	1,420
						4	1,323
						1	1,275

5		6		7		8	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
4	9,72	3	9,47	10	9,55	10	9,66
1	7,70	4	6,98	2	7,99	2п	7,1
4	4,98	4	4,98	9	4,77	6	4,75
3	4,54	6	4,75	3	4,54	2ш	4,4
		3	3,36	3	3,996	1/2 д	3,4
		6	3,15	4	3,183	2	3,18
4	2,48			1	2,552	6	3,07
4	2,40	9	2,45		2,45	1д	2,44
			2,40		2,433		
					2,376	7	2,37
				4 шп	2,358		
					2,388		
					2,356		
		6	2,17	4	2,24	2д	2,20
1	2,01			2	2,15	1	2,17
				1	2,09		
		2	1,894	5	1,95	3	1,98
1	1,766			1	1,933	1д	1,92
		2	1,840	1	1,91		
		1	1,65	1	1,692	2	1,63
				1	1,656		
		7	1,548	1	1,599	2	1,54
				3	1,536		
				2	1,502		
4	1,43						
		6	1,419	7	1,42	1/2	1,42
		2	1,363	4	1,383	2	1,38
		1	1,297		1,394		
		1	1,241		1,277		

Данные химических анализов обр. 1–6 тодорокитов из месторождения Чхиквта приведены в табл. 7; обр. 7 – тодорокит с элементарной ячейкой $a = 14{,}6$; $b = 2{,}84$; $c = 9{,}55$ Å [34]; 8 – тодорокит из месторождения Лос Чивос, Куба [28].

интервале 200–300° С. В этом интервале, по-видимому произошло наложение потери молекулярной воды и небольшого количества конституционной воды – гидроксильной группы ОН с относительно слабыми водородными связями. Некоторое увеличение потери веса в интервале 420–500° С связано, по-видимому, с одновременным выделением воды и кислорода. Повышенная скорость потери веса в интервале 600–700° С с максимумом при 650° С отражает превращение тодорокита в гаусманит.

П и р о л ю з и т – MnO_2 –наряду с вернадитом в окисленных и полуокисленных рудах месторождений Тетрицкаройского рудного района принадлежит к широко распространенному минералу. Он обладает чрезвычайно изменчивыми формами и величиной кристаллических зерен, кото-

рые зависят, вероятно, от перекристаллизации гелей гидроокислов марганца, подвергшихся в зоне гипергенеза окислению, дегидратации и перекристаллизации.

Наиболее крупнокристаллические разности пиролюзита имеют доминирующее распространение главным образом в районе месторождений Самшвильдо, Самебо и Тетри-Цкаро и приурочены к тонким, коротким ветвящимся прожилкам симметричного строения в плотной кремнисто-железистой породе.

Среди окисленных и полуокисленных руд манганит-неотокит-браунитового и манганит-тодорокитового состава месторождения Чхиквта для пиролюзита характерны радиально-лучистое и концентрически-слоистое

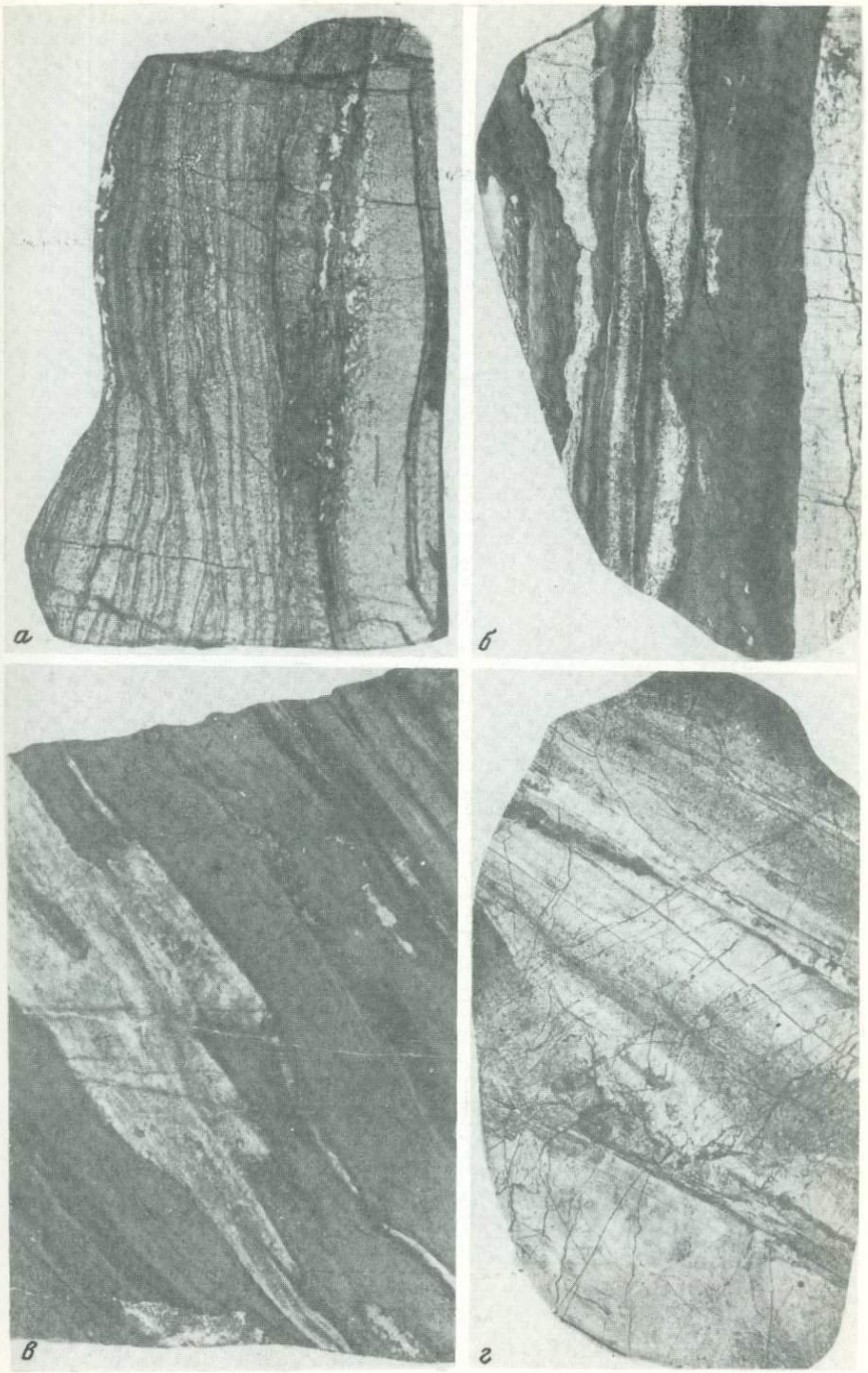
строение, унаследованное от тодорокита, по которому он дает великолепные псевдоморфозы, причем сохраняя не только внешний облик кристаллических зерен, но его буровато-коричневый цвет и блеск. Иногда среди подобных прослоев, состоящих из псевдоморфоз пиролюзита по тодорокиту, наблюдаются отдельные неправильные скопления тонкокристаллических агрегатов пиролюзита аллотриоморфнозернистого строения, серого цвета, с металлическим блеском, резко отличающегося от выше описанной разновидности пиролюзита и, вероятно, возникшего в результате переотложения окислов марганца под воздействием близповерхностных гидротермальных вод.

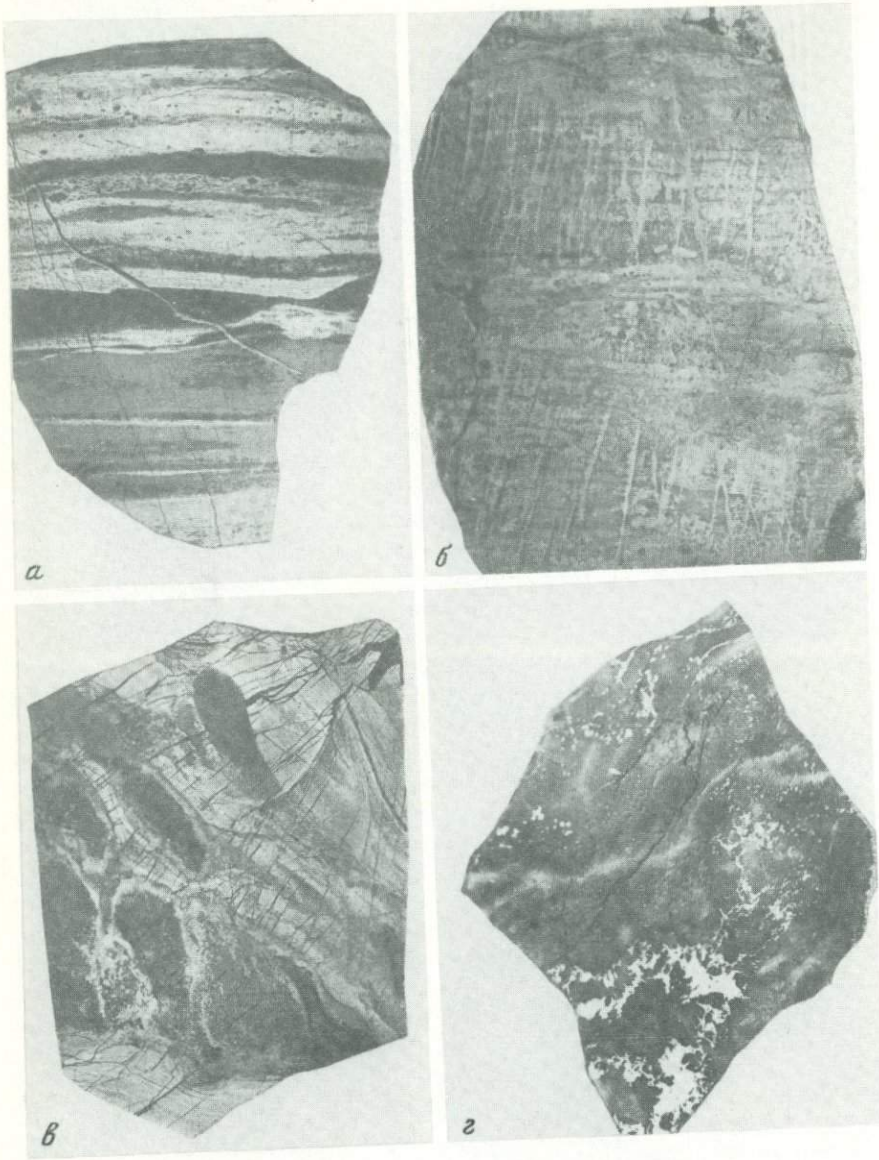
В ряде случаев в почковидных образованиях окисленных манганито-тодорокитовых руд при изучении их под микроскопом удавалось наблюдать реликтовую колломорфную структуру, обусловившую переслаивание тонких скрытокристаллических зон сажистой разновидности пиролюзита с явно кристаллическими его зонами и зонами тодорокита, сохранившегося от замещения пиролюзитом (табл. IX, *а*). В более раскристаллизованных почковидных образованиях пиролюзита метаколлоидной структуры наблюдаются все переходы от агрегатов тончайших его зерен, обычно слагающих центральную часть почек в более грубые радиально-лучистые агрегаты. При этом формы почковидных, натечных или шаровидных мельчайших тел сохраняются, но гладкая сферическая поверхность как бы покрывается мелкими кристаллическими гранями. Изучение под микроскопом подобных почковидных образований пиролюзита показало, что кристаллические ограничения принадлежат отдельным радиально расположенным удлиненным кристаллическим зернам пиролюзита с характерной для него спайностью (табл. IX, *б*).

На месторождении Чхиквта пиролюзит встречается в зоне гипергенеза не только в тесной ассоциации с гидроокислами марганца, но и в виде тонких прожилков и неправильной формы скоплений сравнительно крупнокристаллических агрегатов аллотриоморфнозернистого строения, более позднего происхождения, находящихся среди тонкокристаллического агрегата пиролюзита, возникшего в результате окисления тонкодисперсного браунита (табл. IX, *в*). Поскольку соединения марганца в этих прожилках представлены, как правило, пиролюзитом, можно предположить, что пиролюзит образовался в процессе метаморфизма, происходившего в условиях относительно небольшой глубины и достаточного доступа кислорода. Однако можно предположить, что и в формировании гипогенного пиролюзита могли принимать участие также нагретые нисходящие вадозные воды, часто содержащие относительно повышенные количества кислорода, особенно в участках интенсивных тектонических нарушений с системами многочисленных трещин, нередко простирающихся на большую глубину [33]. По-видимому, эти же воды играют ту или иную роль в процессах перекристаллизации вещества рудных тел, что, в частности, приводит к исчезновению в рудах пиролюзитового состава метаколлоидных текстур и структур. Особенно отчетливые изменения наблюдаются в ороговикованных неотокит-браунит-тодорокитовых рудах, имеющих широкое распространение на месторождении Чхиквта.

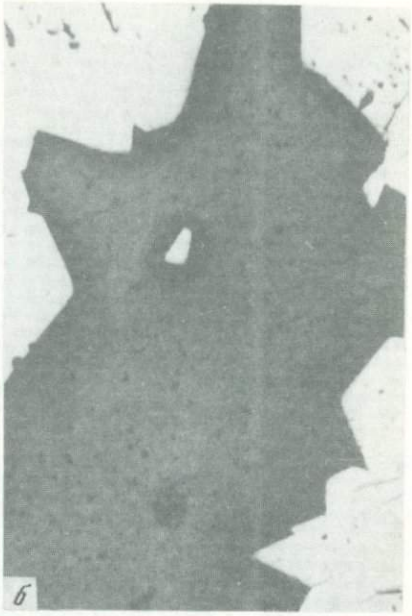
При окислении манганитовых, браунит-гаусманитовых, а также карбонатных руд возникают частично рыхлые пористые массы, особенно широко

Таблица I




а
б
в
г

а


б

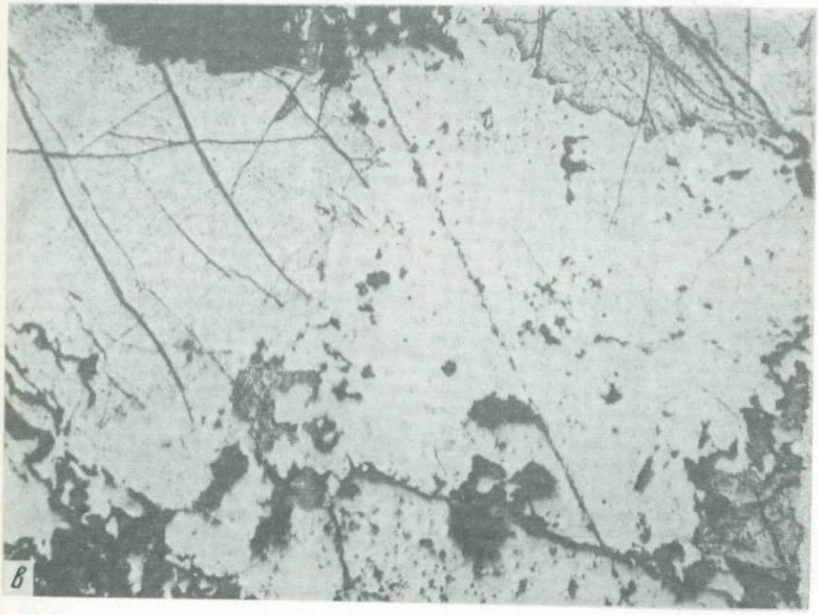
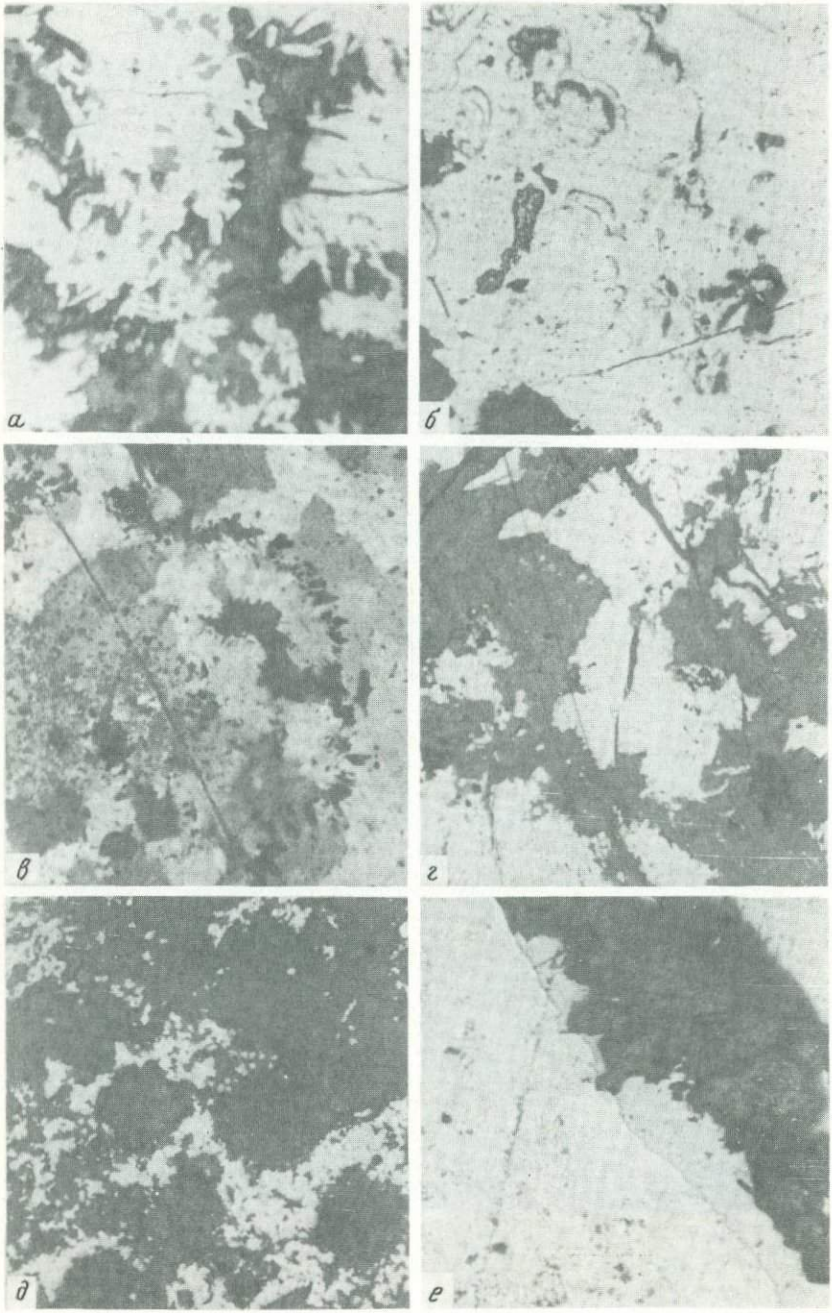
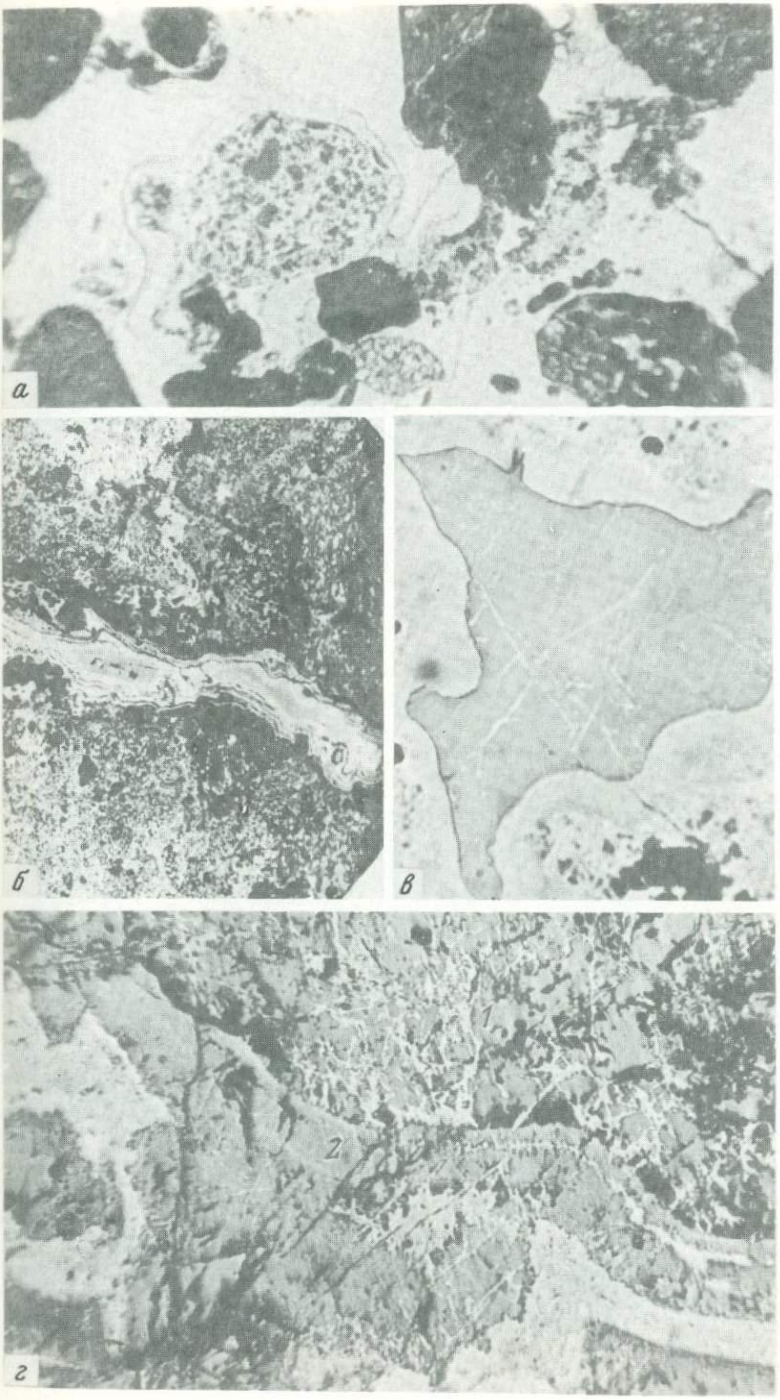

в

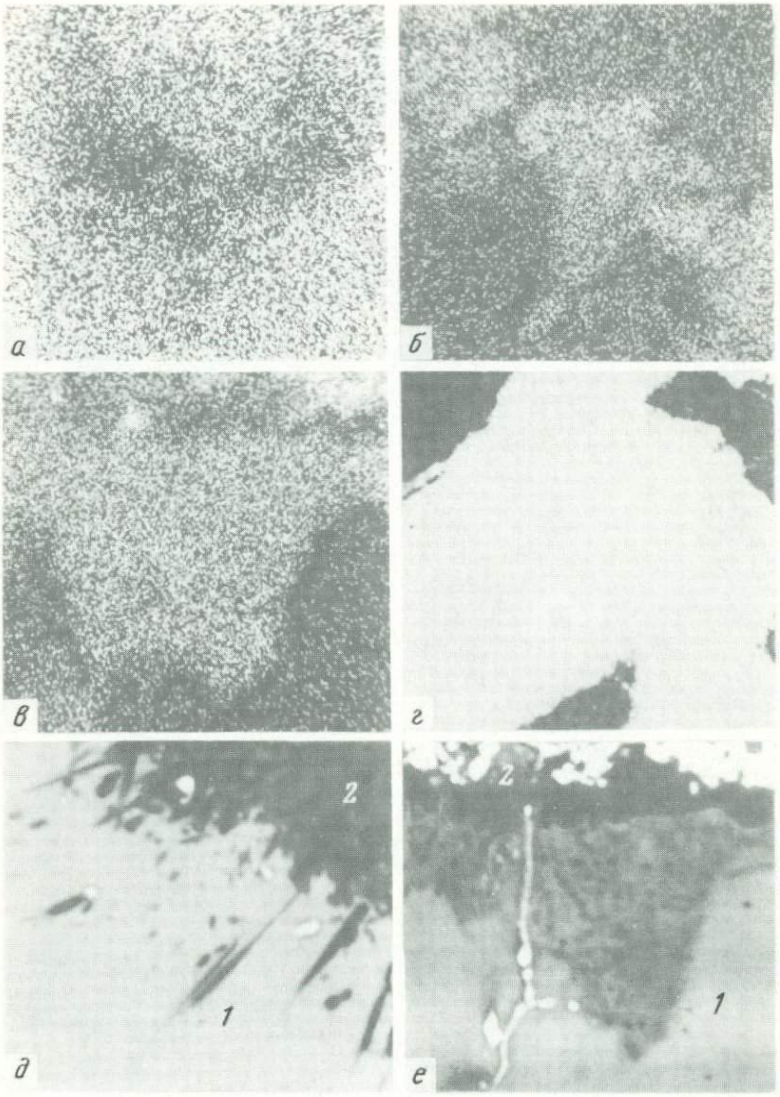
Таблица IV



К ст. В.Н. Смолянинoвой

Таблица I




а
б
в
г
2
1
д
2
1
е

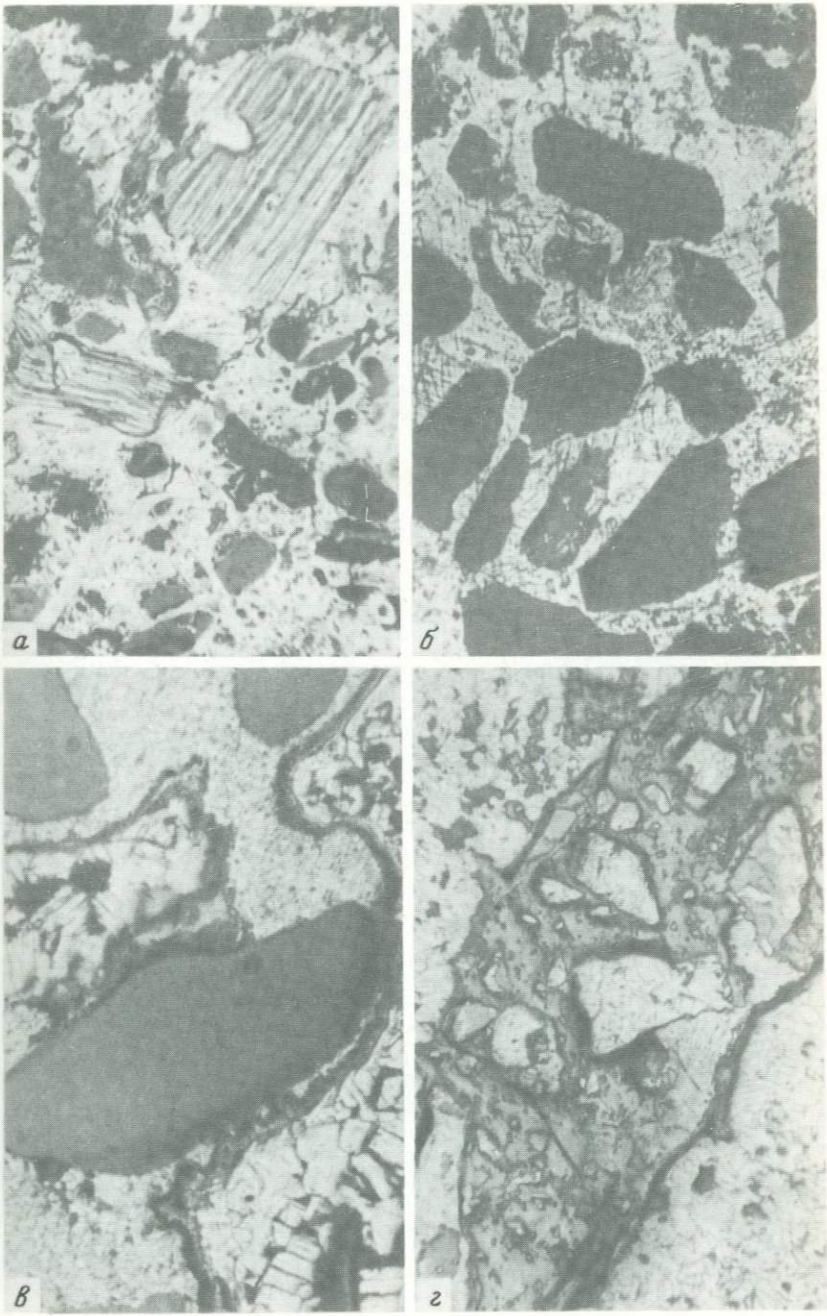

а
б
в
г

Таблица II

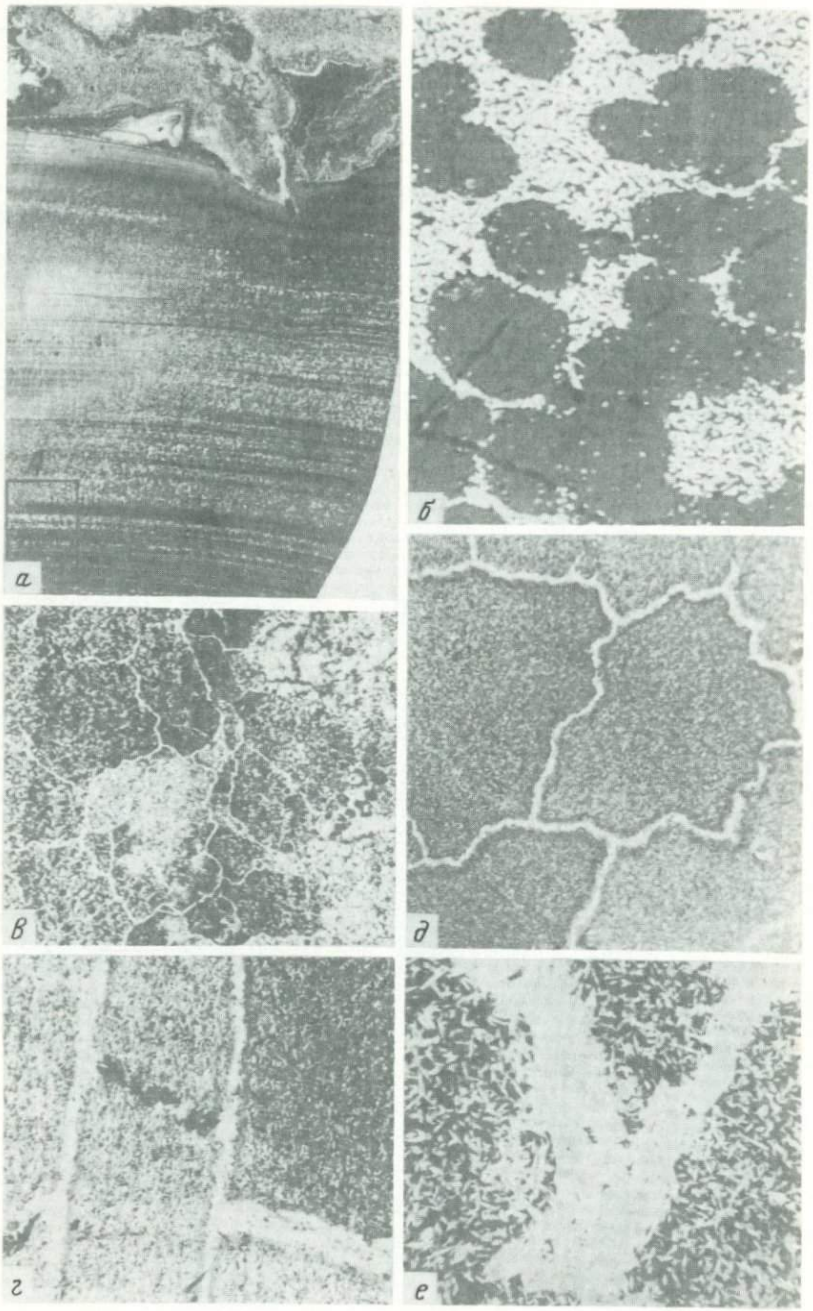
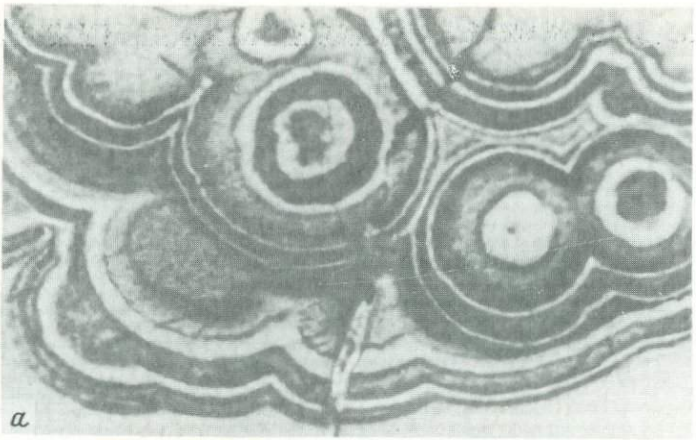
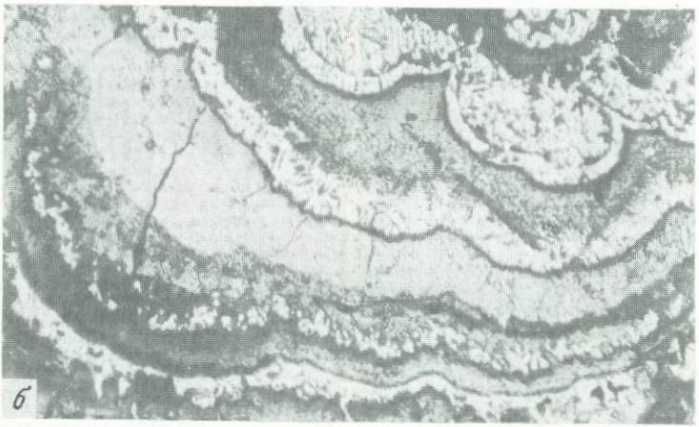


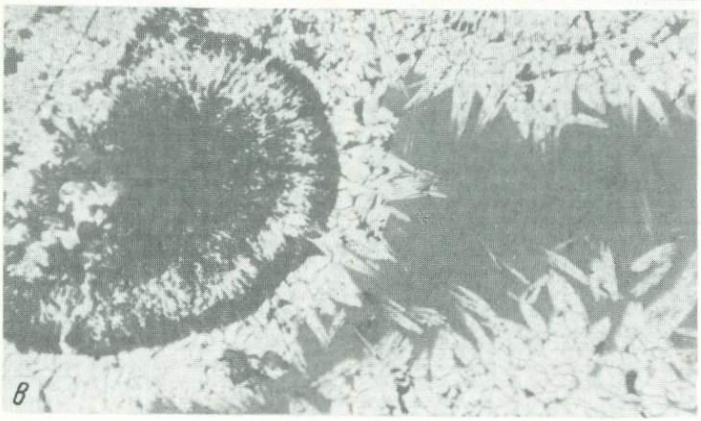
Таблица III



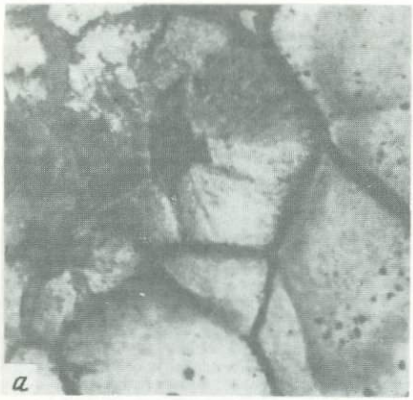
а



б



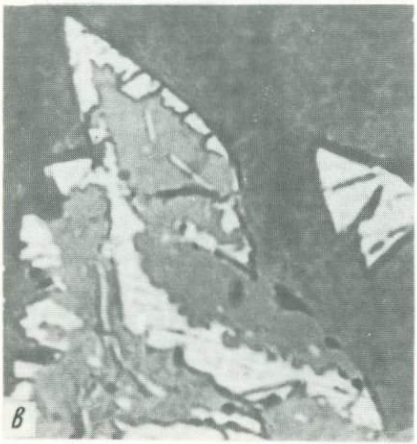
в


а

г

б

д


в

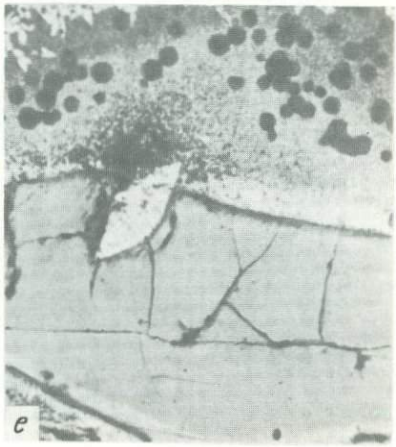
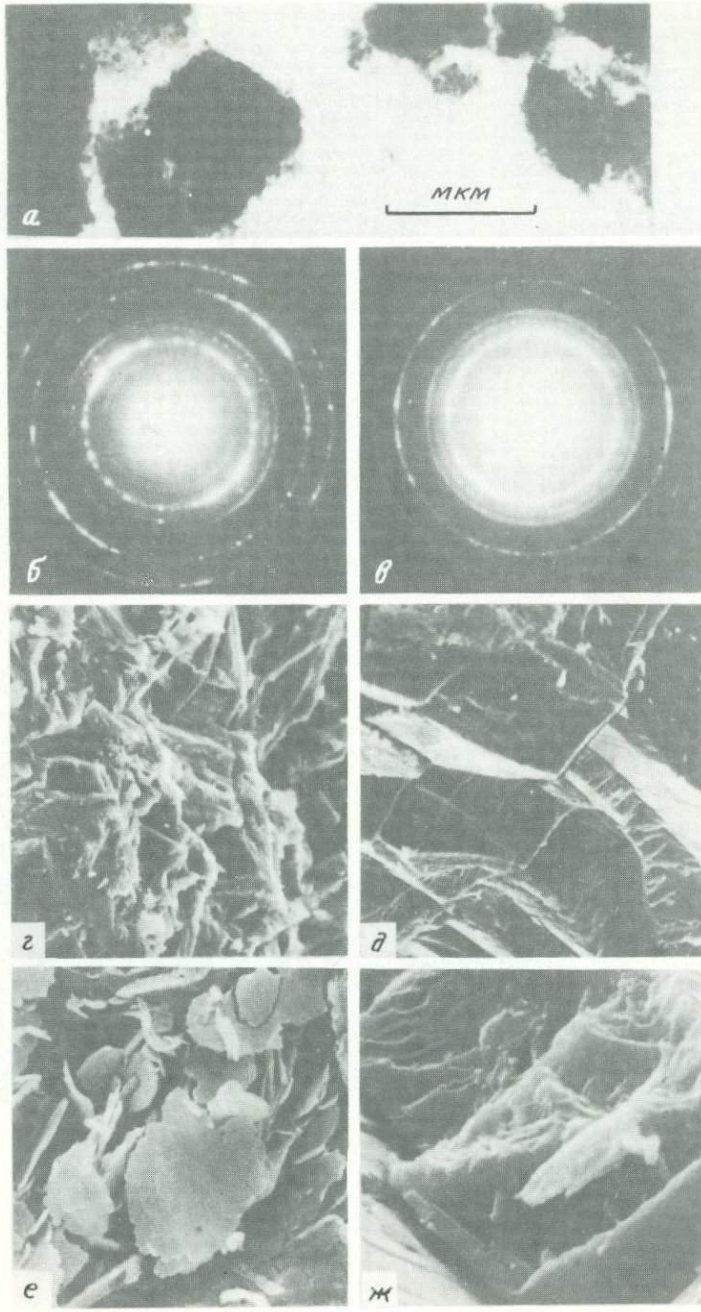

е

Таблица V



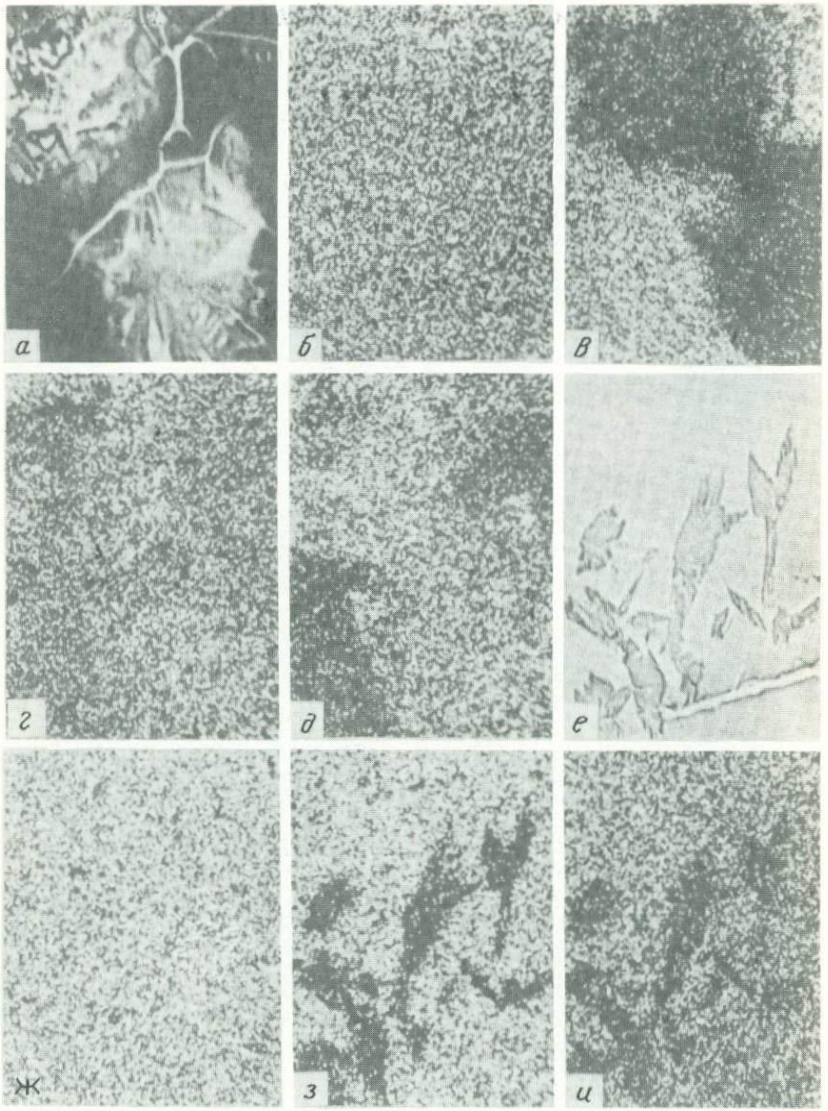
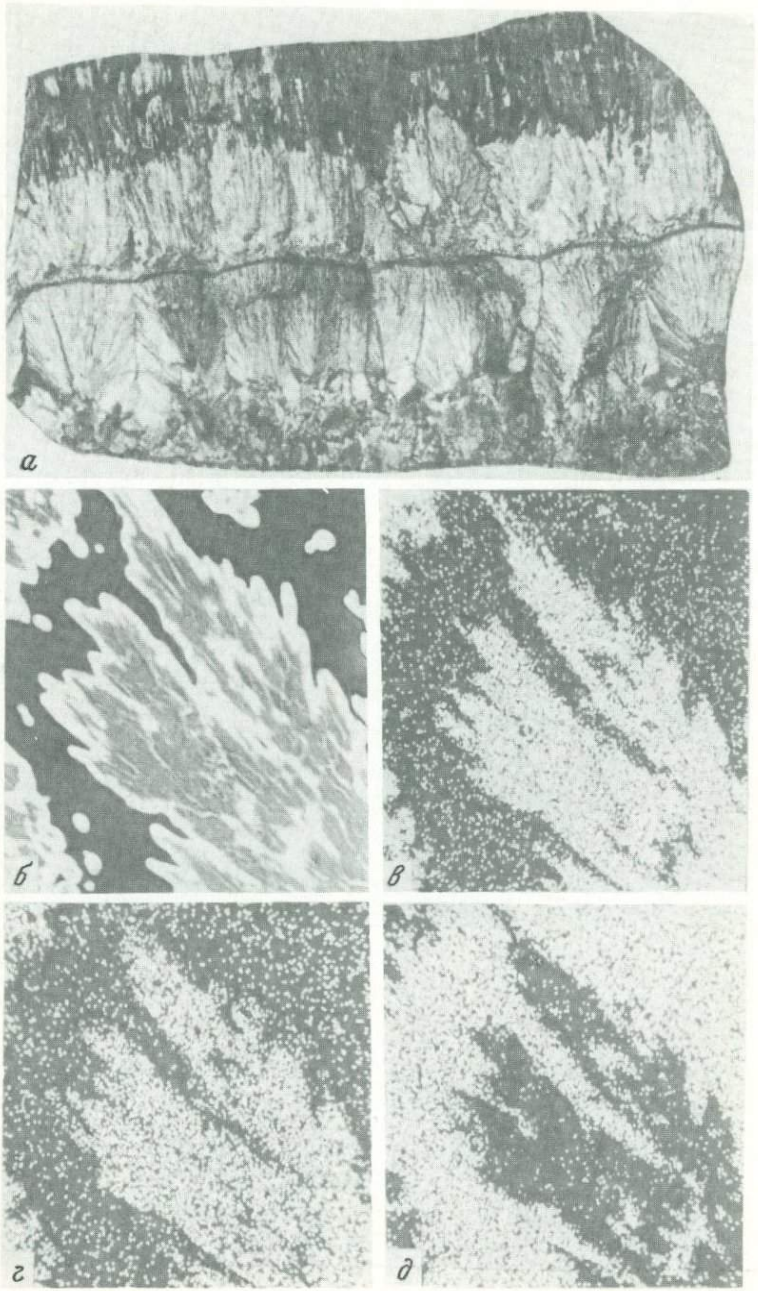
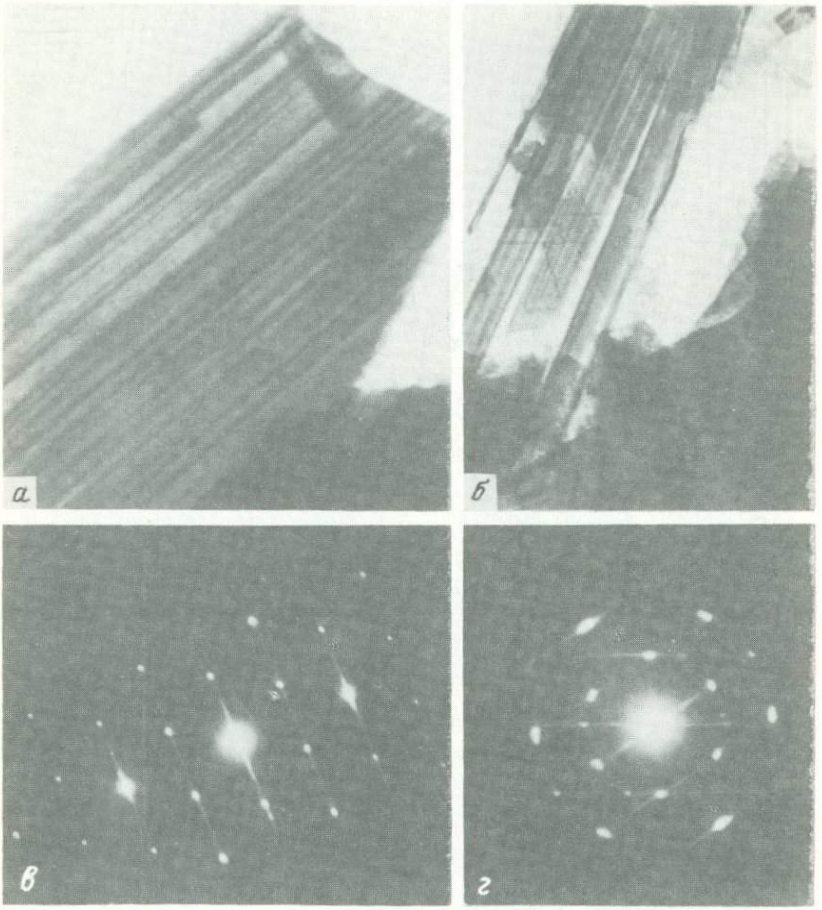
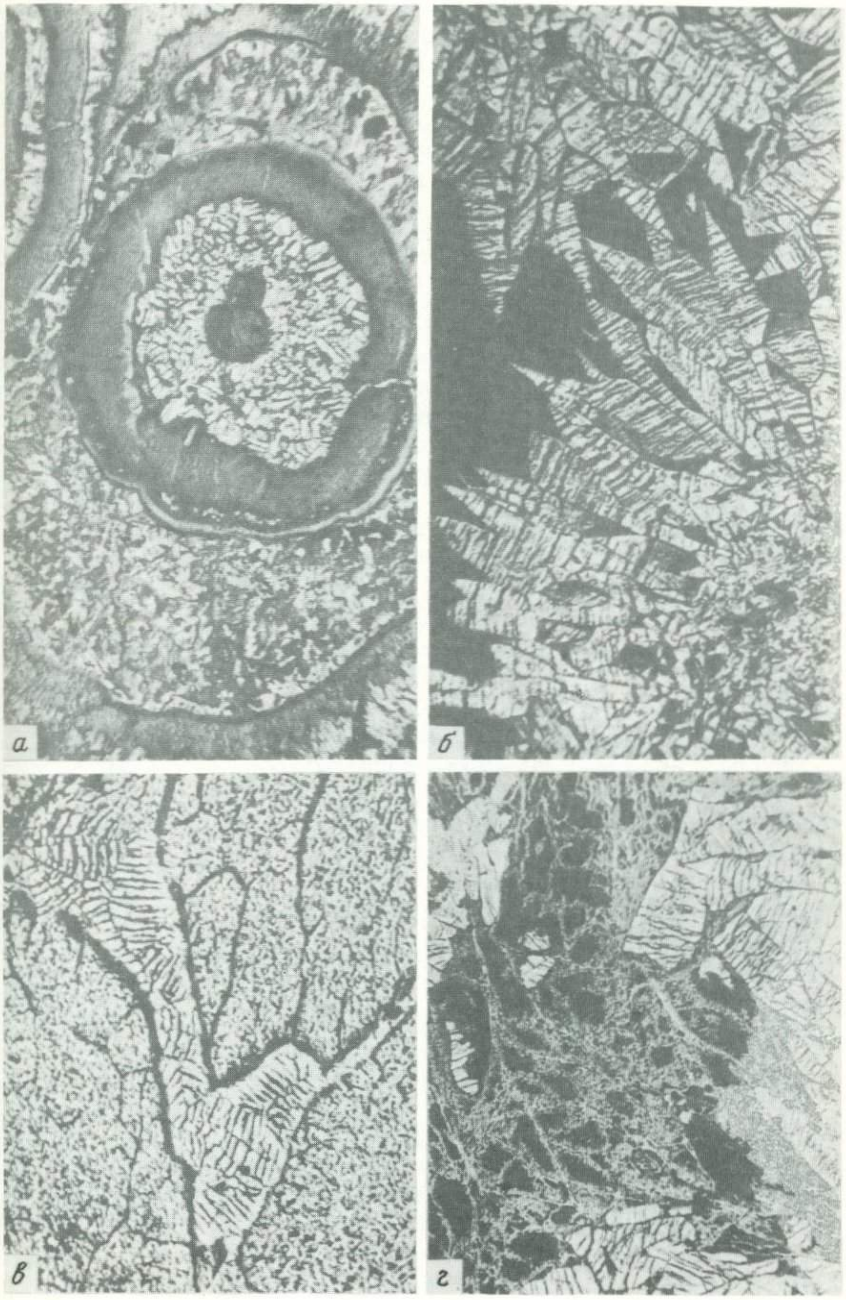

а
б
в
г
д
е
ж
з
и

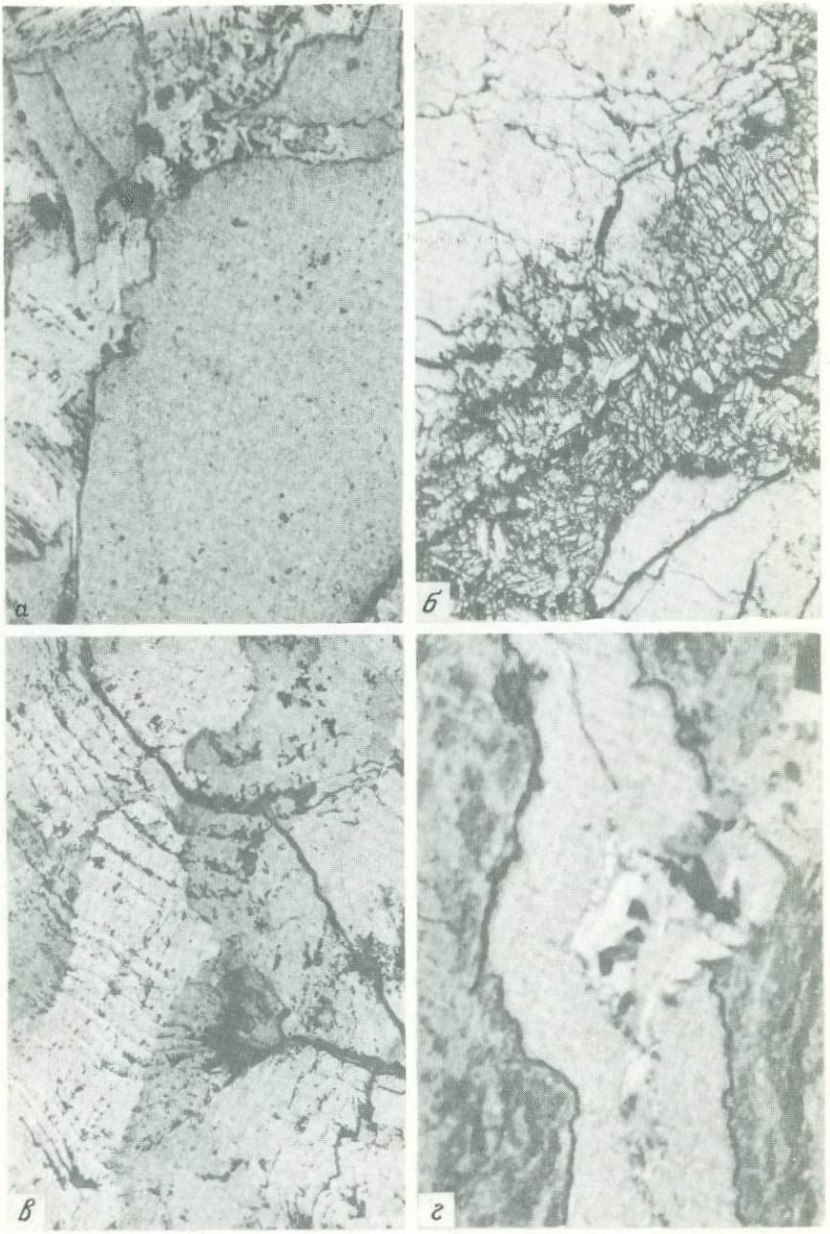
Таблица VII




а
б
в
г


а
б
в
г

Таблица



наблюдаемые среди руд месторождений Тетри-Цкаро, Самшвильдо и Богви, состоящие главным образом из сажистой, скрытокристаллической и редко крупнокристаллической разностей пиролюзита, находящегося в тесной ассоциации с вернадитом, рансьеитом и криптомеланом. Последний нередко обладает корневидным строением (табл. IX, *г*).

По данным химического анализа пиролюзита, возникшего в результате окисления крупнокристаллического радиально-лучистого тодорокита (аналитик Р.С. Яшина), устанавливается следующий состав (в %): MnO_2 – 83,71; TiO_2 – следы, Al_2O_3 – 0,02, Fe_2O_3 – 0,018, MnO – 1,46, MgO – 0,84, CaO – 1,44, Na_2O – 0,03, K_2O – 0,01, H_2O^- – 0,3, H_2O^+ – 1,38, CO_2 – нет, SiO_2 – 10,80, BaO – 0,27, CoO – 0,011, P_2O_5 – 0,02; сумма – 100,30. Как видно из данных химического анализа, а также данных расчета дебаеграмм (табл. 9) в анализируемой пробе присутствует незначительная примесь тодорокита. Повышенные количества в пробе кремнезема объясняются присутствием в ней тонкодисперсного кварца, который обычно выполняет межпластинчатые пространства в тодороките, и избавиться от него при отборе проб почти не возможно. Присутствие кварца в подобных пробах подтверждается также наличием на дебаеграммах (см. табл. 9) соответствующих линий (4,25; 1,38), характерных для кварца.

Линии 9,56, 4,90, 7,00 и 6,27 свидетельствуют о присутствии в пробе пиролюзита реликтов тодорокита и незначительной механической примеси криптомелана.

В табл. 10 приведены данные полуколичественного определения элементов, входящих в состав пиролюзита различного генезиса, а также полуокисленного браунита и тодорокита, полученные с помощью лазерно-спектрального анализа. При анализе полученных данных устанавливается некоторая неоднородность химического состава исследованных нами минералов, обусловленная, вероятно, различным генезисом этих минералов.

Полученная дифференциальная кривая псевдоморфозы пиролюзита по тодорокиту (обр. 420) характеризуется двумя эндотермическими остановками: первая в интервале температур от 560 до 700° С с максимумом при температуре 660° С отвечает диссоциации пиролюзита с образованием браунита; вторая при 920–1000° С с максимумом при температуре 970° С отвечает переходу браунита в гаусманит, как наиболее устойчивый при высоких температурах окисел марганца. Общая потеря веса для исследованного образца равна 11,4%.

Пиролюзит по сравнению с другими марганцевыми минералами, с которыми он обычно встречается, имеет более высокую отражательную способность, такое же высокое двуотражение (от светло-серовато-белого до более светлого с желтоватым оттенком) и анизотропию.

Р а м с д е л л и т – MnO_2. Среди изученных руд встречается спорадически в рудах зоны гипергенеза в тесной ассоциации с кристаллически-зернистым пиролюзитом. Он обычно в виде крупнокристаллических радиально-лучистых агрегатов выполняет полости в плотной ожелезненной яшмовидной породе красновато-бурого цвета. Крупнозернистые образования рамсделлита нередко развиваются вдоль тонких трещин между щеточками кварца молочно-белого цвета или опала и халцедона голубовато-серого цвета. Обычно он нарастает симметрично на стенках прожилков, образуя перистые радиально-лучистые агрегаты.

Таблица 9

Результаты расчета дебаеграмм пиролюзита месторождения Чхивкта

1		2		3		4		5		6	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
		1	9,56								
1	6,27	2	7,00								
2шр	4,90										
2	4,25	3	4,33	2	4,28	4	4,25				
1	3,96			2	3,96						
2	3,40	9	3,38	4	3,40	9	3,36	1	3,42	10	3,48
10	3,15	10	3,14	10	3,14	10	3,14	10	3,10	100	3.14
1	2,69	5ш	2,77	1	2,69						
9	2,41	7	2,42	7	2,41	8	2,42	8	2,39	50	2,41
4	2,13	4	2,13	4	2,13	3	2,13	4	2,19	25	2,13
								7	2,11		
1	1,986	1	1,99	1	1,992	1	1,98	6	1,967	15	1,98
1	1,830	3	1,83	1	1,83	2	1,84	2	1,83	5	1,81
9	1,63	7ш	1,64	9	1,629	9	1,629	9	1,618	50	1,63
4	1,567	2	1,57	3	1,567	1	1,572	8	1,555	25	1,56
4	1,44	2	1,45	3	1,446	1	1,447	7	1,435	15	1,43
		1	1,38	1	1,381	1	1,38	4ш	1,387	15	1,40
7	1,31	3ш	1,31	7	1,311	5	1,363	8ш	1,302	20	1,31
3	1,055	3	1,088	3	1,056	3	1,088	8	1,053	15	1,057
						5	1,059				
								7	1,036		

1, 2 – псевдоморфозы пиролюзита по тодорокиту радиально-лучистого строения; 3 – псевдоморфоза пиролюзита по манганиту; 4, 5 – пиролюзит гипогенного происхождения аллотриоморфнозернистого строения; 6 – эталон пиролюзита из справочника ASTM – карт. 12–716.

Рамсделлит как по внешнему виду, так и под микроскопом чрезвычайно трудно отличим от пиролюзита, поэтому для его точной диагностики следует прибегать к рентгеноструктурному анализу. Нами были получены данные нескольких порошкограмм, характеризующих как тонкокристаллические его разности, так и крупнокристаллические. Все они идентичны. Результаты расчета одной из дебаеграмм, полученной для крупнокристаллической разности рамсделлита, приведены в табл. 11.

Сравнение данных рентгеновских анализов с соответствующими данными для рамсделлита, приведенными в справочнике ASTM, показало точное совпадение не только главных линий большой интенсивности, но и почти всех остальных линий, характеризующих строение кристаллической решетки рамсделлита.

Для характеристики химического состава рамсделлита нами была отобрана проба из крупнокристаллических лучистых его образований, выполняющих отдельные жеоды и тонкие прожилки в яшмовидной породе из месторождения Самшвильдо. Анализ выполнен В.М. Степашкиной. Результаты анализа (в масс.%), следующие: MnO_2 – 96,3, MnO – 0,50, Fe_2O_3 – 0,7, CaO – 0,60, SiO_2 – 1,22, Al_2O_3 – 0,55, H_2O^- – 0,4, сумма – 100,27.

Весьма типичной для рамсделлита оказалась также кривая нагревания, полученная дифференциальным методом. Для этого минерала характерна очень слабо выраженная экзотермическая остановка с температурным максимумом при 500° С, соответствующая превращению рамсделлита в пиролюзит. Две резко выраженные эндотермические остановки, первая в интервале 620–710° С с максимумом при температуре 690° С соответствует диссоциации MnO_2 и превращению его в β-браунит. Эндотермическая остановка в интервале 960–1100° С при максимуме 1010° С соответствует превращению браунита в гаусманит.

Гаусманит – $MnO \cdot Mn_2O_3$ – по сравнению с другими рудообразующими минералами изученных нами марганцевых руд присутствует в подчиненном количестве, однако в некоторых случаях он дает довольно крупные тонкозернистые обособления с многочисленными пересекающими прожилками кальцита.

В марганцевых рудах из месторождения Чхиквта гаусманит нередко присутствует в виде агрегатов мельчайших кристалликов, слагающих почковидные образования на стенках жеод, возникших в результате метаморфизма первичных окисных руд. Межпочечные пространства в подобных

Таблица 10

Элементный состав пиролюзита различного генезиса, браунита и тодорокита, по данным лазерно-спектрального полуколичественного анализа

Минералы	Содержание элементов (в %)			
	n	0, *n*	0,0*n*	0,00*n*
Крупнокристаллическая разность пиролюзита гидротермального происхождения, слагающего прожилки в родонито-манганито-браунитовой руде	Mn, Si	Pb, Mg, Al, Ca	Mo, V, Zn, Co, Ba, Y	Bi, Cu, Ti, Be
Тонкозернистая разность пиролюзита, возникшая в зоне гипергенеза за счет окисления тодорокита	Mn	Si, Mg, Al, Ca	Pb, Mo, Bi, V, Ni, Sr, Cr, Ba, Y	Cu
Браунит, более позднего гидротермального генезиса, слагающий прожилки в гаусманито-браунитовой руде	Mn, Mg, Si, Ca	Pb	V, Co, Al, Sr, Ba, Y	Cu, Be
Тодорокит радиально-лучистого строения слабо затронут процессом окисления	Mn, Mg, Si	Mo,	Pb, V, Co, Ni, Ca, Y	Cu, Be

Таблица 11

Рентгенограммы рамсделлита из месторождения Самшвильдо

I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
10	4,08	3	2,11	10	1,628	1	1,276
10	3,14	2	2,07	4	1,562	2	1,250
10	2,56	2	1,982	1	1,550	1	1,163
3дв	2,44	3	1,916	7	1,480	5	1,126
	2,40						
2	2,35	1	1,835	4	1,438	9	1,074
3	2,15	1	1,716	7	1,363	9	1,056
		7	1,667	6	1,307	2	1,038

жеодах выполнены относительно крупнокристаллической разностью гаусманита аллотриоморфнозернистого строения более позднего по времени образования.

Среди гаусманит-манганит-браунитовых руд месторождения Чхиквта браунит и гаусманит находятся в тесной ассоциации, причем более крупные зерна браунита нередко замещены тонкозернистой разностью гаусманита. Очевидно, это связано с процессами метаморфизма, которые, вероятно, вызваны воздействием восходящих флюидов, возникших из магматических источников и оказавших восстанавливающее действие на окислы марганца более высокой валентности.

Гаусманит, образующий псевдоморфозы по брауниту, настолько тонкозернистый, что почти не поддается идентификации под микроскопом, хотя, как известно, его крупнокристаллические разности очень легко диагносци-

руются благодаря наличию характерных для него полисинтетических двойников и ярко-красному внутреннему рефлексу, что почти не наблюдается в скрытокристаллических его разностях.

Определение тонкодисперсной разности гаусманита было проведено с помощью рентгеноструктурного анализа пробы, высверленной из поверхности полированного шлифа. При сравнении полученных данных с данными для гаусманита, принятого нами за эталон [37], видно, что величины межплоскостных расстояний и интенсивность линий, характерные для исследуемого минерала и принятого нами за эталон, почти идентичны (табл. 12).

В метаморфизованных рудах карбонатной фации месторождения Чхиквта гаусманит иногда находится в виде агрегатов среди родохрозита и в отдельных участках более позднего родонита.

Гаусманит иногда образует также цепочки и друзы мелкокристаллических зерен во внутренних частях рудных прожилков гидротермального происхождения, присутствующих в изобилии в рудах месторождения Чхиквта и редко в рудах на месторождениях Тетри-Цкаро и Алгети.

Вернадит – $MnO_2 \cdot nH_2O$ – пользуется широким распространением среди окисленных марганцевых руд изученных нами месторождений, хотя значительных скоплений он не дает. В смеси с криптомеланом, рансьеитом, сажистой разновидностью пиролюзита и глинистыми минералами он встречается главным образом в верхних горизонтах зоны гипергенеза. Образование вернадита связано с окислением карбонатных марганцевых руд; он возникает и за счет изменения в зоне гипергенеза гаусманит-манганитовых и тодорокит-браунит-манганитовых руд. Встречается он в виде рыхлых масс коричневого, шоколадно-бурого цвета, а также в виде плотных черных корок, натечных образований и прожилков. В прослоях известняков нередко присутствует в виде тонких ветвящихся дендритоподобных образований.

Под микроскопом вернадит изотропный или слабо изотропный с заметным колломорфным строением. По внешнему виду с трудом может быть отличим от некоторых разновидностей манганита. С достоверностью устанавливается лишь по данным рентгено-структурного анализа и по реакции Фаддеева, которая дает положительный эффект для вернадита и отрицательный для манганита.

Рентгеновскому и химическому исследованиям подвергся вернадит двух разновидностей. Первая – сажистая разновидность, возникшая за счет окисления карбонатных руд органогенной структуры (месторождение Богви), проанализированная В.С. Степашкиной. Результаты приведены в табл. 13 (колонка 1). В колонке 2 приведены данные химического анализа плотной разновидности вернадита, возникшего в зоне гипергенеза тодорокит-браунит-манганитовых руд месторождения Чхиквта, проанализированная аналитиком Л.П. Некрасовой.

Приведенные выше данные химических анализов указывают на высокое содержание в анализированных пробах вернадита механических примесей посторонних минералов, а также адсорбированных гидроокислами марганца элементов. В табл. 14 приведены расчеты формул вернадита в соответствии с имеющимися данными химических анализов в табл. 13, вычисленных без компонентов, входящих в состав адсорбированных элементов и механической примеси.

Таблица 12

Рентгенограммы гаусманита

1		2		3	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
3	4,95	5	4,99	3	4,94
2	4,02	–	–	–	–
4	3,09	3	3,02	5	3,09
2	2,85	2	2,85	3	2,89
10	2,75	9	2,78	9	2,77
8	2,50	10	2,48	10	2,49
6	2,36	4	2,36	4	2,36
2	2,04	2	2,04	4	2,04
5	1,825	–	–	2	1,825
2	1,790	2	1,790	5	1,795
1	1,695	1	1,699	3	1,706
7	1,659	–	–	3	1,642
1	1,608	–	–	–	–

1 – гаусманит аллотриоморфного строения, выполняющий межпочечные пространства; 2 – гаусманит тонкозернистого строения, образующий псевдоморфозы по брауниту; 3 – эталон гаусманита [37].

Таблица 13

Данные химических анализов вернадита

Окислы	1		2	
	Содержание в масс. %	Молекулярные количества (×10 000)	Содержание в масс.%	Молекулярные количества (×10 000)
SiO_2	0,45	75	0,62	103
Al_2O_3	0,45	44	0,25	50
Fe_2O_3	0,05		0,08	
MnO	5,74	809	4,82	679
MgO	0,75	186	1,32	327
CaO	1,48	264	1,84	328
Na_2O	0,52	84	0,93	150
K_2O	2,03	215	0,83	88
MnO_2	75,73	8711	79,56	9151
BaO	0,21	14	0,68	44
CO_2	0,66	150	Нет	
H_2O^-	4,58	2542	2,54	1410
H_2O^+	7,45	4135	6,62	3615
Сумма	100,01		100,09	

1		2		3	
I	*d*	*I*	*d*	*I*	*d*
2	1,573	–	–	5	1,579
9	1,539	4	1,542	8	1,544
1	1,465	–	–	1	1,468
2	1,442	3	1,440	4	1,445
5	1,421	–	–	0,5	1,423
4	1,375	2	1,379	0,5	1,382
2	1,350	1	1,352	3	1,350
4	1,310	–	–	1	1,306
2	1,286	2	1,281	4	1,280
2	1,125	1	1,122	4	1,125
1	1,103	–	–	2	1,101
1	1,087	1	1,085	4	1,083
3	1,075	–	–	2	1,064
2	1,032	1	1,030	4	1,030

Формулы вернадита, взятого из месторождения Богви, так и из месторождения Чхиквта очень близки между собой и имеют следующий вид:

1 – $Mn^{4+}_{0,78}Mn^{2+}_{0,07}O_{1,26}(OH)_{0,74}0,77H_2O$;

2 – $Mn^{4+}_{0,81}Mn^{2+}_{0,06}O_{1,36}(OH)_{0,64}0,67H_2O$.

Как видно из вычисленных формул вернадита, часть ионов кислорода (O^{2-}) замещена гидроксильными ионами (OH^{1-}); кроме того, в исследованном минерале, наряду с доминирующим содержанием двуокиси марганца, в незначительных количествах присутствует также и марганец с более низкой степенью окисления.

Для изотропных и слабо раскристаллизованных разностей вернадита были проведены рентгенометрические исследования многочисленных проб, которые в подавляющем большинстве случаев оказались рентгеноаморфными, но иногда на общем завуалированном черном фоне дебаеграмм проявляются дифракционные линии (2,40–2,45 и 1,40–1,45), характерные для начальной стадии раскристаллизации природного гидрата двуокиси марганца.

В целях более полной характеристики физических свойств исследуемого минерала нами были проведены его термические исследования. Почти все дериватограммы вернадита характеризуются постоянными эндотермическими эффектами с максимумом при 150 и 180° С, причем основная масса содержащейся в минерале воды выделяется в интервале от 50 до 150° С. Следующая стадия выделения воды происходит в интервале от 150 до 300° С. Затем происходит ее медленное выделение почти до 400° С.

Таблица 14

Расчет формул вернадита из месторождения Богви (1), Чхиквта (2)

Номера анализов	1		2			
Окислы	MnO	MnO_2	H_2O	MnO	MnO_2	H_2O
В масс.%	5,74	75,73	7,45	4,82	79,56	6,62
Молекулярные количества (×10000)	809	8711	4135	679	9151	3675
Атомные количества кислорода	809	17422	4135	679	18302	3675
Число атомов кислорода, рассчитанное на 2	0,07	1,56	0,37	0,06	1,62	0,32
Атомные количества катионов	809	8711	8270	679	9151	7350
Число атомов катионов	0,07	0,78	0,74	0,06	0,81	0,64

Примечание. Сумма атомных количеств кислорода для пробы 1 =22366, множитель 2:2,2366 =0,894; для пробы 2 =22656, множитель – 2:2,656 =0,883.

ИК-спектры в различных пробах исследуемого вернадита, полученные в ИГЕМ АН СССР Е.С. Рудницкой на двухлучевом спектрометре VR–10, имеют полосы поглощения в области 400–700 $см^{-1}$ и занимают одинаковое положение во всех испытанных пробах и могут считаться характерными для исследуемого минерала. Большинство проб в области 900–1100 $см^{-1}$ часто дают дополнительную полосу поглощения, которую, по-видимому, следует связать с присутствием здесь геля кремнезема, причем интенсивность поглощения в этой области обычно возрастает с увеличением содержания кремнезема.

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД ТЕТРИЦКАРОЙСКОГО РАЙОНА

Детальное литолого-минералогическое изучение наиболее известных марганцевых месторождений Тетрицкаройского рудного района дало возможность авторам настоящей статьи согласиться с высказыванием некоторых исследователей [3, 18, 19] о сингенетическом (синхронном) с вмещающими отложениями характере образования пластовых и линзообразных залежей марганцевых и железо-марганцевых руд и об их связи с подводно-гидротермалльной деятельностью, проявившейся в эпоху накопления осадков рудовмещающей толщи.

Одна из важнейших особенностей геологического строения марганцевых месторождений Тетрицкаройского района как и Южно-армянского района (месторождение Сваранское), приуроченных к области развития геосинклинальных отложений, заключается в их тесной ассоциации с кремнистыми яшмовидными породами, содержащими пепловый материал, чередую-

щимися с пластами туфов, туфобрекчий, туфопесчаников и известняков и залежами лав дацитового состава. Подобный парагенезис отражает сочетание процессов седиментации с интенсивностью подводного вулканизма, обусловивших сложную геологическую обстановку формирования марганцевых месторождений в рассматриваемом регионе.

Можно предполагать, что первоначально руды представляли собой марганцевые карбонаты. Их превращение в тодорокит-манганит-пиролюзитовые, манганит-пиролюзит-гаусманитовые, неотокит-браунит-манганитовые руды является следствием воздействия на них горячих растворов, богатых кремнеземом, которые сопровождали экструзии лав, покрывающих осадки. Кроме того, возможное влияние на образование подобных руд имели нагретые нисходящие вадозные воды, содержащие ощутимые количества кислорода. Эти воды играли ту или иную роль в процессах перекристаллизации вещества рудных тел, что, в частности, привело к некоторому исчезновению в рудах метаколлоидных текстур и структур. Кроме того, относительно горячие вадозные воды явились причиной перекристаллизации рудного вещества, частичного изменения минерального состава, а также значительного окварцевания марганцевых руд и вмещающих пород.

Влияние различных по своей геологической природе процессов отразилось также на морфологии рудных залежей, их составе, условиях залегания, обусловливая известную двойственность общих генетических признаков рудных скоплений. Вместе с тем отчетливо проявляющаяся известная циклическая координация вулканизма и рудообразования позволяет связать источники рудных концентраций с проявлением субмаринных поствулканических процессов.

Другая существенная особенность месторождений заключается в наложении процессов метаморфизма в широком смысле этого термина, включая преобразования в раннем диагенезе, проявление термодинамометаморфизма, сопровождающегося жильными гидротермальными новообразованиями и наложенными проявлениями более поздней собственно гидротермальной минерализации. Все это усложнило строение и состав руд, особенно на месторождении Чхиквта, где гидротермальная минерализация сильно изменила первоначальные руды, что завуалировало основные черты, характеризующие природу первичных рудных осадков.

Как показали наши исследования, минеральный состав марганцевых руд исследуемых месторождений гораздо многообразнее, а строение руд значительно сложнее, чем это представлялось ранее.

Судя по результатам изучения вещественного состава руд и вмещающих пород и интерпретации их первичных слоистых текстур, сохранившихся в реликтовой форме, первоначальное оруденение представляет собой хемогенные марганецсодержащие осадки, ассоциирующие с коллоидным кремнистым и карбонатным веществом.

Окисные и карбонатные рудные фации образованы, соответственно, гидроокислами и карбонатами марганца. Они претерпели известные изменения в результате обменных реакций в различных зонах неполностью консолидированных отложений и последующие преобразования в процессе дегидратации и раскристаллизации вещества в стадию раннего диагенеза, сохраняя тонкослоистое строение первичных осадков.

В процессе раскристаллизации первичных гидроокислов и карбонатов

марганца на ранней стадии минеральных преобразований в переходной фации возникали манганит, родохрозит, манганокальцит, а в фации окисных руд – преимущественно браунит, образование которого, как известно, происходит в условиях сравнительно незначительного повышения температуры и давления. Необходимо при этом подчеркнуть, что основная масса минеральных новообразований, возникающих непосредственно из рудоносных осадков, в составе различных рудных фаций возникла в более специфических условиях повышенных температур и давлений одной из низших стадий термодинамометаморфизма.

В условиях интенсивной перекристаллизации, происходящей без существенного привноса новых минеральных веществ, возникли безводные соединения марганца и железа, а также силикаты марганца. В этих условиях в ассоциации с кристаллически-зернистым браунитом или родохрозитом аллотриоморфного строения в соответствующих рудных фациях образовывались гаусманит, родонит, изредка фриделит.

Однако следует отметить, что тодорокит-манганитовые и неотокит-браунит-манганитовые руды месторождения Чхиквта возникли, вероятно, путем замещения туфов, туфопесчаников, туфобрекчий и известняков за счет некоторого привноса марганца восходящими термальными растворами, связанными с отдельными очагами разгрузки гидротерм. К этому периоду относятся возникновение главной массы тодорокитовых руд, окварцевание марганцевых руд и образование тонкодисперсной разновидности браунита и неотокита, в изобилии присутствующих на месторождении Чхиквта.

Термальные растворы перемещались преимущественно по пористым породам, а также по тектоническим нарушениям. Ритмическая перемежаемость отдельных рудных прослоев с разными структурами и частично разным минеральным составом свидетельствует о периодических колебаниях скорости привноса марганца.

Первично слоистые руды приобрели типичное ритмически-полосчатое, а в местах обильного образования силикатов атакситовое строение. Наиболее многочисленная минеральная ассоциация характеризует сравнительно поздние проявления процесса метаморфизма и представлена жильными новообразованиями. Среди них в качестве переходного типа выделяются ассоциации минералов, слагающие прожилки альпийского типа, которые широко распространены в рудах месторождения Чхиквта. В их составе в той или иной мере находятся рудообразующие минералы и минералы подчиненных нерудных прослоев в зависимости от состава руд, пересеченных подобными прожилками. Таким образом, процесс жильного минералообразования в главной массе происходил без привноса существенного количества новых порций минеральных веществ.

Наряду с типичными жилами альпийского типа в рудах месторождений Чхиквта и Самеба выделяются жилы, в составе которых находятся тонкодисперсный (пластинчатый) браунит, неотокит, фриделит, свидетельствующие о привносе хлора в процессе гидротермальной минерализации, наложенной на марганцевые руды.

В месторождениях отсутствуют значительные скопления руд зоны гипергенеза, однако при этом минеральная ассоциация, характеризующая процесс гипергенеза, включает значительное число минеральных видов. В числе их впервые установлены тодорокит, криптомелан, рансьеит.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулаев Р.Н.* Мезозойский вулканизм Малого Кавказа. – Сов. геология, 1958, № 7.
2. *Абдулаев Р.Н.* Роль вулканизма в формировании мезозойских вулканогенно-осадочных толщ Малого Кавказа. – В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965.
3. *Авалиани Г.А.* Генетические типы марганцевых месторождений Кавказа и их районирование. – Тр. Груз. политехн. ин-та, 1963, № 2(87).
4. *Авалиани Г.А.* Генетические типы марганцевых месторождений Грузии. – В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967.
5. *Авалиани Г.А., Эдилашвили В.Я.* О перспективности марганцевых месторождений Тетрицкаройского района ГССР. – Тр. Груз. политехн. ин-та, 1957, № 8(56).
6. *Андрущенко П.Ф., Суслов А.Т.* Марганцевые месторождения юго-восточной части Армянской ССР. – В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1972.
7. *Алексиев Б.* Неотокит из олигоценового марганцеворудного горизонта Варненского района. – Минерал. сб. Львов. геол. о-ва при Львов. ун-те, 1960, № 14.
8. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
9. *Гамкрелидзе И.П.* Формирование тектонической структуры Аджаро-Триалетии. – Тр. ГИН АН ГССР. Нов. серия, 1974, вып. 44.
10. *Гамкрелидзе И.П.* Механизм формирования тектонических структур и некоторые общие проблемы тектогенеза. Тбилиси: Мецниереба, 1976.
11. *Гамкрелидзе П.Д.* Геологическое строение Аджаро-Триалетской складчатой системы. Тбилиси: Изд-во АН ГССР, 1949.
12. *Гамкрелидзе П.Д.* Основные черты тектонического строения Грузии. – Тр. Геол. ин-та АН ГССР. Сер. геол., 1957, т. X(XV).
13. *Гамкрелидзе П.Д.* Тектоника. – В кн.: Геология СССР, ГССР. М.: Недра, 1964, т. 10.
14. *Гамкрелидзе П.Д.* Основные черты тектонического строения Кавказа. – Геотектоника, 1966, № 3.
15. *Гогишвили В.Г., Имедидзе Г.А.* Гидротермальноизмененные породы и некоторые вопросы генезиса марганцевых рудопроявлений Южной Грузии. – Тр. КИМС. Сер. полезн. ископаемые, 1965, вып. VI(8).
16. *Джанелидзе Т.В., Гогишвили В.Г., Канчавели А.Л.* Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования мезозоя Грузии. – В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974.
17. *Дзоценидзе Г.С.* Домиоценовый эффузивный вулканизм Грузии. – Ин-т геологии и минералогии АН ГССР, 1948.
18. *Дзоценидзе Г.С.* Влияние вулканизма на образование осадков. М.: Недра, 1965.
19. *Дзоценидзе Г.С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969.
20. *Заридзе Г.М.* Закономерности развития вулканизма в Грузии и связанные с ними рудопроявления. Тбилиси: Техника да Шрома, 1947.
21. *Каланадзе А.Д.* К вопросу металлогении марганца на Малом Кавказе. – Тр. КИМС, 1964, вып. V(7).
22. *Лебедев Л.М.* Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965.
23. *Лебедев Л.М.* Современные рудообразующие гидротермы. М.: Недра, 1975.
24. *Магакьян И.Г.* Структурно-металлогенические зоны Малого Кавказа. – В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, т. 3.
25. *Паффенгольц К.Н.* К стратиграфии меловых отложений восточной части Малого Кавказа. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1951, № 1.
26. *Паффенгольц К.Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1959.
27. *Симонов А.И.* Неотокит из Мало-Седельниковского месторождения родонита на среднем Урале. – Тр.

Горн.-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1953, вып. 20, № 2.
28. *Соколова Е.А., Степанов В.И., Брито А., Коутин Д.П.* Текстуры и структура стратиформных тодорокитовых марганцевых руд формации Эль Кобре (Куба). – Геология руд. месторождений, 1971, № 1.
29. *Страхов Н.М., Залманзон Э.С., Белова И.В.* и др. Малые элементы в осадочном марганцеворудном процессе. – Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3.
30. *Твелчрелидзе Г.А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей на металлогенической основе. М.: Недра, 1966.
31. *Тульчинский К.Н.* Чхиквтинское и Богвинское месторождения марганцевой руды. – Изв. о-ва инженеров, 1897, т. 1, № 10.
32. *Чухров Ф.В.* Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
33. *Чухров Ф.В.* О возможном влиянии вадозных вод на минерализацию некоторых гидротермальных месторождений. – Геология руд. месторождений, 1964, № 1.
34. *Чухров Ф.В., Горшков А.И., Сивцов А.В., Березовская В.В.* О структурных разновидностях тодорокита. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 12.
35. *Эдилашвили В.Я., Канчели Б.А., Лекинадзе Р.Д., Гогиберидзе В.В.* Геологическое районирование Кавказа и проблемы крупномасштабной геологической съемки. Тбилиси: Мецниереба, 1973.
36. *Янчук Э.А.* О валентном состоянии марганца в манганите. – Минерал. сб. Львов. ун-та, 1969, вып. 1, № 23.
37. *Berry L.G., Thompson R.M.* X-ray powder data for ore minerals: the peacock atlas. N.Y., 1962.
38. *Buser W., Grutter A.* Über die Natur der Mangan-Knollen. – Schweiz. mineral und petrogr. Mitt., 1956, Bd. 36.
39. *Frondel C., Marvin U.B., Ito J.* New occurrences of todorokite. – Amer. Miner., 1960, vol. 45, N 11–12.
40. *Taliaferro N.L.* Manganese deposits of the Sierra Nevada, their genesis and metamorphism. – Bull. California Div. Min., 1943, N 125.

УДК 553.32

В.В. КАЛИНИН

МАРГАНЦЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПОРОЖИНСКОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

Месторождение находится в 650 км к северу от г. Красноярска и расположено в северо-западной части Енисейского кряжа, в междуречье Порожной и Вороговки, в 12 км восточнее р. Енисея. Оно приурочено к Вороговскому прогибу, его восточной части, именуемой Михеевской впадиной. По данным Д.И. Мусатова, В.В. Усталова и др., этот прогиб был сформирован в позднегеосинклинально-инверсионную стадию и представляет собой наложенную структуру на дислоцированный вулканогенно-осадочный комплекс раннегеосинклинальной стадии рифейского цикла Енисейской ветви Саяно-Енисейской складчатой области.

Вороговский прогиб выполнен комплексом осадочных верхнерифейско-кембрийских отложений, смятых в сложную систему линейно-брахиформных складок и разбитых разрывами северо-западной и северо-восточной ориентировки.

Представления о геологическом строении района основано на исследованиях геологов Красноярского геологического управления В.В. Усталова, Д.И. Мусатова и др., а также личных наблюдений автора.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Комплекс отложений, выполняющий Вороговский прогиб, имеет двухчленное строение; нижняя часть отложений представлена породами вороговской, а верхняя часть – породами чапской серии.

Отложения вороговской серии протягиваются узкими полосами на западном и восточном бортах прогиба. Они делятся на три свиты (снизу вверх): севереречeнскую, мутнинскую и сухореченскую.

Породы севереречeнской свиты представлены главным образом терригенными образованиями, которые в разрезе изменяются по гранулометрическому составу. Нижнюю часть свиты слагают конгломераты и гравелиты. Кверху они постепенно переходят в песчаники, алевролиты и заканчиваются известняками, местами в значительной степени доломитизированными. Мощность свиты 180–990 м.

Отложения мутнинской свиты наблюдаются в виде узких тектонических блоков. В нижней части эта свита представлена терригенными образованиями: песчаниками и алевролитами, а в верхней – переслаивающимися песчаниками и известняками, в которых присутствуют пласты (до 50 м) доломитов. Мощность свиты 900–1300 м.

Для отложений сухореченской свиты характерна обратная зависимость. Нижнюю часть слагают известняки, верхнюю – валунные конгломераты. Мощность свиты порядка 1200–2000 м.

Отложения чапской серии согласно перекрывают породы вороговской серии. Их образование связано с регрессией моря. Они широко распространены в междуречье Вороговки, Порожной и Северной. В настоящее время на этой площади ведутся геолого-поисковые работы на марганец. Отложения чапской серии делятся на две части: нижнюю и верхнюю. Нижняя часть, известная под названием подъемской свиты, представлена доломитами, пирокластовыми и терригенными образованиями. В ней залегают марганцеворудные пачки. Верхняя часть сложена терригенными породами нижненемчанской свиты, представленными красноцветными аркозовыми песчаниками.

На отложениях подъемской свиты остановимся несколько детальнее, так как к ним приурочены основные рудные концентрации. Эти отложения представляют собой относительно хорошо выдержанную продуктивную пачку, залегающую с размывом на выветрелых доломитах. Нижняя часть мощностью порядка 2 м представлена пестрыми марганцовистыми глинами, в которых в тех или иных количествах наблюдаются обломки доломитов, алевролитов и редко марганцевых руд, отчего правильнее было бы говорить о сильно омарганцованных обломках доломитов. На глинах лежат серые брекчированные кремнистые породы. Стенки многочисленных трещин покрыты пленкой гидроокислов марганца, что придает этим образованиям очень своеобразный облик. Мощность пласта кремнистых пород 4,3 м. Последние перекрываются терригенными образованиями, представляющими собой в нижней части мощную толщу алевролитов с прослоями аргиллитов и туфов, а в верхней части толщу песчаников. Именно алевролитовые и туфовые породы являются продуктивной пачкой, в которой на разных стратиграфических уровнях главным образом

в нижней и меньше в средней частях ее находятся марганцевые рудные накопления разной мощности: мощность продуктивной пачки непостоянна и изменяется от 21,7 до 85 м.

Продуктивная пачка перекрывается розовато-серыми туфами и силицитами, выделяемые под названием туфо-кремнистой пачки. Породы этой пачки обычно труднее поддаются физическому выветриванию и хорошо проявляются в рельефе. Они слагают гряды и небольшие высотки, а также наблюдаются в береговых обнажениях рек Порожной, Северной и Вороговки. Полная мощность туфокремнистой пачки не выявлена, на выходах обнажается только нижняя часть ее, которая прослеживается в крест простирания до 50 м.

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Пока не представляется возможным из-за малой разведанности судить об истинных размерах рудных залежей. Они недостаточно еще прослежены ни по простиранию, ни по падению. На основании уже имеющихся скважин можно только сказать, что они получили значительное распространение по площади, однако мощности их сильно изменяются от скважины к скважине.

Рудная минерализация отмечается на четырех стратиграфических горизонтах (снизу вверх).

	Мощность, м
1. Слабое омарганцевание верхней части доломитов, которое выделяется в разрезе по темно-серой, черной, бурой и розовой окраске; своим появлением оно обязано инфильтрации по сети мелких трещин из вышележащего рудного горизонта; рудопроявления имеют форму пятен самой различной конфигурации	
2. Горизонт богатых марганцевых руд, залегающих непосредственно на доломитах; мощность этого горизонта невыдержанная и изменяется	от 2–5 до 30
3. Горизонт рудных брекчий; это оруденение, по существу, представляет собой окварцованные туффиты в сильной степени трещиноватые; трещины, как правило, залечены относительно плотными образованиями криптомелана, манганита и пиролюзита; наблюдаются также гидроокислы железа, гетит–гидрогетитового состава	25–30
4. Слабооруденелые туфогенно-глинистые породы; здесь гидроокислы марганца получили развитие по плоскостям напластования	40

Основным рудным горизонтом являются рудные образования, залегающие непосредственно на доломитах. Горизонт прослежен рядом скважин и одной канавой, но строение его до конца остается невыясненным. С одной стороны, создается впечатление, что этот горизонт представлен залежью с относительно выдержанной мощностью, с другой – он напоминает свал, состоящий из равномерных обломков руды. К тому же эти обломки, или куски руды, сильно различаются по минеральному составу: одни – сложены мономинеральным пиролюзитом, другие – биминеральны и состоят из криптомелана и пиролюзита, а третьи – представлены манганитом. Пестрый состав этих обломков и отсутствие какой-либо закономерности в их распределении не позволяют реконструировать физико-химические условия, в которых происходила седиментация рудного вещества и предположить о их коренном залегании. Не исключается, что мы имеем дело со склоновыми рудными свалами. Подобные образования известны на Сапальском

месторождении (Ср. Урал). Они возникли недалеко от штокообразного рудного тела и представлены крупными (до 60 см в диаметре) валунами браунитового и гаусманитового состава.

На Гурьевском участке Порожинского месторождения, разведанном канавами, на аналогичных доломитовых образованиях вскрыты валунчатые железные руды. Пока не ясно, являются ли эти руды фациальным продолжением марганцевых руд Порожинского месторождения, или они не имеют с ними контакта и образованы локально.

ТИПЫ РУД

К настоящему времени поисково-разведочные работы находятся еще в такой стадии, когда нет достаточных данных для проведения детальной генетической классификации типов руд. Тем не менее по предварительной разведке несколько пробуренным поисковым буровым скважинам и проведенным горным выработкам можно утверждать, что на разведуемой площади имеются как первичные, так и вторичные руды. По минеральному составу представляется возможным предварительно выделить следующие типы: карбонатные – манганокальцитовые, полуокисленные – тодорокит-манганокальцитовые и окисленные – пиролюзитовые. При этом резко преобладают вторичные – окисленные, главным образом пиролюзитовые руды. Не исключено, что в процессе разведки могут быть встречены в зоне окисления криптомелановые руды в виде самостоятельного типа, как это имеет место на месторождениях марганца в Центральном Казахстане.

Нам представляется, что манганитовые образования могли образовываться в разное время и, весьма возможно, что появление манганита обусловлено разными процессами – диагенезом, метаморфизмом и выветриванием.

Несмотря на то что на месторождении карбонатные (манганокальцитовые) руды пользуются широким распространением, они на разведанной площади не дают таких концентраций, которые могли бы представлять промышленный интерес. При этом манганокальцитовые руды нередко в той или иной степени затронуты процессами гипергенеза с образованием гидроокисных соединений – тодорокита и, вероятно, частично вернадита.

Первичные руды

Первичные рудные накопления представлены на месторождении обычно карбонатными марганцевыми рудами. Они пользуются широким распространением как по площади, так и в разрезе, но не образуют сколько-нибудь существенных рудных накоплений, которые могли бы представить промышленный интерес. Нами карбонатные марганцевые руды наблюдались в керне одной буровой скважины в двух интервалах в виде маломощных прослоев среди вишнево-красных и серых алевролитов, а также среди продуктов вулканической деятельности. Прослои карбонатных марганцевых руд представляют собой светло-серые образования, частично участках затронутые гипергенными процессами.

Минеральный состав карбонатных руд достаточно прост. Они являются,

по существу, мономинеральными и сложены тонкокристаллическими агрегатами манганокальцита. Лишь иногда по этим агрегатам около трещинок развиваются силикаты марганца, главным образом марганцевый хлорит и пьемонтит.

Не исключено, что в ходе детальной разведки могут быть обнаружены и первичные окисные руды, так как имеются признаки их присутствия. На это указывают прежде всего наблюдаемые куски пиролюзитовых руд, встречаемые в основном марганцевом горизонте. Именно эта разновидность пиролюзитовых руд, по-видимому представляет собой диагенетические образования, оказавшиеся не измененными до настоящего времени. Они характеризуются большой плотностью, тонкозернистым строением и колломорфными текстурами. Имеются также признаки присутствия метаморфизованных руд. Таковыми будут реликты зерен браунита, гаусманита и, возможно, часть манганита.

Вторичные марганцевые руды

Окисленные или пиролюзитовые марганцевые руды на разведуемой площади месторождения получили широкое распространение в зоне окисления и являются главным, а в промышленном отношении и единственным типом. Однако находятся они преимущественно в одном рудном горизонте, залегающем непосредственно на доломитах. Руды характеризуются достаточно большой плотностью, хорошей кусковатостью, криптокристаллическим и тонкозернистым строением.

Минеральный состав этих руд довольно прост. Кроме главного рудообразующего минерала – пиролюзита, в тех или иных количествах присутствуют криптомелан, манганит и тодорокит. Редко отмечаются реликтовые зерна браунита и гаусманита.

Пиролюзитовые руды не только являются хорошим сырьем для металлургических целей, но и полностью отвечают требованиям, предъявляемым к пероксидному сырью.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

Исследованиями условий залегания руд и вмещающих пород месторождения было выявлено, что рудонакопление проходило осадочным путем. В одних случаях – во время перерыва породных осадков, когда, вероятно, возникли руды на доломитовой толще, характеризующиеся высокими концентрациями рудного компонента, в других – накопление рудного вещества и породных осадков проходило одновременно. Таковыми, по-видимому, были руды третьего и четвертого горизонтов. Эти рудные накопления обычно не дают богатых концентраций.

Следует отметить, что при изучении окисных руд были встречены реликтовые зерна браунита и гаусманита. К сожалению, по этим находкам не удалось установить природу их образования: являются ли они метаморфическими или наложенными гидротермальными минералами. Остается надеяться, что в ходе разведки этого месторождения будет пролит свет на их происхождение.

Наиболее распространенными являются минералы зоны окисления.

которые представлены главным образом пиролюзитом, в резко подчиненных количествах присутствуют криптомелан, манганит и тодорокит.

Пиролюзит является широко распространенным минералом на месторождении и главным минералом зоны окисления. Он, как правило, в силу своей высокой кристаллизационной способности находится в кристаллической форме. При этом пиролюзит, слагающий основную массу руд, обычно представлен тонкозернистыми агрегатами.

Любопытно, что в некоторых тонкозернистых агрегатах пиролюзита выявляются колломорфные текстуры, которые, как нам представляется, служат указанием на первичную природу этого минерала, так как последовательность в рудонакоплении или минералообразовании такова, что ее можно объяснить только с позиций седиментационного отложения из истинных растворов либо непосредственно в морском водоеме, либо в открытых полостях. В том или ином случае образовывались мельчайшие кристаллики, которые могли возникнуть лишь из пересыщенных растворов. Эти кристаллики, или инородные механические частицы, явились центрами кристаллизации, вокруг которых происходил рост оолитов. На начальной стадии оолиты росли в свободном состоянии; но постепенно они увеличивались в размере и приходили в соприкосновение. Продолжая расти, вновь образованные зонки становились общими, охватывали два, три и более оолитов, а оставшиеся растворы, естественно, сокращались в объеме, выполняли межоолитовые пространства. Несомненно, что со временем они меняли свой состав. Нередко конечным продуктом являлось карбонатное вещество. Очень вероятно, что и в нашем случае эти диагенетические преобразования проходили в аналогичной последовательности.

Наряду с этим имеется пиролюзит, который возник явно в зоне окисления. Возможно, он составляет основную массу. Поздний пиролюзит нередко приурочен к трещинкам и пустоткам среди более ранних тонкозернистых агрегатов (табл. I, *а*). Пиролюзит, как правило, имеет слегка удлиненную и иногда копьевидную форму. Нередко кристаллы несут на себе трещинки – отдельности; кроме того, аналогичные прожилки возникают и в криптомелановой массе (табл. I, *б*). Пиролюзит зоны окисления находится в разных возрастных соотношениях с криптомеланом и тодорокитом. Иногда он образуется раньше криптомелана, а иногда и позднее, что указывает на изменчивость физико-химических условий формирования зоны окисления.

Криптомелан является также продуктом вторичных процессов. По распространенности этот минерал резко уступает пиролюзиту. Он не образует самостоятельных рудных тел и находится в подчиненном количестве обычно в пиролюзитовых рудах.

Минерал наблюдается в плотных агрегатах с характерным стально-серым цветом, имеет металлический блеск, значительную твердость, черную черту и черный порошок. Реже криптомелан встречается в виде рыхлых образований, имеющих землистое строение, мягкий, легко рассыпается при слабом нажиме пальцами, цвет черты и порошка черный, блеск матовый.

Под микроскопом в отраженном свете выявляется, что этот минерал большей частью находится в криптокристаллической форме и в меньшей степени в тонкокристаллических агрегатах, зерна которых имеют игольчатую форму.

Криптомелан обычно находится в тесной парагенетической ассоциации с пиролюзитом, тодорокитом и реже манганитом. При этом образование этих минералов идет в разной последовательности, что находилось в прямой зависимости от существовавших в то время физико-химических условий, которые могли меняться во времени и с глубиной рудных залежей, по которым развивались вторичные минералы. Не исключается, что при дальнейшей разведке на большой глубине зоны окисления будет выявлено более широкое распространение криптомелана, как это имеет место на месторождениях Атасуйского рудного района.

Манганит наблюдается на месторождении довольно часто, но не образует самостоятельных рудных тел или сколько-нибудь значительных скоплений, которые могли бы представлять промышленный интерес. Одни скопления представлены агрегатами с относительно равномерной мелкой зернистостью, другие – характеризуются крупной зернистостью (табл. I, *в*). Зерна манганита имеют удлиненную форму (3:1) и нередко изрезанные края. Под микроскопом этот минерал проявляет все характерные для него оптические константы. Отчетливо выявляются контуры метаколлоидной текстуры, зонки которой пересекаются крупными кристаллическими зернами манганита, что служит указанием на более позднюю кристаллизацию этого минерала. Текстура сохранилась от первичных образований гидроокислов марганца, которые, по всей вероятности, проходили гелевую стадию. Это явление позволяет интерпретировать наблюдаемый случай как возникновение минерала при более поздних процессах диагенеза. Не исключается, что этот же минерал образовывался также и в метаморфический этап. Наряду с этим наблюдаются прожилки, подобно отраженным на микрофотографии (табл. I, *г*), где они секут тонкозернистые агрегаты криптомелана. Видно, что прожилок крупнокристаллического манганита сечет и более ранний послойный прожилок, который по периферии сложен тонкозернистым пиролюзитом, ближе к центру – криптомеланом, а в самой центральной части – манганитом, агрегаты которого соединяются с секущим манганитовым прожилком. Таким образом, устанавливается определенная последовательность в образовании минералов зоны окисления, отражающая изменения физико-химических условий, которые определенно менялись в этот отрезок времени от сильно окислительных до восстановительных. И в то же время из взаимоотношений манганита с другими минералами можно заключить, что он является сквозным, то есть образование его имело место как при диагенезе, так и процессах возможного метаморфизма и выветривания.

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ

Судя по составу конечного продукта и сохранившимся текстурным и структурным реликтам, можно судить о составе седиментационных руд и физико-химических условиях, при которых проходило рудонакопление. Оно начиналось в мелководном море, в спокойной тектонической обстановке с очень ограниченным сносом терригенного материала. Отложение рудного вещества осуществлялось путем перехода марганца в твердую фазу в виде гидроокислов марганца, на что указывают реликты колломорфных текстур. Не исключается, что колломорфные текстуры, наблю-

даемые иногда в пиролюзитовых рудах, присущи первичным гидроокисным образованиям, которые еще при диагенезе были обезвожены и раскристаллизованы с образованием пиролюзита. И тогда часть пиролюзитовых руд, по-видимому, можно считать реликтовыми образованиями, не затронутыми процессами умеренного метаморфизма. Такие случаи сохранения первичных руд нами были встречены при изучении минерального состава руд месторождения Ушкатын III, описанного в этом сборнике. Этот начальный период рудообразования характеризовался накоплением богатых марганцевых руд в сильно окислительных физико-химических условиях. Позднее снова возобновлялась активность тектонических процессов: происходили интенсивное опускание или прогибание данной площади и накопление мощных толщ терригенного материала. Временами отлагался туффогенный материал, что свидетельствует об активной вулканической деятельности на соседних площадях. Некоторые горизонты туффитов содержат тонкие прослои карбоната марганца, указывающего на то, что накопление туффита сопровождалось поступлением растворов, несущих марганец, а отложение в карбонатной форме указывает на смену окислительной обстановки на восстановительную.

После отложения и литификации рудной толщи месторождение претерпело локально метаморфизм, результатом чего, по-видимому, и явилось появление браунита, гаусманита и, возможно, манганита. По карбонату марганца местами образовались марганцовистый хлорит и пьемонтит. Вмещающие породы не претерпели существенных изменений, за исключением хлоритизации, наблюдаемой главным образом в вулканогенном материале.

На конечном этапе формирования месторождение подверглось интенсивной проработке гипергенными процессами на значительную глубину, и была сформирована мощная зона окисления, в которой метаморфические минералы сохранились лишь в виде реликтов, разрозненных зерен. На данном этапе разведки пока нет достаточно данных, чтобы делать какие-либо предположения в отношении источника рудного компонента, хотя не исключено, что он может быть вулканогенным.

Порожинское месторождение приурочено к Михеевской впадине, осложняющей восточную часть Вороговского прогиба. Район месторождения сложен преимущественно терригенным материалом и в резко подчиненных количествах – карбонатными и главным образом доломитовыми образованиями. На последних залегает основная рудная залежь. Она представляет собой пластовое рудное тело с сильно меняющейся мощностью. Его слагают окисленные руды. Выше в алевролитовых и туфовых породах на разных стратиграфических уровнях находятся третий и четвертый рудные горизонты, в которых рудные проявления представлены мелкими прослойками карбоната марганца, в той или иной степени затронутого вторичными процессами с образованием рентгеноморфных гидроокислов марганца.

По минеральному составу руд разных горизонтов можно предположить, что накопление рудных осадков в разные периоды проходило явно вне стабильных физико-химических условиях. В первый период рудообразования среда была сильно окислительной, а в последующие периоды она сменилась на восстановительную.

На данной стадии исследования минерального состава, парагенетических ассоциаций и текстурно-структурных особенностей руд представляется возможным предположить, что в формировании месторождения участвовали по меньшей мере три процесса: 1) седиментогенез и диагенез, 2) метаморфизм и 3) гипергенез.

Хотя формирование месторождения проходило под воздействием трех процессов, минеральный состав руд довольно прост.

От первичных рудных накоплений сохранились лишь карбонатные соединения. Гидроокислы марганца были полностью уничтожены последующими процессами метаморфизма и гипергенеза.

От минералов, возникших при метаморфизме, в настоящее время сохранились лишь реликты зерен гаусманита, браунита и мелкие скопления манганита и пьемонтита.

Большим распространением пользуются минералы, возникшие в зоне окисления. К ним относятся пиролюзит, криптомелан, тодорокит. Не исключается, что присутствует также вернадит, но из-за рентгеноморфности его он не установлен.

УДК 553.32

Д.Г.САПОЖНИКОВ

О СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Описываемые месторождения располагаются в разных частях обширной территории Советского Союза и связаны с различными структурно-тектоническими зонами земной коры. Тем не менее они имеют определенные черты сходства, и сопоставление их представляет значительный интерес.

Месторождения марганцевых руд, изученные авторами статей сборника, располагаются в пределах складчатых областей. В одних случаях это древние области распространения байкалид – на севере Енисейского кряжа или герцинид – в Казахстане. В других – это регионы, претерпевшие этапы складкообразования, произошедшего в недавнем прошлом и, возможно, не полностью завершившегося к настоящему времени. К таким регионам относится часть территории Закавказья, где находятся многочисленные, небольшие, но весьма интересные, месторождения марганца.

Описываемые ниже марганцевые месторождения и рудопроявления различны по возрасту, но их роднят близкие условия образования, поскольку все они прямо или косвенно связаны с вулканогенно-осадочными процессами или со слабо проявленными гидротермами вулканических областей.

Многие специфические особенности марганцевых месторождений могут быть объяснены, если учитывать связь их с различными этапами развития земной коры в пределах марганцеворудных провинций, со складчатыми структурами и различными разрывными нарушениями.

Непосредственное воздействие на ход процессов рудообразования и их результаты оказывают такие разрывные нарушения, как сбросы, сдвиги и прочие разломы, довольно часто имеющие незначительное протяжение и

небольшую амплитуду смещения. Многие из таких нарушений остаются незамеченными при геологических работах, но оказывают существенное влияние на рудный процесс или обусловливают образование месторождений.

Косвенное воздействие тектонических нарушений зачастую сказывается через вулканизм и гидротермы, проявления которых обусловлено разломами, скрытыми на глубине.

Ниже будут рассмотрены связь и приуроченность марганцевых месторождений только к таким крупным структурным элементам земной коры, как тектонические зоны, пояса, прогибы и пр.

Упоминаемые ниже месторождения, как правило, описаны в разных статьях настоящего сборника, где им дается подробная и всесторонняя характеристика.

В соответствии с изложенными выше положениями будет рассмотрена структурно-тектоническая локализация марганцевых месторождений сходного типа, находящихся на территории двух марганцеворудных провинций – Центрально-Казахстанской и Закавказской, а также и Енисейского марганцеворудного района.

На Енисейском кряже в последние годы найдено несколько небольших месторождений марганцевых руд, расположенных в бассейне р. Большой Пит, на р. Порожной и в некоторых других местах, что позволяет выделить эту территорию в качестве особого Енисейского марганцеворудного района.

В северной части Енисейского кряжа в бассейне р. Порожной в 1975 г. было обнаружено несколько отдельных проявлений марганцевого оруденения, а последующие разведочные работы вскрыли линзовидные тела и выклинивающиеся пластовые залежи марганцевых руд.

Месторождения р. Порожной и, в частности, Скалистый участок, располагаются в пределах Вороговского прогиба, образованного в результате опускания складчатых, сильно метаморфизованных вулканогенно-осадочных комплексов байкалид. Сформировавшийся прогиб заполнен мощной, в несколько тысяч метров толщей молассово-флишевых слабо дислоцированных пород вендского возраста. К этой толще приурочена, по В.В.Усталову [7], марганценосная формация. Основными членами ее являются следующие пачки (снизу вверх): 1) доломитовая, 2) рудная и 3) кремнистых туффитов.

Рудная пачка залегает на размытой и сильно закарстованной поверхности доломитов. В основании ее располагаются марганцовистые глины с отдельными рудными стяжениями. Выше залегают слоистые марганцовистые алевролиты, иногда с вкрапленностью сульфидов и с родохрозитовым цементом, содержащие пластовые и линзообразные тела богатых марганцевых руд, манганит-пиролюзит-псиломеланового состава. Рудная пачка имеет мощность от 42 до 85 м. Максимальная мощность пластов руды до 8 м. Рудная пачка перекрывается пачкой кремнистых, слоистых туффитов.

Оруденение рассматривается как комплексное – карбонатно-окисное.

Марганцевые руды связаны с Вороговским прогибом, образованным в орогенную стадию развития геосинклинали Енисейского кряжа. Можно полагать, что оруденение одновозрастно с толщей осадочных отложений, выполняющих прогиб. В районе зафиксировано полное отсутствие проявлений активного вулканизма, что, казалось бы, поддерживает представление об осадочном происхождении марганцевых руд. Существенное значение

имеет характерная для осадочных месторождений приуроченность марганцевых руд к перерыву в осадкообразовании в основании рудной толщи, что имеет место на Скалистом участке. Известное сомнение в правильности изложенной трактовки генезиса оруденения вызывает наличие туффитов, залегающих в кровле рудной пачки. Однако пирокластический материал, необходимый для их образования, мог заноситься ветром издалека.

Подводя итог сказанному, можно заключить, что в условиях наложенных синклинальных структур типа Вороговского прогиба, возникшего в орогенную стадию образования складчатой области, марганцевое оруденение имеет вулканогенно-осадочное происхождение, несмотря на то что непосредственно не связано с вулканизмом и гидротермальным процессом.

В Центрально-Казахстанской марганцеворудной провинции [11] образование марганцевых месторождений происходило также в наложенных мульдах. Но в отличие от объектов Енисейского кряжа они располагались на древнем основании, сформированном в результате каледонского орогенеза.

Марганцевые месторождения Центрального Казахстана весьма многочисленны и располагаются в основном в двух рудных районах – Атасуйском и Джезказган-Улутавском. Наиболее крупным месторождением марганцевых руд в Атасуйском районе является Ушкатын III, рассматриваемое нами в качестве примера месторождения этого рудного района.

В Джезказган-Улутавском районе находятся немногочисленные, небольшие, но весьма своеобразные месторождения Джезды, Жаксы-Котр и Найзатас, рассмотрение которых, в сравнении с Ушкатынской группой и объектами из других рудных провинций, представляет значительный интерес.

Месторождения Ушкатын III и Ушкатын I с их значительными запасами железных, марганцевых и свинцово-баритовых руд находятся в пределах Жаильминской синклинали, наложенной на складчатые каледонские структуры раннепалеозойского и более древнего возраста.

Жаильминская синклиналь расположена в южной части Центрально-Казахстанского краевого девонского вулканического пояса и ориентирована почти под прямым углом к его простиранию. Западная часть синклинали находится на продолжении юго-западного окончания Успенской зоны, известной своими многочисленными рудными месторождениями.

Район месторождений Ушкатын слагается в основном позднедевонскими отложениями, построенными весьма сложно. Наиболее древними девонскими образованиями являются андезито-базальты среднего девона и замещающие их терригенные породы – песчаники и алевролиты с наземной флорой, туфы и туффиты. Мощность этого в основном эффузивного комплекса пород изменяется в Жайремском рудном районе от 700 до 1800 м [8].

Выше залегает терригенная толща франского яруса, сложенная полимиктовыми песчаниками, алевролитами с прослоями конгломератов и отдельными пластами гипса. Эти образования местами замещаются кварцевыми порфирами и трахидацитовыми порфиритами. Мощность пород франского яруса крайне непостоянна и меняется в пределах от 10 до 700 м. Породы франского яруса залегают на размытой поверхности подстилающих образований.

В Жайремском районе отложения фамена согласно, без следов размыва, располагаются на слоях франского яруса и представлены сложным чередованием пород различного состава, образовавшихся в резко отличных фа-

циальных условиях. Наиболее устойчивым литологическим типом пород, прослеживающимся от начала фаменского века вплоть до турне, являются породы мейстеровского и сульциферового горизонтов. Среди этих отложений имеются слои с остатками флоры, отдельные прослои конгломератов и, как исключение, тела железных руд.

Другие осадочные и вулканогенно-осадочные отложения представлены сложным чередованием пород, которые по преобладающему типу подразделены геологами Жайремской экспедиции и литологами Центрально-Казахстанского геологического управления (в настоящее время ЦКПГО) на пять пачек. В составе мейстеровского горизонта выделяются: невыдержанно-слоистая, ритмично-слоистая и флишоидная пачки; в сульфицеровых слоях две пачки – сероцветная и красноцветная. Первые залежи железных руд приурочены к низам ритмично-слоистой пачки. Мощность прослоев различных пород подвержена значительным изменениям, и обычно находится в пределах нескольких десятков метров.

Во флишоидной пачке находятся два уровня, к которым приурочены железные руды и одно проявление марганцевых руд. В сероцветной пачке известны три уровня железных руд, причем в среднем из них железная руда ассоциирует с марганцевой. К красноцветной пачке приурочены наиболее крупные залежи марганцевых и железных руд. Красноцветная пачка сложена красными и розовыми волнисто-слоистыми и узловатыми известняками, окремнелыми на участках, примыкающих к рудным залежам и телам эффузивных пород и туфов. В красноцветной пачке установлены четыре горизонта железных и марганцевых руд, как правило, обособляющихся друг от друга.

По данным А.А.Рожнова и др. [8], красноцветные известняки фациально переходят в полимиктовые песчаники и алевролиты. Кроме того, они часто замещаются андезито-базальтовыми порфиритами. Мощность отложений фаменского яруса в Жайремском районе непостоянна и изменяется от 36 до 185 м.

Выше залегают породы симоринских, кассинских и русаковских слоев нижнего карбона, представленные преимущественно известняками различных литологических типов. Известняки содержат прослои и маломощные пачки алевролитов, песчаников, иногда туфов.

Мощность нижнекаменноугольных отложений 300–600 м, ими заканчивается разрез коренных пород палеозойского возраста в Жайремском рудном районе.

На месторождении Ушкатын III находятся залежи марганцевых, железных, свинцовых и баритовых руд, которые приурочены к красноцветной пачке, но, как правило, располагаются независимо друг от друга. Незначительным распространением пользуются руды, содержащие два или большее число ценных компонентов. Марганцевая руда, как таковая, согласно В.В.Калинину (см. статью в этом сборнике), обычно имеет браунитовый, браунит-гаусманитовый или якобситовый состав. В.В.Калинин убедительно показал, что месторождения Ушкатынской группы сформировались в четыре стадии: 1) седиментации и диагенеза первичных руд железа и марганца; 2) слабого метаморфизма рудных минералов этих двух элементов; 3) гидротермального отложения сульфидов свинца и барита и 4) гипергенного изменения рудных минералов, последовательно сменявшие друг друга.

Положение месторождений Ушкатын III и Ушкатын I в тектонической структуре района с несомненностью свидетельствует об образовании его на орогенной или заключительной стадии формирования складчатой структуры Центрального Казахстана. Особого внимания заслуживает тот факт, что оруденение, взятое в целом и, в частности, марганцевое оруденение, связано с толщей вулканогенно-осадочных образований. Специфической особенностью последних является бесспорное формирование их на завершающей стадии вулканизма, проявившегося в пределах западной части Жаильминской синклинали. В самом деле, комплекс девонских пород, накопившихся в рассматриваемом районе, начинается андезито-базальтами среднего девона. В течение франского века наряду с вулканическими эффузивными образованиями и туфами происходило отложение осадочного терригенного материала, слагающего полимиктовые песчаники и алевролиты.

Колонка пород, накопившихся в течение фаменского века, начинается преимущественно терригенными осадочными отложениями, туфами и отдельными телами эффузивных пород. Вверх по разрезу мощность и количество прослоев вулканогенных образований все более сокращаются. На этом фоне в разрезах появляются залежи различных руд – железных, марганцевых и свинцово-баритовых.

Наконец, в верхней части разреза фаменских отложений начинают резко преобладать типичные осадочные породы – органогенные, рифогенные и другие известняки.

Наблюдающаяся на месторождениях Ушкатын III и Ушкатын I связь марганцевого вулканогенно-осадочного оруденения с завершающей стадией развития вулканизма проявляется и на других месторождениях Атасуйского района. Эта связь была подмечена автором при изучении Каражальского железо-марганцевого месторождения [10].

Марганцевые месторождения Джезды, Найзатас и Жаксы-Котр находятся неподалеку друг от друга. Первые два из них приурочены к северной части Джезказганской мульды и расположены в 40–45 км от Джезказгана. Третье месторождение находится в пределах Актасской синклинали, заложенной в области северного окончания Карсакпайского антиклинория. Геологическое строение всех трех месторождений имеет много общего. В стратиграфическом отношении все они приурочены к фаменскому ярусу верхнего девона и подчинены толще терригенных красноцветных образований.

В обоих районах девонские отложения располагаются на интенсивно смятых, интрудированных и метаморфизованных породах нижнего палеозоя и докембрия.

В районе месторождений Джезды и Найзатас разрез девонских отложений начинается толщей пород орогенной красноцветной формации, представленной конгломератами и песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев в верхней части [3]. В районе Джездинского месторождения эти отложения относятся к Жаксыконской серии, относимой к среднему–верхнему девону. Нижняя часть серии, сложенная конгломератами, гравелитами и крупнозернистыми песчаниками, выделяется под названием джездинской свиты. Верхняя часть, представленная песчаниками, алевролитами и аргиллитами, относится к уйтасской свите. В районе месторождения

Джезды на древнее основание налегают как породы джездинской, так и уйтасской свит. Относительно полный разрез начинается конгломератами с прослоями гравеллитов и песчаников джездинской свиты, которые вверх постепенно сменяются печаниками и алевролитами уйтасской свиты. Суммарная видимая мощность этих отложений в районе месторождения измеряется первыми сотнями метров.

Марганцевые руды месторождения Джезды представляют собой, по данным В.В.Калинина [4], пластообразную залежь, прослеженную на расстояние в 4,5 км. Она разбита сбросами на ряд блоков, претерпевших вертикальные перемещения различной амплитуды, составляющей как максимум 200–250 м. Мощность рудных тел составляет в среднем 4,8 м и обычно не превышает 17 м.

В.В.Калинин подчеркивает, что наибольшую мощность имеют рудные тела, находящиеся на участках, приуроченных к тектоническим нарушениям. Первичными являются руды криптомелан-коронадит-голландитового состава, а также браунитовые руды. При этом последние являются главным типом руд на месторождении Джезды.

Месторождение Найзатас приурочено к линии разрывного тектонического нарушения северо-восточного простирания, рассекшего конгломераты джездинской свиты и подстилающие более древние образования. По имеющимся сведениям [4], рудные тела (отработанные в настоящее время) представляли собой серию линз, приуроченных к упомянутому нарушению. Наиболее крупная из них имела мощность в средней части около 15–18 м и длину до 350 м. Найзатас представляет собой железо-марганцевое месторождение; большая часть линз была сложена гематитовыми и железо-марганцевыми рудами, тогда как собственно марганцевая руда слагала центральную часть линз и выклинивалась как максимум на глубине 40–60 м.

На месторождении Найзатас резко преобладают гематитовые и гаусманитовые руды; криптомелан-коронадит-голландитовые и браунитовые руды встречаются в подчиненном количестве.

Вопрос о генезисе месторождений Джезды и Найзатас остается предметом дискуссии. Первооткрыватель этих месторождений И.С.Яговкин еще в двадцатые годы высказал представление об их гидротермальной природе. Позднее этой точки зрения придерживались К.И.Сатпаев, М.Н.Русаков, Ф.В.Чухров и ряд других исследователей. В дальнейшем были предложены еще около шести различных генетических гипотез.

В последние годы В.В.Калинин [5] провел глубокое изучение месторождений Джездинской группы, подробно изучил геологию месторождений, обстоятельно исследовал вещественный состав основных типов руд и пришел к обоснованному заключению об их гидротермальном происхождении. По его мнению, марганцевые и другие руды произошли в результате трех этапов в течение гидротермальной стадии формирования месторождения. В течение первого этапа гидротермы содержали растворенные соединения бария, свинца, марганца и железа. На втором этапе произошло поступление, главным образом марганца, и, возможно, кремния. Третий этап, слабо проявившийся на месторождениях, ознаменовался поступлением марганца, бария, хлора и кремния.

Месторождение Жаксы-Котр находится в 60–70 км к северо-западу от

пос. Джезды и приурочено к синклинальной структуре второго порядка, осложняющей западное крыло Актасской синклинали.

Марганцевое оруденение приурочено к толще терригенных пород верхнедевонского возраста, несогласно залегающих на интенсивно дислоцированных нижнепалеозойских образованиях.

В основании девонских отложений располагается красноцветная толща франского яруса, сложенная грубыми конгломератами, размер гальки которых изменяется в пределах от нескольких сантиметров до 1 м. Гальки связываются грубым материалом – песчаником, сцементированным глинисто-железистым веществом. Мощность красноцветной толщи 600–1000 [3].

Выше согласно залегает аркозовая пачка, относимая, по аналогии с отложениями соседних районов, к уйтасской свите фаменского яруса. Аркозовая пачка сложена в основном пластами аркозовых средне- и крупнозернистых песчаников, включающих прослои алевролитов и реже аргиллитов. Согласно В.Н.Смольяниновой [12], в основании пачки располагается маломощный пласт туфоконгломератов, подстилающих пласт марганцевой руды. Галька в составе пласта имеет андезит-базальтовый состав. Помимо этого, пласт включает линзы эффузивов андезит-базальтового состава, туфов и сургучно-красных яшм мощностью в 0,5–1,0 м. В последних обнаружены скопления мелкочешуйчатого гематита. В пределах района на стратиграфическом уровне туфоконгломератов местами обнаружены скопления чешуйчатого гематита.

Марганцевая руда основного нижнего пласта располагается на туфо-конгломератах, имеет форму выдержанного слоя, прослеживающегося на наиболее крупном участке месторождения на расстояние до 800 м. Максимальная мощность его до 7 м. Руда имеет псиломелан-браунитовый состав, иногда с примесью пиролюзита. Эти минералы цементирует обломочный материал, на долю которого приходится от 40 до 70% от массы руды. Выше основного рудного пласта среди пород уйтасской свиты располагается прослой, представленный совокупностью линзовидных тел омарганцованных пород, чаще всего среднезернистых песчаников. Еще выше, уже в составе толщи сульциферовых слоев, находится еще один слой слабо омарганцованных пород.

В.Н.Смольянинова, подробно изучившая месторождение Жаксы-Котр, приписывает ему вулканогенно-осадочное происхождение.

Обширная территория, включающая западный и южные районы Закавказья, известна своими многочисленными проявлениями и месторождениями марганцевых руд. Помимо уникального Чиатурского месторождения в пределах Грузинской глыбы находится еще несколько проявлений и таких мелких осадочных марганцевых месторождений, как Шкмерское и некоторые другие. В Квирильской и Карталинской депрессиях известны марганцевые месторождения сходного типа, однако большая часть их руд находится в толще осадочных отложений и залегает на значительной глубине.

Резко отличные мелкие месторождения вулканогенно-осадочного происхождения известны в разных частях Центральной и Восточной Грузии, а также на территории Армении и Азербайджана. К числу их относятся небольшие месторождения и проявления Тетрицкаройского марганценосно-

го района Грузии, Сваранское и Кармрашенское месторождения юго-восточной части Армении.

К западу и северо-западу от Грузинской глыбы известны также отдельные мелкие месторождения и проявления марганцевого оруденения и минерализации.

Такое обилие марганцевых месторождений и проявлений, различных по условиям образования, характеру и масштабам оруденения, дает основание рассматривать территорию Закавказья в качестве четко выраженной марганцеворудной провинции.

В складчатой области Закавказья выделено несколько зон, обладающих различным геологическим строением, по К.Н.Пафенгольц [9], А.Т.Асланян [2], Г.А.Твалчрелидзе [13]. Марганцевая минерализация и оруденение известны в пределах четырех структурно-тектонических зон: Аджаро-Триалетской, Артвино-Болнисской, Армянской и Кофанской.

В соответствии с задачами предпринятого исследования в данном случае будет использован материал по месторождениям только Тетрицкаройского марганценосного района и некоторых других месторождений Закавказья для сравнения их структурно-тектонического положения с близкими по условиям образования месторождениями Центрально-Казахстанской марганцеворудной провинции и Енисейского рудного района.

Упомянутый Тетрицкаройский рудный район захватывает прилегающие части двух соседних структурно-тектонических зон – краевую часть Аджаро-Триалетской зоны и восточную часть Артвино-Болнисской зоны, именуемой также Сомхитской глыбой.

Последние мел–палеогеновые этапы геологического развития Тетрицкаройского рудного района в основном сходны для всей его территории несмотря на то, что он находится в пределах двух различных структурно-тектонических зон. Марганцевое оруденение появилось здесь в мелу и в палеогене и связано с мощными комплексами вулканогенно-осадочных пород. Эти последние имеют главным образом позднемеловой и палеоцен–эоценовый возраст.

Ниже приводится упрощенная схема сопоставления мел-палеогеновых вулканогенно-осадочных образований Аджаро-Триалетской и Артвино-Болнисской структурно-тектонических зон. Строение обоих сопоставляемых комплексов в общем идентично; единственным существенным отличием является прекращение вулканизма в позднем мелу в пределах Аджаро-Триалетской зоны. В результате этого в течение кампанского, маастрихтского и датского веков позднего мела, а также палеоцена происходило накопление карбонатных пород и флиша.

Марганцевое оруденение на мелких месторождениях и проявлениях Тетрицкаройского района по условиям образования является вулканогенно-осадочным. Это мелкие месторождения и проявления: Альгети, Тетри-Цкаро, Самшвильдо, Самеба и Богви. Известно также одно гидротермальное месторождение – Чхиквта.

Несмотря на приуроченность к различным элементам тектонической структуры, большинство месторождений очень однообразны и близки между собой по условиям образования.

Уже упоминалось, что описываемый рудный район располагается в пределах двух структурно-тектонических зон. Первая из них Аджаро-

Позднемеловые палеогеновые вулканогенно-осадочные породы

Аджаро-Триалетская зона		Артвино-Болнисская зона	
Средний эоцен	Свита массивных и плотных туфобрекчий субщелочного состава	Мел–палеоген	Пирокластические породы, чаще всего псаммитовые литокластические туфы, пелитовые кристаллокластические туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, мергели, известняки, глины
Палеоцен–нижний эоцен	Свита слоистых мелкообломочных вулканопластических пород субщелочного состава		
Кампанский–датский ярусы	Породы флишевой фации – дациты и туфы		
Аптский–сантонский ярусы	Порфириты авгит- и рогово-обманково-андезитовые, туфы и туффиты, известняки; известковистые туфы		

Триалетская возникла на месте геосинклинали, зародившейся в позднем мелу. В ней происходило накопление мощных вулканогенно-осадочных комплексов, включающих вулканогенные отложения позднего мела и палеогена, а также флишевые и карбонатные породы конца позднего мела–раннего эоцена. В позднем эоцене произошли складчатость и внедрение магм основного и среднего состава. Позднее – в миоцене, геосинклиналь перестала существовать и превратилась в крупный синклинорий, вытянутый в субширотном направлении от побережья Черного моря на западе до долины р. Иори на востоке. Марганцевые месторождения связаны с отложениями позднего мела и среднего эоцена зоны.

В отличие от этого, Артвино-Болнисская зона представляет собой геоантиклиналь, сформированную во время каледонского этапа складчатости. В более позднее время, в юре, она испытала погружения и явилась областью проявления активного вулканизма и интрузивного, гранитоидного магматизма. В позднем мелу начался новый этап проявления эффузивной деятельности, отложение пирокластических образований, чередующихся с флишем и карбонатными породами. С этим этапом связываются марганцевые месторождения.

Как видно из рассмотрения изложенного материала, вулканогенно-осадочные марганцевые месторождения связаны в пределах Тетрицкаройского района с двумя зонами, различными по особенностям своего геологического состава и геологической истории. Можно полагать, что сходство марганцевых месторождений обусловлено сходством вулканогенно-осадочных пород, отложившихся в пределах района на последнем, мел–палеогеновом этапе его развития. Существенные различия в палеозойской и раннемезозойской истории региона, равно как и особенности консолидации верхней части земной коры в Аджаро-Триалетской и Арт-

вино-Болнисской зонах, не отразились на процессах марганцевого рудообразования.

Для сравнения материала по месторождениям Тетрицкаройского района и в целях более полной характеристики вулканогенно-осадочного марганцевого рудообразования Закавказья приведем сведения по некоторым месторождениям Армении, основываясь на литературных данных.

Краткие описания Сваранцского и Кармрашанского месторождений, находящихся на территории Армянской ССР, составлены по материалу, опубликованному П.Ф. Андрущенко с соавторами [1].

Сваранцское месторождение располагается на северо-западном и частично на южном склонах Бархучатского хребта. Оно связывается с комплексом вулканогенно-осадочных пород, представленных песчаниками, туфопесчаниками и туфобрекчиями, порфиритами, известняками и другими породами. Все эти образования чередуются в разрезах, постоянно выклиниваются, часто меняют свой состав и основные особенности. Толща вулканогенно-осадочных пород достигает значительной мощности и имеет меловой возраст. Сваранцское месторождение приурочено к той части разреза вулканогенно-осадочных образований, которая относится к сантонскому ярусу верхнего мела.

Марганцевые руды представляют собой пластообразные тела и зачастую обладают хорошо сохранившейся полосчатой и слоистой текстурой. Большой интерес представляют органогенные текстуры, возникшие в результате замещения рудным веществом скорлупок радиолярий и фораминифер. По минеральному составу выделяются: манганит-браунитовые, браунитовые, родохрозит-родонитовые и родохрозит-браунитовые руды.

П.Ф. Андрущенко с соавторами приписывает Сваранцскому месторождению вулканогенно-осадочное происхождение. Заслуживает внимания интенсивное развитие процессов метаморфизма, существенным образом изменивших первоначальный состав руд. Первичные разновидности руд формировались в условиях морского водоема вблизи подводных вулканических аппаратов.

Кармрашанское месторождение находится в Азизбековском районе Армянской ССР. Оруденение приурочено здесь к толще морских вулканогенно-осадочных образований и эффузивов палеогенового возраста. Среди них преобладают различные пирокластические породы, быстро меняющие свой состав в вертикальном разрезе и по простиранию. Наиболее распространены туфы порфиритового состава, туффиты, туфобрекчии, переслаивающиеся с потоками авгитовых и лабрадоритовых порфиров и андезитов. В подчиненном количестве находятся залежи известняков.

Оруденение приурочено к пласту пеплового кристаллокластического туфа, а также к кремнистым и кремнисто-карбонатным туффитам. Руды представлены первично-окисными (метаморфизованными) и окисленными разностями. К первой из них относятся гаусманит-браунитовые и манганит-браунитовые руды, местами с реликтами карбонатов марганца. Ко второй – окисленные руды, сложенные бариевым псиломеланом и криптомеланом, и содержащие небольшое количество пиролюзита, тодорокита и гидроокислов железа.

Для сравнения с Кармрашанским месторождением интересно упомянуть Мартиросовское рудопроявление, которое расположено неподалеку, но в непосредственной близости от древнего вулканического очага. Руды Мартиросовского проявления приурочены непосредственно к телам андезитовых лав и туфобрекчиям. При сопоставлении Кармрашанского месторождения с Мартиросовским рудопроявлением вновь обращает на себя внимание обратная зависимость, существующая между интенсивностью вулканизма и марганцевым рудообразованием.

Рассмотренные выше месторождения относятся к широкому интервалу по времени, начиная от венда (Порожинское месторождение) и кончая эоценом (месторождения Тетрицкаройского района), и приурочены к различным структурным элементам земной коры. Сопоставление их между собой позволяет сделать некоторые выводы общего характера.

1. Все описываемые месторождения тяготеют к определенным этапам развития геосинклиналей; особенно отчетливо проявляется связь марганцевых месторождений с орогенным и заключительным этапами образования складчатых областей.

2. Большинство марганцевых месторождений обнаруживает четко выраженную связь со стабилизированными в тектоническом отношении областями; в частности, с областями ранней консолидации земной коры (месторождения: Жаксы-Котр, Джездинской группы и Тетрицкаройского района) и с наложенными мульдами (месторождения Ушкатынской группы и Порожное).

3. Наиболее крупные месторождения связываются с поздними этапами вулканической активности, тогда как для ранних этапов характерно появление многих, но, как правило, мелких месторождений и проявлений марганцевых руд.

4. Большинство описанных месторождений имеет вулканогенно-осадочное происхождение, причем эти месторождения формировались на разных этапах геологической истории фанерозоя; из этого следует, что вулканогенно-осадочное марганцевое рудообразование могло проявляться вне зависимости от геологического времени – от позднего докембрия и, вероятно, вплоть до наших дней.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андрущенко П.Ф., Суслов А.Т., Борисовский С.Е.* Марганцевое оруденение в вулканогенно-осадочных толщах мелового и третичного возраста юго-восточной части Армянской ССР. – В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980.
2. *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван: Айпетрат, 1958.
3. *Голубовский В.А., Зайцев Ю.А., Петренко А.З.* Новые данные по стратиграфии девона Джезказган-Улутавского района. – В кн.: Материалы по геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971, т. 10.
4. *Калинин В.В.* Джездинский тип марганцевых и железо-марганцевых месторождений западной части Центрального Казахстана. – В кн.: Марганцевые месторождения складчатых областей СССР. М.: Наука, 1978.
5. *Калинин В.В.* О некоторых особенностях образования месторождений Джездинского типа. – В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980.
6. *Магакьян И.Г.* Типы рудных провинций и рудных формаций СССР. М.: Недра, 1969.
7. *Мкртчьян А.К., Цыкин Р.А., Усталов В.В.* Марганцевые отложения и марганцевые руды восточной части

Алтае-Саянской горной области и Енисейского Кряжа. – Геология руд. месторождений, 1979, № 5.

8. *Рожнов А.А., Бузмаков Е.И., Середа В.Я.* и др. Новые данные о геологическом строении железо-марганцевых месторождений Атасуйского района. – В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям. М.: Наука, 1980.
9. *Пафенгольц К.Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван: Изд-во АрмССР, 1959.
10. *Сапожников Д.Г.* Караджальское железо-марганцевое месторождение. – Тр. ИГЕМ АН СССР, 1963, вып. 89.
11. *Сапожников Д.Г.* Эволюция марганцевого рудообразования в областях складчатого обрамления плит. – В кн.: Новые данные по марганцевым месторождениям СССР. М.: Наука, 1980.
12. *Смольянинова В.Н.* Характер распределения марганцевой минерализации на месторождении Жаксы–Котр. – Геология руд. месторождений, 1977, № 6.
13. *Твалчрелидзе Г.А.* Опыт систематики эндогенных месторождений. М.: Недра, 1966.
14. *Чухров Ф.В.* Рудные месторождения Дзезказган-Улутавского района. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940.

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

К ст. В.В. Калинина

Таблица I. Текстуры руд

а – браунитовая руда слоистой текстуры; полир. шлиф, отраж. свет; натур. вел.; *б* – слоистые браунитовые руды; переслаивание линз и прослоев браунита (светло-серое) с волнисто-слоистыми кремнисто-карбонатными прослоями (темно-серое); полир. штуф; натур. вел.; *в* – гаусманитовая руда слоистой текстуры; переслаивание гаусманитовых прослоев (серые) с омарганцованными карбонатными образованиями (темно-серые); послойные прожилки родонита (светло-серые); полир. штуф; натур. вел.; *г* – слоистая якобситовая руда; полир. штуф; натур. вел.

Таблица II. Текстуры руд

а – гематит-якобситовая руда; верхние 2/3 части – якобситовые прослои; нижняя 1/3 часть – переслаивание гематитовых и яшмовидных прослоев; полир. штуф; натур. вел.; *б* – окисленная марганцевая руда с реликтовой слоистостью; полир. штуф; натур. вел.; *в* – гематитовые руды слоистой текстуры (светло-серое) с обломками яшм (темно-серое); полир. штуф; натур. вел.; *г* – прожилки и спорадически рассеянные зерна галенита в известняке; полир. штуф; натур. вел.

Таблица III. Структуры замещения

а – метакристаллы браунита в кальцитовой массе; прозр. шлиф; увел 150; *б* – миароловая пустотка, выполненная кальцитом в браунитовых рудах; полир. шлиф; увел. 70; без анализатора; *в* – замещение криптомелановой массы, покрытой трещинками (серый, левая часть снимка), браунитом (светло-серое, правая часть снимка); полир. шлиф; увел. 50

Таблица IV. Структуры замещения

а – псевдоморфозы браунита по первичным игольчатым образованиям минерала из группы криптомелана; полир. шлиф; увел. 125; *б* – реликты колломорфных текстур в браунитовых рудах; полир. шлиф; увел. 80; без анализатора; *в* – реликты колломорфных текстур в гаусманитовых рудах; полир. шлиф; увел. 80; с анализатором; *г* – разъедание силикатами марганца браунит-гаусманитовых руд; полир. шлиф; увел. 100; *д* – развитие магнетита по железосодержащему карбонату; полир. шлиф; увел. 100; *е* – замещение манганитом (серое) агрегатов браунита (светло-серое) и выполнение в ассоциации с карбонатом (темно-серое) секущих трещинок; полир. шлиф; увел. 80

К ст. В.Н. Смольяниновой

Таблица I. Характер выделения рудообразующих минералов

а – оруденелый конгломерат с цементом коронадит-голландитового состава (белое); месторождение Жаксы-Котр; полир. шлиф; увел. 40; без анализатора; *б* – прожилок, выполненный в центре браунитом II (темно-серое), в зальбандах – минералами группы криптомелана (белое); месторождение Жаксы-Котр, полир.

штуф; натур. вел.; *в* – пустотка, выполненная в центре браунитом II (темно-серое), а по периферии – минералами группы криптомелана (светло-серое); месторождение Жаксы-Котр; полир. шлиф, увел. 50; без анализатора; *г* – две генерации браунита: *1* – браунит I, *2* – браунит II; белое – минералы группы криптомелана; месторождение Джезды; полир. шлиф, увел. 40, без анализатора

К ст. П.Ф.Андрущенко

Таблица II. Характер распределения железа в брауните; данные получены на микроанализаторе "CAMECA MS-46"

а – распределение железа в центре браунитового прожилка; *б, в* – распределение железа на контакте браунита с коронадитом; *г–е* – картины исследуемых участков в поглощенных электронах; *1* – браунит, *2* – коронадит

Таблица I. Реликтовые первичные текстуры марганцевых руд месторождений Тетрицкаройского рудного района

а – цементационная микротекстура оруденелой туфобрекчии; обломки зерен кварца (темное), дацита (светло-серое) и биотита; по спайности замещенные гидроокислами марганца, сцементированные криптомеланом; месторождение Богви; полир. шлиф; увел. 50; *б* – цементационная текстура кремнисто-пиролюзитовой руды; темные угловатые обломки – кварц, сцементированный окислами марганца рамсделлито-пиролюзитового состава; месторождение Самшвильдо; полир. шлиф; увел. 70; *в* – брекчиевидная текстура кремнисто-манганит-пиролюзитовой руды; серые зерна – кварц; тонкокристаллическая цементирующая масса пиролюзито-манганитового состава; крупнокристаллический пиролюзит выполняет пустоты; месторождение Самеба; полир. шлиф; увел. 165; *г* – прожилок кремнисто-неотокитового состава микробрекчиевидной текстуры; кластический материал состоит из угловатых обломков вмещающей манганит-пиролюзитовой руды (белое); месторождение Чхиквта; полир. шлиф; увел. 125

Таблица II. Кремнисто-неотокит-манганитовая руда ритмически-полосчатой текстуры; месторождение Чхиквта

а – в верхней части снимка слой тодорокит-манганитового состава натечно-скорлуповатой метаколлоидной текстуры; уменьшено в 2 раза; *б* – скопление глобуль неотокита (темное) среди кристаллически-зернистого манганита; полир. шлиф из участка "А"; увел. 15; *в* – неотокит-кремнисто-манганитовая руда трещинно-полигональной текстуры; основное темное поле – кремнистое вещество, мелкие белые кристаллики в нем – манганит, выполняющий также трещинки усыхания; полир. шлиф, приготовленный из среза параллельного напластованию рудного слоя; увел. 9; *г* – шлиф приготовлен из среза перпендикулярного напластованию рудного слоя; увел. 22; *д* – деталь снимка *в*; увел. 22; *е* – деталь снимка *д*; увел. 250; трещины выполнены более поздним манганитом аллотриоморфно-зернистого строения.

Таблица III. Различные текстуры марганцевых руд из зоны окисления месторождения Чхиквта; полир. шлиф

а – ритмически-метаколлоидная текстура руды пиролюзит-криптомеланового состава; светлые полосы – криптомелан, темно-серые и черные – тонкокристаллическая и сажистая разновидности пиролюзита; обр. 400[а]; увел. 150; *б* – метаколлоидная текстура окисленной манганит–пиролюзитовой руды; светлые полосы – кристаллически-зернистый пиролюзит, возникший в результате окисления манганита; серые полосы – криптомелан, темные участки и отдельные полосы – сажистая разновидность пиролюзита; обр. 428; увел. 160; *в* – метаколлоидная текстура кремнисто-манганит-пиролюзитовой руды; почковидные образования сложены сажистой разновидностью пиролюзита (черное) и оторочены более крупными его же кристалликами клиновидной формы с реликтами зерен манганита; серое – опалово-халцедоновое вещество, выполняющее межпочковидные пространства; обр. 417; увел. 125

Таблица IV. Различные структуры манганито-браунитовой руды

а – руда тонкодисперсного строения с реликтовой колломорфной структурой с трещинами дегидратации; глобули родохрозита (темно-серое) окаймлены агрегатом кристаллических зерен манганита радиально-лучистого строения; трещины выполнены родонитом и кварцем; месторождение Чхиквта; полир. шлиф; увел. 100; *б* – руда метаколлоидного строения, пересечена более поздними прожилками неотокит-браунитового состава; раковина фораминиферы выполнена кристаллически-зернистым манганитом; месторождение Чхиквта; полир. шлиф при двух николях; увел. 100; *в* – полуокисленная кремнисто-манганитовая руда; пиролюзит (белое), развивается за счет манганита; месторождение Самшвильдо; полир. шлиф; увел. 250; *г* – почковидные образования браунит-родохрозитового состава; браунит аллотриоморфно-зернистого строения (светлые зоны); средняя и наружная зоны почек – тонкокристаллический манганокальцит и родохрозит (серое); межпочковидные пространства выполнены кремнисто-глинистым веществом; месторождение Самеба; полир. шлиф; увел. 200; *д* – тонкодисперсный браунит разбит трещинами усыхания с обособленными агрегатами кристаллически-зернистого манганита, частично замещенного пиролюзитом; месторождение Чхиквта; полир. шлиф; увел. 100; *е* – скопления глобуль неотокита (черное) среди тонкокристаллической массы кремнисто-манганит-браунитового состава метаморфогенного происхождения на контакте с прожилком браунита; белый крупный метакристалл – пиролюзит с реликтами манганита; месторождение Чхиквта; полир. шлиф; увел. 100

Таблица V. Электронно-микроскопическое изображение тонкодисперсного браунита (*а*), его электронограммы (*б* и *в*) и внутреннее строение, изученное в сканирующем электронном микроскопе; *г* – трубчатое мембранное строение; увел. 600; *д* – участок сравнительно хорошо окристаллизованного минерала с заметной октаэдрической структурой; увел. 600; *е* – пластинчатая форма зерен с неровными очертаниями; увел. 6000; *ж* – ступенчатая кристаллическая структура зерен браунита среди пластинчатого неотокита (светлые участки в правом верхнем и левом нижнем углах); увел. 6000

Таблица VI. Распределение некоторых элементов в тонкодисперсном брауните: *а* и *е* – картины в поглощенных электронах исследуемых участков полированных шлифов; рентгеновские изображения в лучах: *б* и *ж* – Mn; *в* и *з* – Si; *г* и *и* – Ca; *д* – K

Таблица VII. Полуокисленная руда тодорокитового состава

а – прослой тодорокита ритмически-сферолитового строения, в значительной степени замещен пиролюзитом (светлое); тонкий горизонтальный прожилок в средней части снимка – пиролюзит, темная параллельная полоска – неотокит; месторождение Чхиквта; приполированная поверхность штуфа; натур. вел; распределение некоторых элементов в тодороките перистого строения: *б* – картина в поглощенных электронах исследуемого участка; рентгеновские изображения в лучах: *в* – Mn; *г* – Ca; *д* – Si

Таблица VIII. Микродифракционные картины, полученные от отдельных пластинок тодорокита, снятые в электронном микроскопе

а, б – пластинчатые сростки; увел. 700; *в, г* – микродифракционные картины

Таблица IX. Некоторые структуры полуокисленных тодорокит-браунит-манганитовых руд

а – пиролюзит колломорфного строения; светлые зоны – кристаллическая его разность, темные – сажистая разновидность; светлые зоны с заметным игольчатым

строением – реликты тодорокита; месторождение Чхиквта; полир. шлиф; увел. 100; *б* – метаколлоидные образования кристаллически-зернистого пиролюзита, возникшего в зоне гипергенеза за счет манганита; месторожение Тетри-Цкаро; полир. шлиф; увел. 100; *в* – прожилок гипогенного пиролюзита крупнокристаллического строения среди тонкокристаллической его разности гипергенного происхождения; месторождение Чхиквта; полир. шлиф; увел. 100; *г* – агрегаты крупнокристаллической разности пиролюзита среди криптомелана корневидного строения и кремнисто-глинистого вещества (черное), месторождение Алгети, полир. шлиф; увел. 100

К ст. В.В.Калинина

Текстуры и структуры марганцевых руд

а – прожилки крупнокристаллического пиролюзита среди тонкозернистой пиролюзитовой массы; полир. шлиф; с анализатором; увел. 100; *б* – прожилки крупнокристаллического пиролюзита в тонкокристаллической криптомелановой массе; полир. шлиф; увел. 56; *в* – крупнокристаллический манганит с реликтами метаколлоидной текстуры; полир. шлиф; с анализатором; увел. 100; *г* – мелкокристаллический пиролюзит-криптомелановый и крупнокристаллический манганитовый прожилки в криптокристаллической криптомелановой массе; полир. шлиф; с анализатором; увел. 100

СОДЕРЖАНИЕ

В.В. Калинин. КОМПЛЕКСНЫЕ ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ И ЦИНК-СВИНЕЦ-БАРИТОВЫЕ РУДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УШКАТЫНСКОЙ ГРУППЫ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) 5

В.Н. Смольянинова. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ МАРГАНЦЕВЫХ И ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДЖЕЗКАЗГАН-УЛУТАУСКОГО РАЙОНА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН 65

П.Ф. Андрущенко, А.Т. Суслов, Н.В. Габашвили. МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТЕТРИЦКАРОЙСКОГО РУДНОГО РАЙОНА ЮЖНОЙ ГРУЗИИ . 115

В.В. Калинин. МАРГАНЦЕВОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ПОРОЖИНСКОЕ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) 172

Д.Г. Сапожников. О СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПРИУРОЧЕННОСТИ МАРГАНЦЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ 180

ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ 192

УДК 553.32 (44) :553.689.2

В.В. Калинин. **Комплексные железо-марганцевые и цинк-свинец-баритовые руды месторождений Ушкатынской группы (Центральный Казахстан).** – В кн.: Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения (Центральный Казахстан, Малый Кавказ и Енисейский кряж). М.: Наука, 1985 г.

Комплексные Fe–Mn и Zn–Pb-баритовые месторождения Ушкатынской группы относятся к типу стратиформных. Руды метаморфизованы с образованием окислов Mn и Fe, а также резко подчиненных количеств силикатов и карбонатов марганца; позднее на эти руды была наложена гидротермальная сульфидно-сульфатная минерализация; заканчивается формирование месторождений развитием мощной зоны богатых окисленных руд.
Ил. 19. Табл. 22. Библиогр. 38 назв.

УДК 553.32

В.Н. Смольянинова. **Геологическое строение и вещественный состав верхнедевонских марганцевых и железо-марганцевых месторождений Джезказган-Улутауского района (Центральный Казахстан).** – В кн.: Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения (Центральный Казахстан, Малый Кавказ и Енисейский кряж). М.: Наука, 1985 г.

Дано описание месторождений джездинского, найзатасского и каратасского типов; приведена краткая характеристика геологического строения района и рудных полей, условий залегания рудных залежей; рассмотрены типы руд, их текстурно-структурные особенности, минеральный состав, выявлено геохимическое сходство рудных образований найзатасского и каратасского типов, выразившееся в повышенной концентрации в них железа, цинка и бериллия по сравнению с рудами месторождений джездинского типа.
Ил. 13. Табл. 21. Библиогр. 38 назв.

УДК 553.22

П.Ф. Андрущенко, А.Т. Суслов, Н.В. Габашвили. **Марганцевые месторождения Тетрицкаройского рудного района Южной Грузии.** – В кн.: Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения (Центральный Казахстан, Малый Кавказ и Енисейский кряж). М.: Наука, 1985 г.

Рассмотрены особенности геологического строения вулканогенно-осадочных формаций Аджаро-Триалетской зоны и Артвино-Болинской (Сомхитской) глыбы, относящихся к Альпийской геосинклинали Малого Кавказа, к которым приурочены марганцевые месторождения и рудопроявления исследованного рудного района; охарактеризованы текстурно-структурные особенности марганцевых руд; установлены ассоциации минералов, характеризующие процессы осадкообразования, диагенеза и интенсивно проявленных процессов метаморфизма.
Ил. 18. Табл. 15. Библиогр. 40 назв.

УДК 553.32

В.В. Калинин. **Марганцевое месторождение Порожинское (Енисейский кряж).** – В кн.: Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения (Центральный Казахстан, Малый Кавказ и Енисейский кряж). М.: Наука, 1985 г.

Месторождение приурочено к восточной части Вороговского прогиба, выполненного комплексом осадочных и вулканогенно-осадочных верхнерифейско–кембрийских отложений; руды слагают пластовые и линзообразные тела, залегающие на четырех стратиграфических горизонтах. Выделяются руды двух типов: 1) первичные рудные накопления, представленные главным образом карбонатами марганца и резко подчиненными количествами манганита, и 2) вторичные руды, сложенные пиролюзитом, криптомеланом,

тодорокитом и другими гидроокислами марганца; в заключение обсуждается возможность вулканогенно-осадочного генезиса месторождения.
Ил. 6.

УДК 553.32.

Г.Д. Сапожников. **О структурно-тектонической приуроченности марганцевых месторождений.** – В кн.: Вулканогенно-осадочные и гидротермальные марганцевые месторождения (Центральный Казахстан, Малый Кавказ и Енисейский кряж). М.: Наука, 1985 г.

Специфика процесса марганцевого рудообразования в пределах определенных регионов или провинций, изменение состава рудных накоплений в ходе формирования марганцевых месторождений с несомненностью зависят от тектонического развития земной коры; возникновение марганцевых месторождений связано с определенными этапами геосинклинального развития, а также с областями стабилизации; вулканогенно-осадочные месторождения характеризуются многократностью или прерывистостью рудного процесса.
Библиогр. 14 назв.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ
И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(Центральный Казахстан, Малый Кавказ
и Енисейский кряж)

Утверждено к печати
Ордена Трудового Красного Знамени
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии АН СССР

Редактор *Т.Б.Гришина*
Художник *А.А. Кущенко*
Художественный редактор *Л.В. Кабатова*
Технический редактор *М.К. Серегина*
Корректор *Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29228

Подписано к печати 28.01.85. Т – 00818. Формат 60 × 90 1/16
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,5 + 1,0 вкл. Усл.кр.-отт. 13,7. Уч.-изд.л. 17,1
Тираж 600 экз. Тип зак. 26. Цена 2р. 60 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати

Литохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений. 1985. 20 л. В пер. 3 р. 60 к.

В сборнике рассматриваются вопросы методики и техники литохимического опробования, обработки и обогащения литохимических проб. Особое внимание уделяется интерпретации результатов литохимических поисков по гипергенным ореолам рассеяния под углом зрения их адекватности первичным геохимическим ореолам, несущим максимальную информацию о скрытом и слепом оруденении; намечаются пути и перспективы развития методики и технического оснащения литохимических поисков таких месторождений.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга–почтой" "Академкнига"

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13
374001 Душанбе, проспект Ленина, 95
252030 Киев, ул. Ленина, 42
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2
197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7
117192 Москва, Мичуринский проспект, 12
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
450059 Уфа, ул. Р.Зорге, 10
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42
310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37

2 р. 60 к.

4365