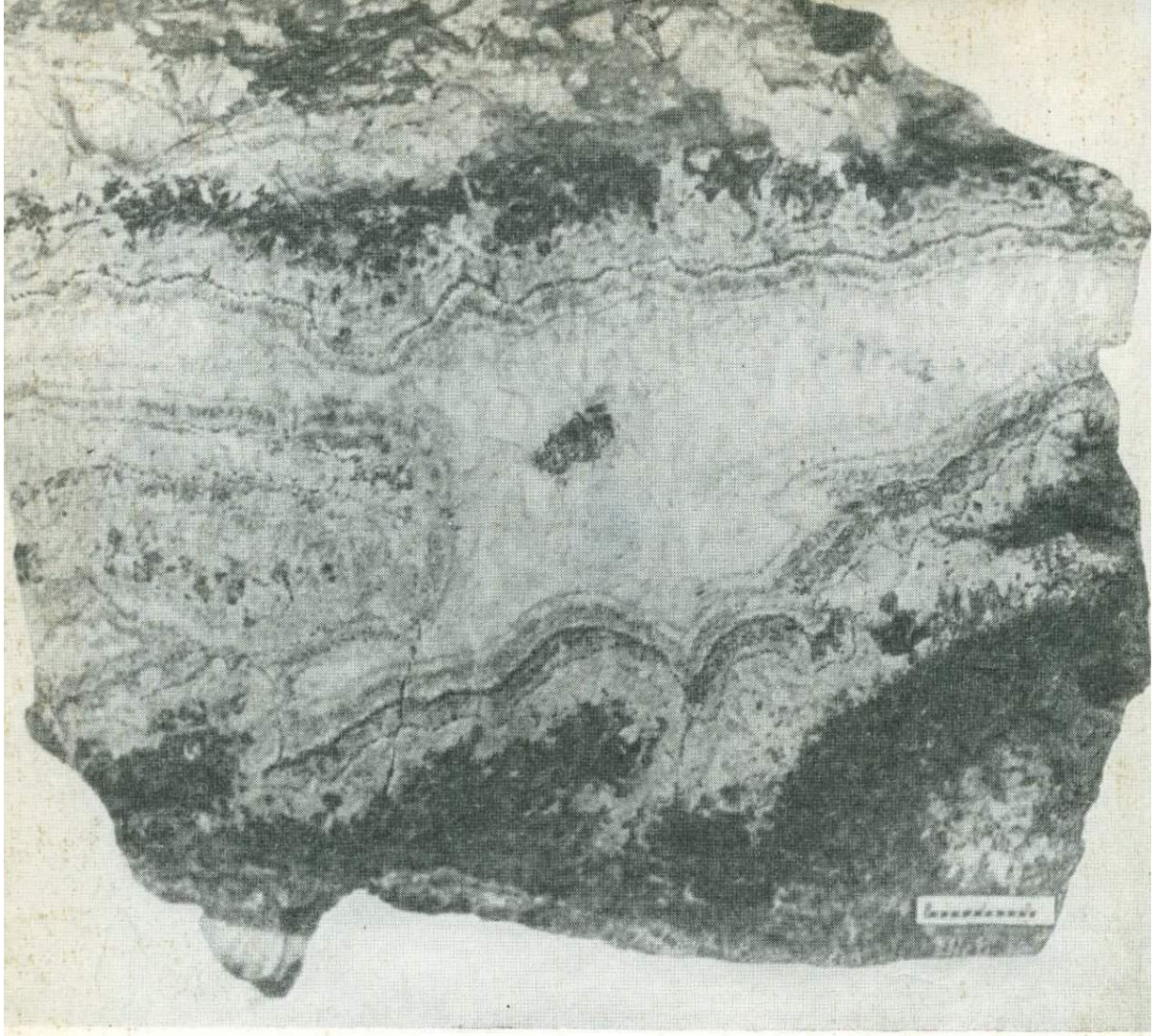
НАУКИ О ЗЕМЛЕ

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ США




ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР



Ore Deposits of the United States, 1933-1967

The Graton-Sales volume

John D. Ridge, editor

PUBLISHED BY
THE AMERICAN INSTITUTE OF MINING, METALLURGICAL
AND PETROLEUM ENGINEERS, INC.
NEW YORK 1968

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

553.41
Р83

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ США

Том I

Под редакцией
дж. РИДЖА

Издательство
«МИР»
Москва
1972

76



УДК 553.

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО

В. Н. Дубровского, Е. П. Малиновского и А. А. Пэка

ПОД РЕДАКЦИЕЙ И С ПРЕДИСЛОВИЕМ

акад. ***В. И. Смирнова***

Настоящее двухтомное издание — сводка огромного фактического материала по наиболее интересным в промышленном и генетическом отношении рудным месторождениям США. Содержащийся в книге материал представляет исключительный интерес для познания полезных ископаемых вообще и рудных месторождений США в частности. Для удобства советского читателя изменен порядок изложения материала; описание дано не по районам, а по полезным ископаемым. В том I вошли описания месторождений свинца, цинка, меди; в том II, который выйдет в 1973 г.,— остальных металлов. Особый интерес для советского читателя представляет изложение современных комплексных методов исследования рудных месторождений, применяемых американскими геологами.

Книга предназначена для геологов, занятых изучением и разведкой руд, а также для преподавателей геологических факультетов университетов и вузов.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Инд. 2-9-2; 2-9-3

ПРЕДИСЛОВИЕ

В 1933 г. в США была издана под редакцией Дж. Финча книга «Рудные месторождения Западных штатов». Она была посвящена известному американскому геологу В. Линдгрену и надолго завоевала популярность в мире исследователей рудных месторождений под названием «линдгреновского тома». В 1937 г. в несколько сокращенном виде эта книга вышла в СССР на русском языке под редакцией академика И. Ф. Григорьева.

С тех пор прошло более 30 лет: накопились новые факты, подверглись корректировке прежние данные и представления, возникли новые и обновленные идеи.

В связи с этим тот же Американский институт горных инженеров, который некогда выпустил «линдгреновский том», предпринял издание нового труда, охватывающего информацию о рудных месторождениях США в послелиндгреновский период — с 1933 по 1967 гг. Материалы по геологии рудных месторождений этой страны, накопленные за 34 года их разведки и эксплуатации, оказались столь обильными, что заняли два крупных тома в 1880 страниц, т. е. более 150 печатных листов. Этот огромный труд представляет коллективную монографию; к ее составлению было привлечено 140 человек, в том числе лидеры современной геологии рудных месторождений Америки. Общее редактирование выполнено известным американским геологом, профессором Пенсильванского университета Дж. Риджем. Двухтомник в целом может быть оценен как крупное научное произведение, особенно ценное обильным фактическим материалом по ряду важнейших рудных месторождений США. Он посвящен двум ярким представителям геологов-рудников этой страны — Л. К. Грейтону и Р. Г. Сейлису, очерком творческой биографии которых открывается рассматриваемый труд.

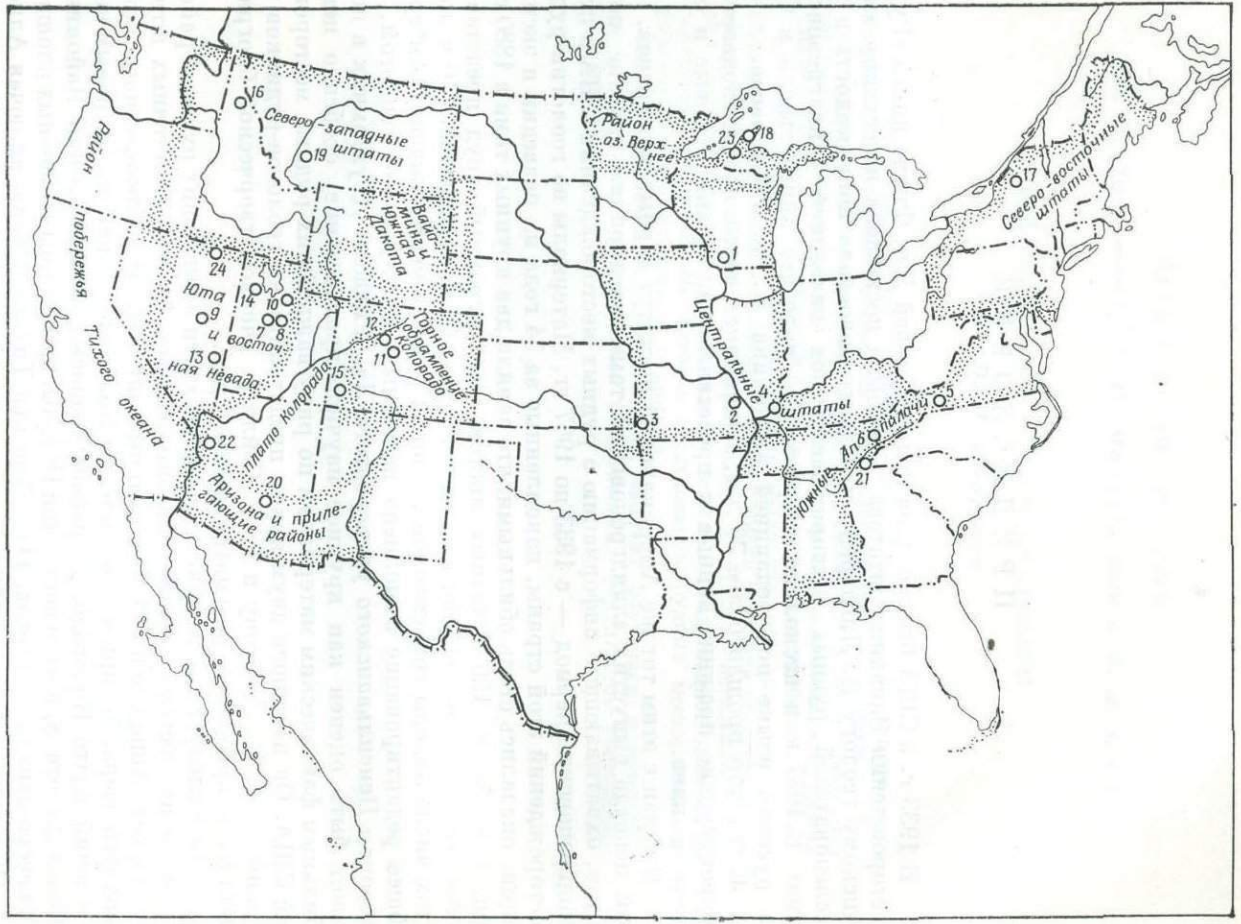
Далее следует характеристика одиннадцати важнейших рудных районов страны и их месторождений. Описаны районы: 1) северо-восточных штатов, 2) Южных Аппалачей, 3) центральных штатов, 4) железорудного района Верхнего озера, 5) горного обрамления Колорадо, 6) района урановых месторождений плато Колорадо, 7) района урановых месторождений Вайоминг — Южная Дакота, 8) Юты и восточной Невады, 9) Аризоны и смежных площадей, 10) северо-западных штатов, 11) побережья Тихого океана, включая Аляску.

Описание рудных районов исполнено примерно по единому плану. Вначале приведены краткие исторические сведения по геологическим исследованиям, открытию месторождений, их эксплуатации, а также статистические данные о горной промышленности. Затем, также кратко, освещена геология района — его стратиграфия, тектоника. Вслед за этим для некоторых районов приведены данные, касающиеся характерных форм рудных тел, стратиграфического и тектонического контроля в их распространении, минерального состава руд и представлений о генезисе месторождений.

Главное место занимает описание отдельных месторождений, известных в рудном районе. Оно содержит новейшие данные по геологии классических месторождений США и поэтому представляет основную ценность книги. Характеристика отдельных месторождений, так же как и описание рудных районов, выполнена примерно по единой схеме. После исторической и географической информации сообщаются сведения о породах, слагающих пло-

Горнорудные районы и отдельные месторождения, рассмотренные в книге «Рудные месторождения США», том I.

Цифрами обозначено местоположение месторождений: *1* — Верхнемиссисипская долина; *2* — юго-восточная часть штата Миссури; *3* — район Три-Стейт; *4* — Рудный район Иллинойс—Кентукки; *5* — Остинвилл — Айванхо; *6* — Маскот — Джефферсон-Сити; *7* — Центральный Тинтик; *8* — Восточный Тинтик; *9* — Юрика; *10* — Парк-Сити; *11* — Ледвилл; *12* — Гилмен; *13* — Пиоч; *14* — Бингем; *15* — западная часть гор Сан-Хуан; *16* — Кер-д'Ален; *17* — Балмат — Эдуардс; *18* — месторождения самородной меди штата Мичиган; *19* — Бьютт; *20* — Магма; *21* — Дактаун; *22* — Минерал-Парк; *23* — Уайт-Пайн; *24* — Маунтин-Сити.



щадь месторождений, и об ее геологической структуре. Далее описывается морфология рудных тел, их состав, контроль локализации руд геологическими факторами и высказываются соображения о генезисе. Описание каждого района и месторождения сопровождается избранной библиографией, представляющей самостоятельную ценность как источник новейшей информации о геологии руд этой страны. Хотя характеристика рудных районов и месторождений выполнена по более или менее единой программе, глубина ее и содержательность в зависимости от уровня квалификации авторов, их вкусов и интересов достаточно различны. Некоторые месторождения описаны весьма полноценно, другие — более поверхностно. Тем не менее по всем значительным месторождениям США можно получить достаточно исчерпывающие сведения.

Было бы неправильно думать, что рассматриваемый труд представляет интерес в основном как источник описательной информации о важнейших рудных месторождениях США. Хотя он и составлен действительно с этой главной целью, в нем содержатся обильные данные по разным общим и частным сторонам рудообразования. При внимательном анализе обширного материала можно почерпнуть ценные сведения о структурах рудных полей и месторождений, стратиграфическом и литологическом контроле рудообразования, связи его с магматизмом вообще и с магматическими дайками в особенности, минеральных парагенезисах руд и стадиях рудообразования, первичной и вторичной зональности, гидротермальном метаморфизме рудоносных пород, об источниках рудообразующих веществ и т. д. Двухтомник содержит также ценные статистические данные о развитии добычи руд и металлов и об их запасах.

Кроме того, в конце второго тома помещены две теоретические статьи. Одна из них принадлежит перу Л. Грейтона; в ней анализируется состояние линдгреновской классификации рудных месторождений пятьдесят лет спустя после ее первой публикации. Эта статья подготовлена Л. Грейтоном в 1956 г. к XX сессии Международного геологического конгресса, но осталась неопубликованной. Автор считает, что классификация Линдгрена выдержала испытание временем и по-прежнему служит основой для геологического изучения рудных месторождений. Вторая статья написана редактором двухтомника Риджем и посвящена анализу эволюции взглядов на генезис рудных месторождений в период с 1933 по 1967 гг. В сущности она представляет сжатый реферат взглядов нескольких десятков ученых, выступавших со своими (частными или общими) представлениями о происхождении минеральных месторождений. Обзор начинается с концепции Боуэна 1933 г., охватывает высказывания Феннера, Росса, Шеллера, Горансона, Грейтона, Гаррелса, Салливана, Камерона, Джонса, Лавринга, Риджа, Фишера, Бэтмана, Шнейдерхена, Мак-Кинстри, Холланда, Бернса, Каллеруда, Борхерта, Гордона, Краускопфа, Данема, Гарлика, Амштутца, Дэвидсона, Брауна, Хейнриха и других геологов, а заканчивается концепцией Уайта 1967 года о связи рудообразования с горячими минеральными источниками.

При ознакомлении с теоретическими разделами книги нельзя не отметить отчетливо выраженного вкуса ее авторов к магматогенному генезису рудных месторождений с тщательным подбором фактов, свидетельствующих об эпигенетичном характере руд.

Дословный перевод громоздкого двухтомника на русский язык не представлялся оправданным. Как уже указывалось, описание рудных месторождений США выполнено в подлиннике порайонно, причем для каждого района подряд описаны месторождения различных металлов. Между тем советских читателей в первую очередь интересует сравнительная характеристика месторождений отдельных металлов — железа, меди, свинца и цинка, молибдена, ртути, золота, урана и др. Поэтому при подготовке издания на русском языке была произведена перегруппировка материала с объеди-

нением в отдельные главы описаний месторождений каждого металла. Пришлось отказаться от перевода характеристики геологии рудных районов, сократить описание исторических, географических и других общих сведений, пожертвовать некоторыми иллюстрациями и исключить описание некоторых несущественных месторождений. Краткие сведения о месторасположении месторождений и истории добычи, предпосланные каждому очерку, представляют резюме вводных разделов очерков, составленные переводчиками.

В такой более компактной форме русский перевод, сохраняя самые ценные сведения оригинала, передает их в виде, наиболее удобном для восприятия нашими читателями. Размещая материал по главам, характеризующим месторождения отдельных металлов, мы стремились сгруппировать его таким образом, чтобы сходные по условиям образования месторождения располагались по соседству, а переход от одной группы к другой создавал представление о полном генетическом ряде месторождений отдельных металлов США.

Русский перевод американского издания выходит в двух томах. Первый том содержит описание месторождений свинца, цинка и меди. Во второй том включены материалы по месторождениям остальных металлов (он выйдет в 1973 г.).

В. Смирнов

Часть I

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА

1

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ ВЕРХНЕМИССИСИПСКОЙ ДОЛИНЫ

А. В. Хейл

Район Верхнемиссисипской долины, располагающийся на стыке трех штатов — Висконсин, Иллинойс и Айова,— занимает ведущее место в добыче цинковых руд США. В больших количествах здесь добываются также свинцовые руды; попутно извлекаются барит и пирит. Площадь рудоносного района составляет примерно 4000 кв. миль. Общее производство цинка за период 1860—1964 гг. составило около 1,5 млн. т, свинца — около 800 тыс. т.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

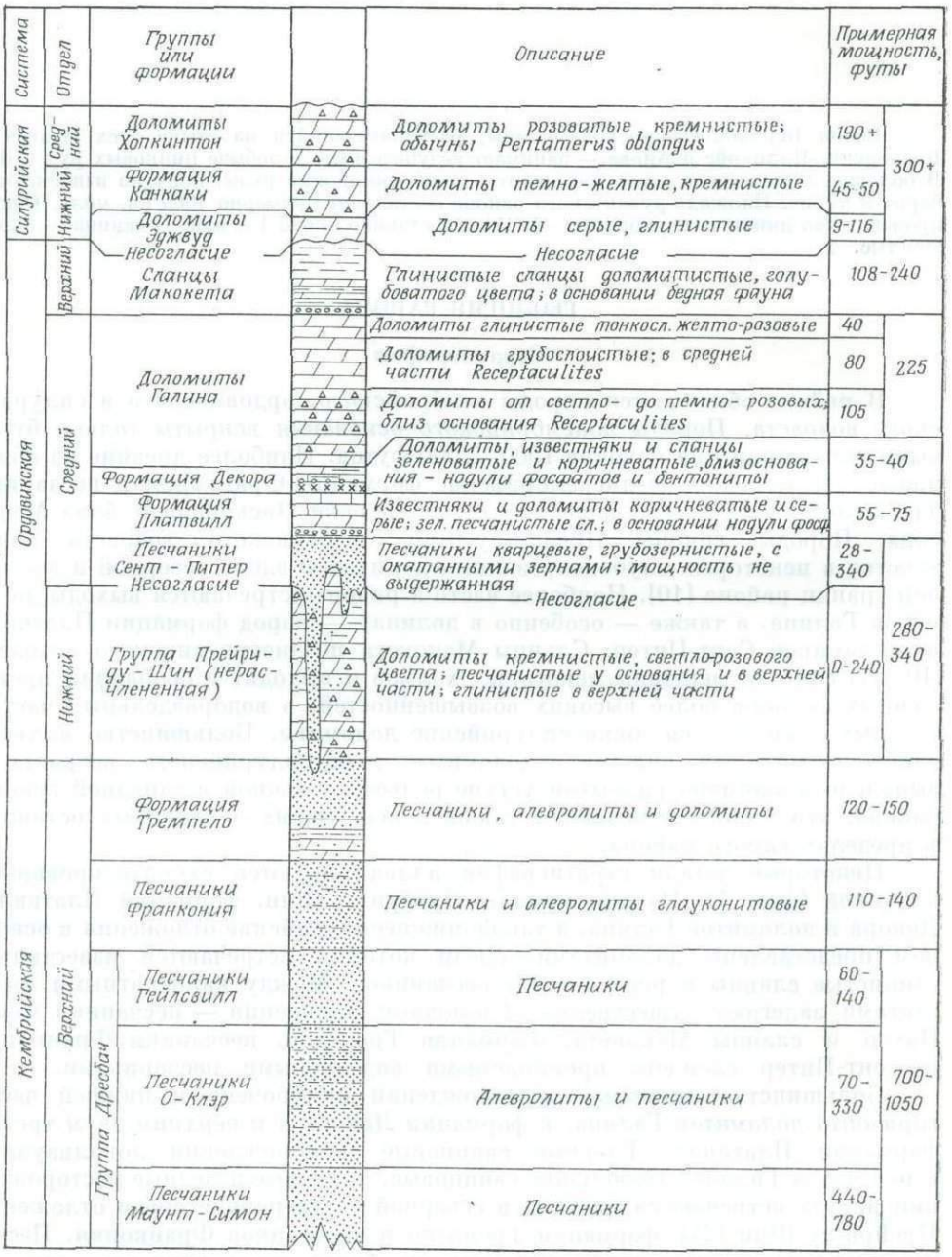
Стратиграфия

В районе обнажаются породы кембрийского, ордовикского и силурийского возраста. Породы докембрийского основания вскрыты только буровыми скважинами на глубине 1500—2000 футов. Наиболее древние из обнажающихся пород — позднекембрийские формация Франкония и песчаники Тремпело — выходят на поверхность вдоль реки Висконсин и близ Мадисона. Породы группы Прейри-ду-Шин ордовикского возраста обнажаются в некоторых глубоковрезанных долинах и вдоль северной и восточной границ района [10]. Наиболее часто в районе встречаются выходы доломитов Галина, а также — особенно в долинах — пород формации Платвилл и песчаников Сент-Питер. Сланцы Макокета позднеордовикского возраста [10, 11] слагают вершины некоторых холмов и выходят в основании протяженных склонов более высоких возвышенностей, в водораздельных частях которых сохраняются нижнесилурийские доломиты. Большинство выходов наиболее молодых пластов — доломитов раннесилурийского возраста — выявлено в частично размытом уступе рельефа у южной и западной границ района; эти пласты отмечаются также в нескольких эрозионных останцах в пределах самого района.

Некоторые детали стратиграфии иллюстрируются схематизированной колонкой (фиг. 1). Породы группы Прейри-ду-Шин, формаций Платвилл, Декора и доломитов Галина, а также нижнесилурийские отложения в основном представлены доломитами, среди которых встречаются известняки, глинистые сланцы и реже пласты песчаников. Между карбонатными горизонтами залегают существенно обломочные отложения — песчаники Сент-Питер и сланцы Макокета. Формация Тремпело, песчаники Франкония и Сент-Питер сложены проницаемыми водоносными песчаниками.

Большинство цинковых месторождений приурочено к нижней части горизонта доломитов Галина, к формации Декора и к верхним двум третям формации Платвилл. Главные свинцовые месторождения локализуются в доломитах Галина. Небольшие свинцовые, цинковые и медные месторождения иногда встречаются местами в северной части района среди отложений Прейри-ду-Шин [24], формации Тремпело и песчаников Франкония. Песчаники Сент-Питер иногда пиритизированы более интенсивно там, где они непосредственно подстилают залежи цинковых руд.

Формации Платвилл, Декора и доломиты Галина образовались в условиях обширных, но неглубоких морских бассейнов на платформе, примечательной чертой которых являлась стабильность в течение всего периода осадконакопления [24]. Для этих трех формаций характерна удивительная выдержанность картируемых пластов в плане и разрезе на площади около 4000 кв. миль. Даже в случае локальной или региональной доломитизации отдельные горизонты легко различаются среди доломитов при очень небольших изменениях мощности и некоторых литологических особенностях. Рифы,



Ф и г. 1. Стратиграфическая колонка района Верхнемиссисипской долины.

биогермы, бары, каналы размыва и другие признаки несогласия вообще отсутствуют, хотя для подстилающих нижнеордовикских отложений и вышележащих верхнеордовикских и силурийских формаций такие явления характерны.

Все члены формации Платвилл, кроме горизонта Гленвуд, в западном направлении уменьшаются в мощности в целом примерно на 20 футов, тогда как общая мощность горизонтов формации Декора в том же направлении возрастает примерно на 5 футов. Доломиты Галина остаются удивительно выдержанными по мощности на всей площади района, но изменяются от грубозернистых кристаллических массивных кавернозных доломитов до существенно глинистых, содержащих органические остатки известняков в западной и северо-западной частях района. Агню [22] описывает эти изменения для всей площади штата Айова. В центральной и западной частях района верхние горизонты формации Платвилл и все горизонты формации Декора отчасти представлены известняками. Эти горизонты оказались первыми известняковыми горизонтами над докембрийским основанием и стали благоприятной средой для последующего выщелачивания и рудообразования. Два таких известняковых горизонта — Куимбис-Милл и Гаттенберг — включают пласты карбонатсодержащих глинистых сланцев, что, очевидно, также являлось благоприятным фактором для рудообразования. Для районов развития этой карбонатно-сланцевой толщи среднего ордовика характерно почти полное отсутствие карстовых полостей и воронок. Если же в ее разрезе преобладают известняки, то образуется типичный карстовый рельеф (юго-восточная часть Миннесоты и северо-восток Айовы). В нижележащей формации Прейри-ду-Шин и в вышележащих силурийских доломитах тоже отмечаются многочисленные карстовые воронки и полости.

Стратиграфию хорошо обнаженных верхнеордовикских сланцев Макокета и отложений силурийской системы для части района, относящейся к штату Айова, детально разработали Браун и Уайтлоу [29]. Они достоверно установили явно согласные взаимоотношения верхней части доломитов Галина и перекрывающих их глинистых сланцев Макокета. Браун и Уайтлоу пишут [29]:

> Сланцы Макокета разделяются на три литологических горизонта, которые располагаются в следующем порядке (снизу вверх); горизонт бурых сланцев, горизонты Брейнард и Неда. Горизонт Неда прослеживается в квадрате Дубьюк-Саут в западной части Ниагарского эскарпа; мощность горизонта здесь составляет 5 футов. Он представлен красновато-серыми глинистыми сланцами, а также пластами и линзами лимонитовых оолитов.
>
> После отложения горизонта Неда море отступило и началась эрозия сланцев Макокета. Сформировавшаяся эрозионная поверхность в квадрате Дубьюк-Саут характеризовалась относительными превышениями по крайней мере в 135 футов. Доломиты Эджвуд раннесилурийского возраста с несогласием перекрывают сланцы Макокета и выполняют неровности эрозионной поверхности, вследствие чего суммарная мощность этих двух горизонтов оказалась более или менее постоянной.
>
> Доломиты Эджвуд состоят из двух горизонтов — Тет-де-Морт и Мозалем. Горизонт Мозалем представлен волнисто-слоистыми оливково-серыми и рыжевато-коричневыми глинистыми доломитами. Местами в их основании залегают маломощные внутриформационные конгломераты. Горизонт Тет-де-Морт представлен желтовато-серыми глинистыми глауконитовыми доломитами, которые в рельефе образуют многочисленные крутые обрывы.
>
> Формация Канкаки также раннесилурийского возраста, перекрывает доломиты Эджвуд и состоит из желтовато-серых доломитов и примерно на 50% из белых слоистых кремнистых сланцев. Доломиты Хопкинтон — среднесилурийского возраста, залегают на горизонте Канкаки и состоят из почти чистых коралловых или кремнистых доломитов, включающих местами до 60% кремнистых сланцев.

Степень доломитизации среднеордовикских известняковых формаций постепенно возрастает от центральной части района к востоку, в направлении свода Висконсин. Фациальные изменения доломитов неодинаковы в различных стратиграфических горизонтах, но в общем все отложения восточнее Минерал-Пойнт, Висконсин, являются главным образом доломи-

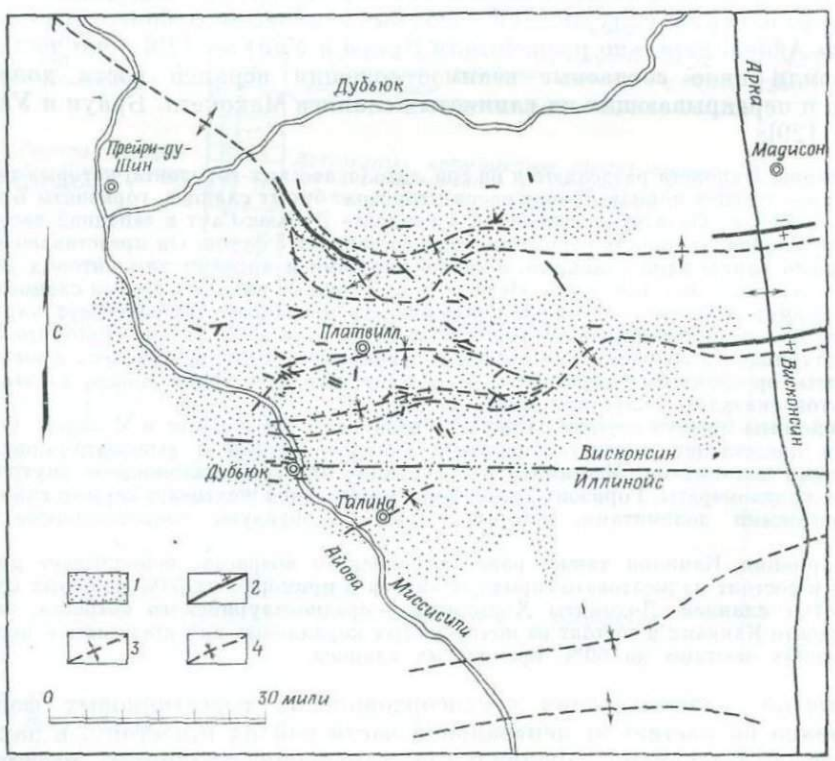
товыми, а западнее содержат больше известняков, чем доломитов. Оллингем [36] описывает эти изменения в формации Платвилл, а Тейлор хорошо иллюстрирует это изменение в горизонте Куимбис-Милл [45]. Эти региональные доломитовые фации внешне очень похожи на доломиты локальных ореолов изменения вокруг рудных тел, но, вероятно, они не имеют друг к другу никакого отношения.

Последокембрийские магматические породы в районе неизвестны; ближе всего к месторождениям расположены дайки, силлы и диатремы южного Иллинойса. Насколько можно судить по уточненной тектонической карте США [32], западнее, южнее и юго-восточнее рассматриваемого района установлено несколько криптоэксплозивных структур. Происхождение этих структур окончательно не выяснено и толкуется по-разному: от утверждения о связи их с ударом упавшего метеорита до объяснения глубинной газовой эксплозией. *Влияние этих структур на генезис рудных месторождений* района в общем случае очень сомнительно.

Структура

Горнодобывающий район располагается примерно в 100 милях от северного края площади распространения палеозойских осадочных пород, которые перекрывают Северо-Американский щит. На востоке района находится свод Висконсин — широкая антиклинальная складка, вытянутая в меридиональном направлении. Мульда Иллинойс располагается на юге района, а мульда Форест-Сити — в запад-юго-западной его части, в штате Айова.

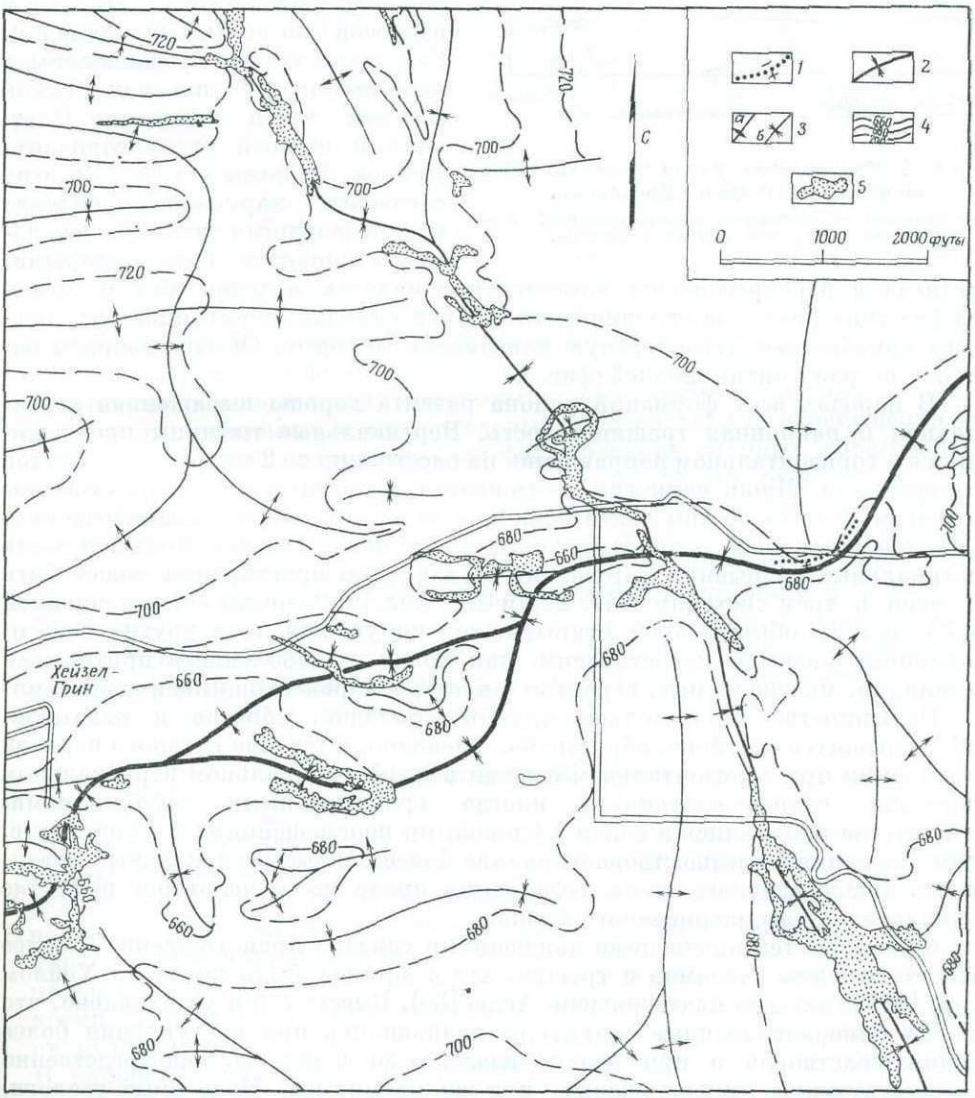
Региональное простирание осадочных формаций почти по всей площади района северо-западное (275°), но в западной части закономерно меняется



Ф и г. 2. Схема размещения основных структур района Верхнемиссисипской долины.
1 — площадь рудного района; *2* — разломы (знаком — показано опущенное крыло, знаком + — приподнятое крыло; *3* — оси антиклиналей; *4* — оси синклиналей.

до 315°. Региональное юг-юго-западное падение составляет примерно 17 футов на милю. Породы района смяты в пологие широко ундулирующие складки, ориентированные в северо-восточном, широтном или северо-западном направлении.

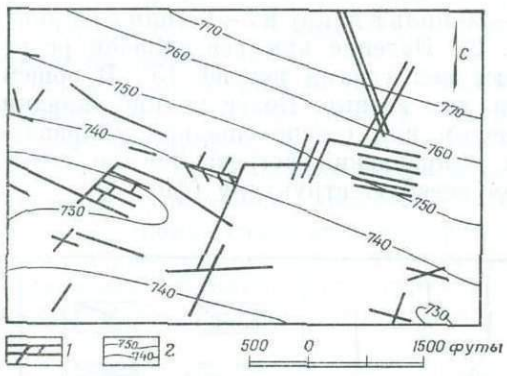
Более крупные складки имеют 20—30 миль в длину и 3—6 мили в ширину при амплитуде 100—200 футов (фиг. 2). Падение крыльев складок редко превышает 15°; обычно породы падают под углами меньше 15°. В общем северные крылья падают более круто, чем южные. Более мелкие складки ориентированы в восток-северо-восточном или северо-западном направлениях. Складки этих двух основных направлений встречаются по всему району и образуют характерную ромбическую структуру (фиг. 3).



Фиг. 3. Структурная схема участка восточнее Хейзел-Грин, отражающая взаимоотношения складок второго и третьего порядков с цинковыми рудными телами.

1 — разломы, прослеженные (знаком — показано опущенное крыло, знаком + — приподнятое крыло); *2* — оси синклиналей второго порядка; *3* — оси складок третьего порядка (*а* — антиклинали; *б* — синклинали); *4* — изогипсы подошвы формации Декора; *5* — цинковые рудные тела.

Разломы в районе обычно представлены небольшими взбросами, межпластовыми и нормальными сбросами и зонами скалывания. Смещения часто измеряются 1—10 футами, но мелкие надвиги на северных крыльях складок имеют амплитуды смещения 25—50 футов и лишь совсем немногие сдвиговые смещения по зонам скалывания достигают 25 и более футов, а возможно, и 1000 футов [28] (фиг. 5).



Ф и г. 4. Структурная схема участка северо-восточнее Потоси, Висконсин.
1 — трещины со свинцовой минерализацией; *2* — изогипсы подошвы формации Декора.

Многие рудные месторождения района локализованы вдоль небольших разломов — главным образом межпластовых сбросов и взбросов на крыльях складок. Согласные сбросы установлены в некомпетентных породах самой верхней части формации Платвилл и нижней части горизонта Декора. Взбросы отходят от этих согласных нарушений, сначала под небольшими углами, но затем становятся более крутыми, достигая в перекрывающих компетентных пластах падения 45°. В общем эти два типа разломов ограничивают фланги складок; оконтуривая их, разломы приобретают дугообразную или линейную форму. Обычно взбросы падают в сторону антиклиналей (фиг. 6).

В породах всех формаций района развита хорошо выраженная вертикальная и наклонная трещиноватость. Вертикальные трещины прослеживаются в горизонтальном направлении на расстоянии до 2 миль и до 300 футов по вертикали. Лишь немногие протяженные разрывы могут быть отнесены к сдвигам, так как по ним фактически не отмечается вертикальных смещений. Особенно интенсивно разрывы развиты в доломитах Галина. Большая часть вертикальных разрывных нарушений по азимутам простирания может быть отнесена к трем системам: 347, 293 и 25° (фиг.4). Разрывы северо-западной (347°) системы обычно более открыты, чем нарушения двух других систем. Наклонные разрывы представлены, как правило, небольшими притертыми трещинами; многие из них, вероятно, являются зарождающимися взбросами.

Большинство относительно крупных складок, сбросов и разрывов, наблюдающихся в районе, образовано, очевидно, в течение главного периода деформации при горизонтальном сжатии и дифференциальном вертикальном поднятии, сопровождающихся иногда вращательными деформациями. Те и другие проявились в связи с блоковыми перемещениями в фундаменте. Этим движениям предшествовали ранние более слабые региональные деформации. После главного этапа деформации имело место некоторое поднятие и наклонение рассматриваемого блока.

С теми же тектоническими движениями связано происхождение и более мелких складок, разломов и трещин, что в деталях было показано Хейлом и др. [28] и недавно подтверждено Агню [35]. Вместе с тем установлено, что многие минерализованные структуры подновились при поступлении более поздних растворов и при усадке известняков в период, непосредственно предшествующий минерализации, или во время нее. Некоторые геологи, например Карлсон [31], Мулленс [44] и Херберт (устное сообщение, 1945—1960 гг.), считают, что, за исключением мелкой трещиноватости, все небольшие структуры или часть их образованы в связи с растворением и просадкой известняков, без участия тектоники. Другие геологи [26, 43] предполагают, что небольшие структуры могли контролироваться первичными тектониче-

скими трещинными системами и что эти структуры приобрели свою окончательную форму за счет растворения и усадки карбонатных пород.

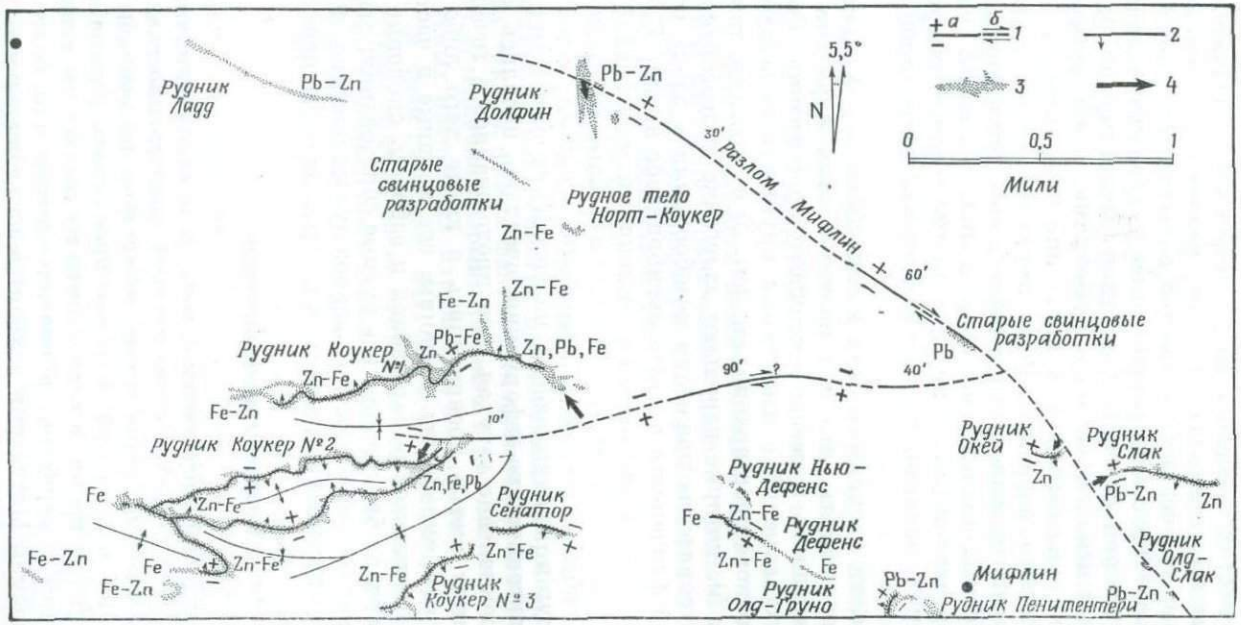
Широко распространенные разломы и трещины, как теперь доказано, образовывали систему сообщающихся каналов между проницаемыми пластами и могли обеспечивать необходимый доступ растворов. По крайней мере в нескольких местах смещения по разломам столь значительны, что позволяют предполагать продолжение этих разломов в докембрийском основании. Осадочные породы всех возрастов пересекаются сложной системой мелких разрывов. Отдельные трещины имеют ограниченное распространение на глубину, но они связаны с другими аналогичными разрывами, а также с согласными межпластовыми нарушениями, характеризующимися такой же высокой водоносностью, как песчаники Сент-Питер и горизонты песчаников кембрийского возраста. Вода циркулирует по этой системе разрывов почти беспрепятственно как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях. Подобные взгляды на роль мелких разрывов уже давно были высказаны Персивалем [3], но позднее многие геологи неверно толковали его представления, полагая, что мелкие трещины непрерывно проходят до фундамента.

Линейные аномалии магнитного поля в докембрийском фундаменте [27] дают основание предполагать, что под палеозойскими породами развиты структуры северо-западного и северо-восточного простирания. Совпадение некоторых линейных аномалий с известными крупными складками (вроде складки северо-восточного простирания; см. фиг. 3) и сбросами, такими, как сброс Мифлин (фиг. 5), которые нарушают залегание палеозойских пород, показывает, что тектонические движения возобновлялись вдоль отдельных линейных нарушений фундамента в последокембрийское время. Блоки фундамента, заключенные между линейными нарушениями, испытывали плавные воздымания, опускания и относительные горизонтальные перемещения. Эти движения, вероятно, обусловливали формирование крупных сбросов, пологих складок и флексур в перекрывающих палеозойских отложениях.

Региональные тектонические деформации, очевидно, начались незадолго до рудоотложения; постепенно затухая, они продолжались в течение всего процесса формирования руд и прекратились в конце него либо немного позже. В это время сформировались трещины, все крупные и часть малых складок, согласные межпластовые нарушения и взбросы, сколовые нарушения и в отдельных случаях брекчировались рудные образования; отмеченные нарушения формировались неоднократно в период рудоотложения, но в основном выдерживалась та последовательность, в которой дано это перечисление.

Возраст минерализации

Возраст месторождений Миссисипской долины на основании имеющихся данных не может быть установлен с достаточной определенностью. Породы района подверглись слабому короблению вследствие интенсивных региональных тектонических деформаций, которые проявились по крайней мере в послесреднесилурийское время, а если судить по соответствующим региональным соотношениям — вероятно, в пенсильванское или более позднее время. Интрузивы долины Миссисипи находятся на значительном удалении от рудного района, да и возрастные соотношения их недостаточно ясны. В районе флюоритовых месторождений Иллинойса — Кентукки интрузии основного состава пересекают породы пенсильванского возраста и не пересекают верхнемеловые породы [15]; абсолютный возраст этих интрузивов по данным Зартмана и др. [47] оценивается как раннепермский. По-видимому, наиболее правильно относить рудообразование к периоду между поздним палеозоем и концом мезозоя; это подтверждается и тем, что деформация,



Фиг. 5. Соотношения крупных разломов, пологих нарушений и наклонно-пологих рудных тел в районе рудников Коукер, Айова [28, 31].

1 — разломы: *а* — прослеженные, *б* — предполагаемые; *2* — пологие срывы (знаком — показано опущенное крыло, знаком + — приподнятое крыло); *3* — цинковые, свинцовые и железные сульфидные тела, разрабатываемые и неразрабатываемые; символами указаны главные минералы в порядке их относительного распространения: Pb — галенит; Zn — сфалерит, Fe — пирит; *4* — предполагаемое направление потоков рудоносных растворов.

в ходе которой на продолжении свода Висконсин образовывалась антиклиналь Ла-Салл, не прекращалась по меньшей мере до конца пенсильванского времени. Обломки свинцовых руд обнаружены в ледниковых гравелитах округа Клинтон, штат Айова, так что месторождения существовали до начала плейстоценовой эпохи.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первичные руды

Рудные месторождения Верхнемиссисипского района размещаются на большой площади в штатах Висконсин, Иллинойс и Айова. В основном на этих месторождениях добываются свинцовые и цинковые руды; кроме того, в меньших масштабах разрабатываются высокосортные медные руды и барит. Самостоятельно, а также в качестве попутного продукта при получении цинка извлекаются сульфиды железа, идущие на производство серной кислоты. Как железные руды в штатах Айова и Висконсин разрабатываются лимонитовые и гематитовые залежи. Пустые породы с рудников и обогатительных фабрик широко используются как дорожно-строительный материал и в качестве балласта для железных дорог.

Положение рудных тел в стратиграфическом разрезе

Месторождения свинца, цинка, меди и сульфидов железа встречаются во всех частях разреза кембрийских, ордовикских и силурийских пород. Однако все промышленные месторождения свинца, цинка и меди находятся в породах группы Прейри-ду-Шин, формаций Платвилл, Декора и доломитов Галина ордовикского возраста. Небольшое количество свинца, а также основная масса лимонита и гематита, образующихся за счет окисления сульфидов железа, добываются из месторождений, залегающих в кембрийских песчаниках [5, 6].

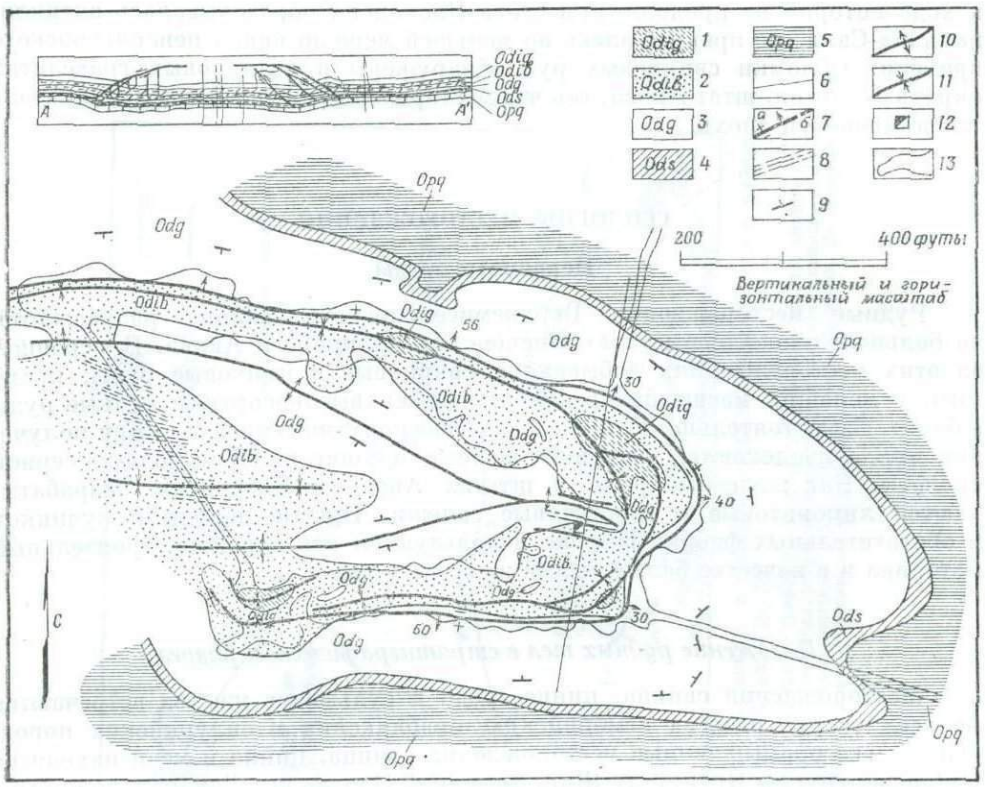
Большинство известных месторождений, приуроченных к породам кембрийского и раннеордовикского возраста, расположено там, где эти породы выходят на поверхность, в частности на северной окраине района. Недавно на главном рудном участке в этих отложениях поисковым бурением, проведенным Геологической службой США, были выявлены наклонные залежи свинцово-цинковых руд и сульфидов железа [19, 20].

Вкрапленность пирита и в меньшей степени галенита и сфалерита отмечается местами в среднеордовикских песчаниках Сент-Питер. Практической ценности ни одно из этих рудопроявлений не имеет. Во многих случаях такие минерализованные участки располагаются непосредственно под крупными рудными залежами в вышележащих формациях.

Почти все основные рудные месторождения района связаны с формациями Декора и Платвилл, а также доломитами Галина среднеордовикского возраста. Как в северной части района, где названные формации сильно эродированы, так и в южной, где рудоносная толща перекрыта сланцами Макокета и силурийскими доломитами, руды локализуются в пределах одного и того же интервала стратиграфической колонки.

Сланцы Макокета минерализованы лишь местами. Небольшие количества галенитовых и сфалеритовых руд и барита выявлены на разведочном участке Гленвилл, близ Скейлс-Маунд, штат Иллинойс [23].

Несколько проявлений сульфидов свинца и железа известно в силурийских породах. Они располагаются в юго-западной части основной рудоносной площади, в штате Айова. Из этих месторождений добыто очень ограниченное количество руды.



Ф и г. 6. Геологический план основного горизонта и разрез рудника Хоскинс, Нью-Диггинс, Висконсин, показывающие типичное дугообразное рудное тело в синклинали.

1—4 — горизонты пород формации Декора; *1—2* — пачка доломитов Ион (*1* — серые доломиты, *2* — голубые доломиты), *3* — известняки Гаттенберг, *4* — сланцы Спехт-Ферри; *5* — горизонт Куимбис-Милл формации Платвилл; *6* — контакт; *7* — разломы с указанием падения и амплитуды смещения; *а* — прослеженные, *б* — предполагаемые (знаком — показано опущенное крыло, знаком + — приподнятое крыло); *8* — вертикальные трещины; пунктир — предполагаемое продолжение трещин; *9* — основные направления простирания и падения пород; *10* — оси антиклиналей; *11* — оси синклиналей; *12* — шахта; *13* — горные выработки.

Морфология и условия размещения рудных тел

На месторождениях долины Миссисипи выделяются следующие типы рудных тел: 1) наклонно-пологие (pitch-and-flat) залежи, представленные комбинацией жил и тел замещения; они приурочены к взбросам и зонам согласных послойных разрывов (соответственно наклонные и пологие), характеризующихся небольшими смещениями и контролируемых пологими складками; эти тела сопровождаются некоторым проседанием пластов и уменьшением их мощности в связи с выщелачиванием пород гидротермальными растворами; 2) рудные тела типа рубцовых жил (gash-vein) — невыдержанные, образованные посредством избирательного замещения пород вдоль разрывов; менее распространены; 3) штокверки; 4) тела пластового замещения (bedded replacements); 5) брекчии интраминерализационного обрушения; 6) трещинные жилы и неправильные тела (lodes); 7) редко встречающиеся гигантские пустоты или небольшие каверны, инкрустированные сульфидами.

Цинковые и свинцовые наклонно-пологие залежи в южной части района приурочены к взбросам и согласным нарушениям, наиболее значительным по размерам и амплитуде смещения [28]. Форма рудных тел в плане дугообразная, линейная (фиг. 7) и эллиптическая. Рудные тела располагаются

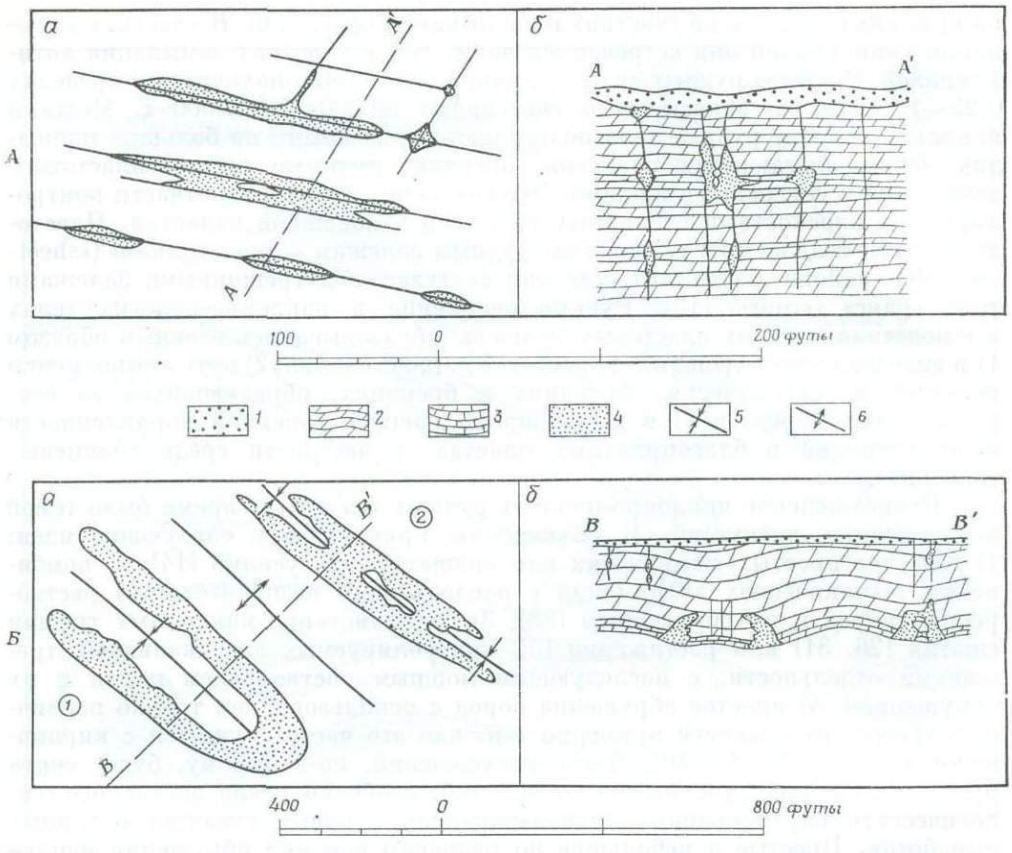
на крыльях складок и на участках их замыкания (фиг. 5, 6). В участках замыкания синклиналей они встречаются чаще, чем в участках замыкания антиклиналей. Размеры рудных тел по длинной оси обычно находятся в пределах 0,25—1 мили, а запасы руды составляют 50 000—3 000 000 т. Местами наклонно-пологие рудные тела подстилаются развитыми на больших площадях пологозалегающими пластами брекчий, рудными телами пластового замещения и согласными жилами. Эти согласные структуры отчасти контролируются плоскостями послойных разрывов и подошвой надвигов. Пластовые рудные тела во многом подобны рудным залежам —«подстилкам» («sheet-ground») района Три-Стейт, где они залегают под трещинными залежами типа «ранс» («runs») [12]. Рудные скопления в наклонно-пологих телах и в подстилающих их пластовых залежах образовывались главным образом 1) в виде жил вдоль трещин и плоскостей напластования; 2) путем выполнения полостей в тектонических брекчиях и брекчиях, образующихся за счет растворения пород, и 3) в виде широко распространенной вкрапленности и импрегнаций в благоприятных пластах, в частности среди сланцевых горизонтов.

Происхождение наклонно-пологих рудных тел долгое время было темой ожесточенных дискуссий. К объяснению привлекались следующие идеи: 1) действие простых сжимающих или вращательных усилий [14]; 2) комбинация тектонических деформаций с последующим незначительным растворением пород и их обрушением [28]; 3) возникновение наклонных трещин сжатия [26, 31] или растяжения [5], контролируемых вертикальными трещинами отдельности, с последующим мощным растворением пород и их обрушением; 4) простое обрушение пород с использованием только первичных трещин отдельности примерно так, как это часто случается с кирпичными стенами [9, 43, 50]. Часть расхождений, по-видимому, будет снята при дальнейшем изучении месторождений, особенно после детального геологического картирования с использованием буровых скважин и горных выработок. Простые и небольшие по размерам воронки обрушения наблюдаются на некоторых месторождениях трещинного типа. Эти воронки возникают уже в современный период в связи с выветриванием выше уровня грунтовых вод. Несколько таких воронок и неправильных брекчиевых тел довелось видеть и автору: они были вызваны растворением пород вдоль вертикальных трещин.

Пластовые залежи вкрапленных сульфидных руд встречаются реже, чем наклонно-пологие тела. Они образуются путем замещения и выполнения пор благоприятных пород в некоторых стратиграфических горизонтах. Пластовые залежи контролируются вертикальными трещинами или участками прогибания, образованными в связи с растворением пород в местах пересечения трещин главных систем. Иногда сами трещины вмещают тонкие рудные проводники, прослеживающиеся ниже рудных тел в пластах безрудных известняков и доломитов (Мулленс, устное сообщение, 1959).

Штокверковые руды охарактеризованы Чемберленом [5]. Простые рудные тела в брекчиях растворения, без заметного трещинного контроля, описаны Мулленсом [44], Хейлом и др. [28]. В некоторых местах эти залежи переходят в брекчии обрушения.

Свинцовые месторождения типа рубцовых жил приурочены к трещинам отдельности, развитым главным образом в доломитах Галина. Эти тела залегают стратиграфически выше пластов с наклонно-пологими залежами, но не всегда непосредственно над ними (фиг. 7). Руды связаны с небольшими жилами, выполняющими вертикальные трещины, а также с линзовидными телами в брекчиях, с телами замещения и брекчиями растворения среди доломитовой сыпучки. Последние приурочиваются к местам пересечения доломитов трещинами. Линзовидные тела, известные на рудниках как тела «выполнения», могут располагаться одно над другим, в различных пластах,



Ф и г. 7. Схематические планы (*а*) и разрезы (*б*), показывающие типичную структуру свинцовых месторождений типа рубцовых жил (*А*) и залегающих ниже месторождений типа наклонно-пологих залежей (*Б*), их дугообразного (1 в кружке) и линейного (2 в кружке) подтипов.

1 — почвенный слой; *2* — доломиты Галина; *3* — известняки и доломиты формации Декора; *4* — рудные тела; *5* — оси антиклинальных складок; *6* — оси синклинальных складок.

но вдоль одной трещины и связываться галенитовыми прожилками рубцового типа. Единичные минерализованные трещины прослеживаются более чем на милю при неизменном простирании. Тела типа рубцовых жил обычно содержат от 10 до 10 000 т свинцовой руды (реже цинковой, медной, баритовой). В структурном отношении рудные тела похожи на залежи в южной части гор Сан-Хуан, Колорадо, которые описаны Эклем [18].

Недавно Бредбери [27] очень детально описал несколько свинцово-цинковых рубцовых, или щелевидных (crevice), жил. Прекрасные описания таких месторождений имеются у Брауна и Уайтлоу [29], а также у Чемберлена [5]. Менее распространенный тип рудных тел описал Мулленс [44] на примере месторождений Хенкок и рудного тела Киттоу близ Шалсберга, штат Висконсин. Здесь рудные тела в основном приурочены к формации Платвилл. Они контролируются главным образом вертикальными трещинами, сопровождаемыми зонами гидротермального изменения. Рудные тела, занимающие аналогичную позицию, описываются Хейлом и др. [28] на висконсинских рудниках Новый и Старый Малкехи, Родхем и Фокс и отчасти на рудниках Джемс и Хелина-Рочдейл. Большинство известных трещинных жил и жилообразных тел располагается в северной периферической части района, где они приурочиваются к разломам, секущим доломиты и песчаники раннеордовикского и позднекембрийского возраста. Хорошие примеры

простых и сложных свинцово-цинковых жильных тел в разрывных нарушениях имеются на руднике Дембн — Вейст, северо-восточнее Доджевилла, Висконсин, и на свинцовом руднике Ленсинг, северо-западнее Ленсинга, Айова. Описание этих жил, находящихся в породах группы Прейри-ду-Шин и в самых верхних горизонтах кембрийских песчаников, дается Хейлом и др. [28].

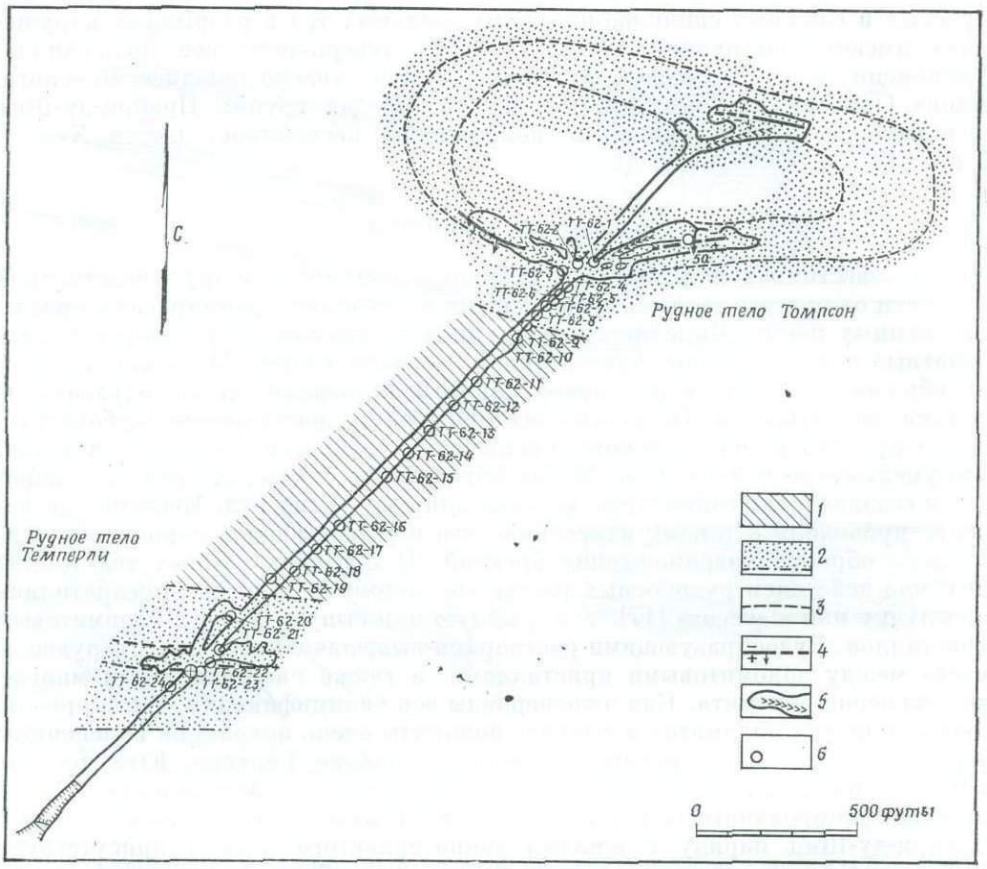
Околорудные изменения

В известняках и в меньшей степени в доломитах в непосредственной близости от рудных залежей рудоносными растворами сформированы ореолы измененных пород. Выделяется пять типов изменения: 1) растворение карбонатных пород, особенно известняков; 2) окварцевание; 3) доломитизация; 4) образование глинистых минералов (аргиллизация) и 5) образование доломитовой сыпучки. На многих месторождениях растворение карбонатных пород привело к значительному уменьшению мощности некоторых пластов. Это уменьшение мощности вызывало образование открытых трещин в породах и создавало благоприятные условия для отложения руд. Местами растворение приводило к такому изменению, что перекрывающие породы обрушивались, образуя нагромождение брекчий. В пределах рудных тел и близ них под действием рудоносных растворов доломиты местами превратились в сыпучку или в «песок» [17], т. е. рыхлую или сыпучую массу доломитовых кристаллов. Рудообразующими растворами выщелачивалась цементирующая масса между доломитовыми кристаллами, а также растворялись и многие мелкие зерна доломита. Как джаспероиды зон силицификации, так и ореолы тонкозернистых доломитов и сыпучие доломиты очень похожи на измененные породы тех же типов, распространенные в районе Тинтика, Юта; однако в Висконсине они развиты не так широко и интенсивно. Местами отмечаются десилицифицированные кремнистые нодули; в залежах среди пород группы Прейри-ду-Шин наряду с жилами тонкозернистого кварца присутствует ярко-зеленый селадонит, на одном участке в небольших пустотах среди вмещающих пород отмечаются чешуйки кристаллического серицита [41].

Ореолы изменения выявлены около двух рудных тел на руднике Томпсон—Темперли (фиг. 8) [40]. Здесь методом рентгеновской дифрактоскопии исследовались серии образцов из пласта маломощных карбонатсодержащих базальных сланцев горизонта Куимбис-Милл формации Платвилл. Глинистые минералы закономерно изменяются от Md-иллита в неизмененных породах до 1М- и 2М-иллита в ореолах; роль 2М-иллита заметно увеличивается и в пределах самих рудных тел. В тех же образцах по мере приближения к рудной зоне уменьшается количество кальцита, а содержания доломита и микроклина увеличиваются.

Изучение стабильных изотопов обнаружило слабое фракционирование отношений O^{18}/O^{16} и C^{13}/C^{12} в образцах известняков и доломитов, отобранных как с одного участка, так и на нескольких соседних участках, по сравнению с теми же отношениями в безрудных породах [41]. Однако в кальците из рудных тел отношения O^{18}/O^{16} заметно ниже, чем в неизмененных безрудных известняках горизонта Куимбис-Милл. Кальцит и доломит из реликтов измененных вмещающих пород в рудном теле и из ореола изменения боковых пород отличаются несколько более низкими отношениями O^{18}/O^{16}, чем в безрудных известняках горизонта Куимбис-Милл. Дальнейшее изучение может выявить возможное фракционирование изотопов кислорода между карбонатами и кварцем.

Исследование образцов методами флюоресцентного рентгеновского и спектрографического анализов (фиг. 8) показывает, что во внешней части ореолов изменения несколько уменьшаются содержания натрия, алюминия, магния, кремпезема, титана, железа и марганца; их количества заметно



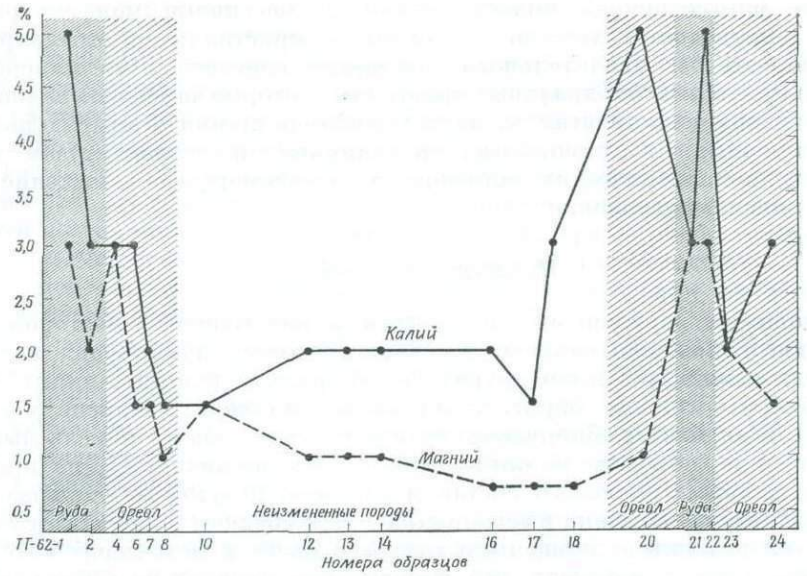
Ф и г. 8. Схематический план одного из горизонтов рудника Томпсон — Темперли (по Хейлу и Броку, 1960).

1 — неизменные плотные тонкозернистые известняки горизонта Куимбис-Милл; *2* — ореолы измененных пород (штрих-пунктиром показаны предполагаемые границы); *3* — приблизительные границы рудных тел; *4* — взбросы, направления и угол падения; относительные смещения (знаком — показано опущенное крыло, знаком + — приподнятое крыло; пунктиром показаны интервалы, где положение разлома установлено недостаточно точно); *5* — горные выработки (галочками показано направление их уклона); *6* — места взятия образцов.

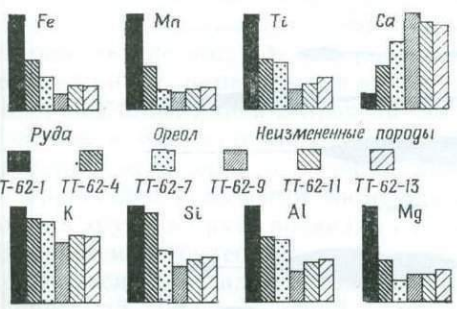
увеличиваются в рудной зоне (фиг. 9, 10, 11) [42]. Например, количество алюминия во внешней части зоны изменения заметно уменьшается по сравнению с неизмененной боковой породой. Его количество несколько возрастает во внутренней зоне и становится значительным в рудной зоне. Количество кальция, напротив, заметно возрастает в зоне изменения и значительно уменьшается в рудной зоне. Эти факты указывают на явления выщелачивания во внешней части ореола и на миграцию элементов в направлении к рудной зоне. Однако соотношения объемов зоны выщелачивания и содержания в ней элементов с теми же параметрами внутренней зоны ореола изменения и рудной зоны позволяет предполагать, что значительные количества алюминия, железа, кремнезема, титана и магния привнесены рудоносными растворами из других источников, а не только из узкой внешней зоны выщелачивания.

Текстуры руд

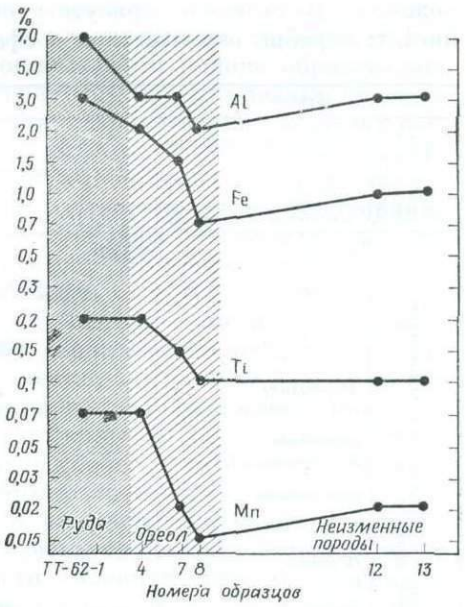
В зависимости от типов рудных тел, структурного контроля и изменения боковых пород выделяется несколько разновидностей руд: 1) жилы с гребенчатыми или колломорфными полосчатыми текстурами с симметрич-



Ф и г. 9. Результаты полуколичественного спектрального анализа образцов из месторождения Томпсон — Темперли. Точность определения составляет 30%.



Ф и г. 10. Графики соотношений содержаний восьми различных элементов, определенных методом рентгеновской эмиссии в 6 образцах из руд и вмещающих пород месторождения Томпсон — Темперли.

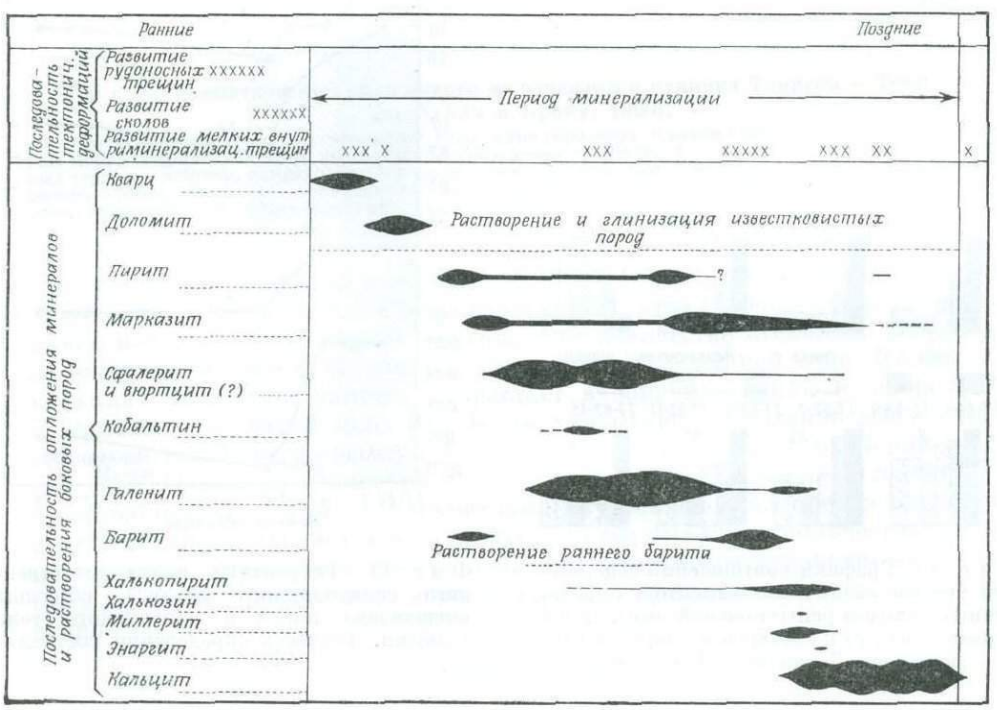


Ф и г. 11. Результаты полуколичественного спектрального анализа образцов вмещающих пород и руд рудного тела Томпсон. Точность определения составляет 30%.

ной или асимметричной полосчатостью; 2) массивные мономинеральные жилы; 3) отдельные хорошо выраженные кристаллы, импрельирующие массу породы без значительного замещения слагающих ее минеральных зерен; 4) отдельные эвгедральные кристаллы, которые замещают вмещающую породу; 5) крупные кристаллы, нарастающие на стенки открытых полостей; 6) почковидные, колломорфные, нодулярные и сталактитовые массы; 7) замещение органических остатков; 8) псевдоморфное замещение ранее образованных минералов.

Парагенезис минералов

Основными первичными минералами в описываемых месторождениях (в порядке отложения) являются: кварц (роговик, джаспероид и скрытокристаллический кремнезем других форм), иллит, доломит, пирит, марказит, сфалерит, галенит, барит, халькопирит, миллерит, энаргит и кальцит (фиг. 12). В марказите обнаружены тонкие вростки кобальт-никель-мышьякового минерала, пока еще не определенного, но, по-видимому, по предварительным данным, имеющего состав и атомную структуру никельсодержащего кобальтина. Недавно в ассоциации с халькозином и энергитом Уайтлоу обнаружил поздний сульфид меди голубого цвета и металлического блеска [50]. Исследование показало, что этот голубой минерал по своим свойствам ближе к дигениту, чем к халькозину. Розебум (Геологическая служба США, устное сообщение, 1963) проанализировал этот минерал методом рентгеновской дифракции и подтвердил это определение. Похожий голубой халькозиноподобный минерал, найденный в 1962 г. Розебумом, определен им как джарлеит (устное сообщение, 1965). Этот минерал тесно ассоциирует с халькозином. В галените присутствует серебро в количестве до двух унций на 1 т; серебро отмечается и в сфалерите. В этих минералах в небольших



Ф и г. 12. Схема последовательности образования первичных минералов, тектонических движений и периодов выщелачивания вмещающих пород.

количествах обнаружено золото. Второстепенные элементы в рудах представлены кадмием, марганцем, германием, молибденом и цирконием.

Хейл с соавторами [28], Маршалл и Джоенсу [33], а также Бредбери [27, 30] исследовали распределение элементов-примесей в некоторых минералах, распространенных в районе. Бредбери провел микроаналитическое исследование образцов сульфидов для выяснения соотношений парагенезиса и геологии района. Он показал, что содержания микроэлементов в сульфидах наклонно-пологих залежей и в сульфидах вышезалегающих рубцовых рудных тел почти постоянны. Бредбери отмечает, что сфалерит в ряде случаев содержит заметные количества серебра и что галенит иногда отличается повышенными концентрациями сурьмы по сравнению с галенитом из некоторых других районов Миссисипской долины.

Схема последовательности минералообразования (фиг. 12) разработана на основе детального геологического картирования, проведенного в районе в период между 1943—1950 гг. [28]. На всей территории района (площадью около 3000 кв. миль) были изучены все доступные горные выработки и сколько-нибудь значительные рудные отвалы, а также исследованы тысячи образцов и минерализованных пустот.

В заключение этой программы исследованиями были охвачены многие месторождения, расположенные на периферии района, а данные, полученные по всем этим месторождениям, обобщены и синтезированы. Авторами начиная с 1950 г. и особенно с 1959 г. осматривались новые рудники, на которых снова проводилось детальное изучение минерального парагенезиса. Полученные данные позволили уточнить схему последовательности минералообразования и представить ее в том виде, как она отображена на фиг. 12.

Развитие процесса минерализации в районе Верхнемиссисипской долины устанавливается посредством изучения последовательного отложения минералов в полостях и жилах, не затронутых повторными тектоническими подвижками. Большинство минералов в описываемом районе образовалось путем выполнения открытых полостей. Роль замещения сульфидами вмещающих пород в процессе минералообразования незначительна. Широко распространена минерализация типа импрeньяций; в этом процессе кристаллы или сростки кристаллов растут из ядра в мягкую остаточную массу, образованную в процессе рудоотложения за счет растворения и выщелачивания пород [28]. В таких рудах кристаллические минералы не замещают породу, а пронизывают окружающую глинистую массу во время роста.

Последовательность минералообразования в Верхнемиссисипском районе установлена следующим образом: 1) сначала для изучения были выбраны такие жилы и каверны, в которых первым отложившимся сульфидом был пирит, нараставший на первичные стенки, а остальные более поздние минералы выделялись в простой последовательности в виде кристаллов и их сростков в направлении от стенок к центру жилы; 2) было выявлено, что сфалерит отлагался в течение значительно более длительного периода по сравнению с другими минералами; многократное отложение полос сфалерита друг на друге позволило установить, что ранее отложенный сфалерит обычно темнее более позднего; 3) были отмечены три последовательно образовавшиеся кристаллические разновидности галенита: ранний галенит — кубический, более поздний — кубооктаэдрический и самый последний — октаэдрический; 4) были идентифицированы стадии образования кальцита, широко проявленного в районе: кальцит отлагался в четыре последовательные стадии, с определенными отличиями в кристаллическом габитусе; в относительно более поздние периоды рудоотложения он представлен вытянутыми и зональными кристаллами. Ранние стадии образования кальцита перекрываются с сульфидными; каждая стадия отложения кальцита отделяется от последующей периодами коррозии и выщелачивания, которые по мере развития процесса проявляются все слабее. Изменения кристаллического

габитуса кальцита от стадии к стадии выражаются сменой ромбоэдрических или коротких скаленоэдрических кристаллов со срезанными базопинакоидами скаленоэдрическими двух видов, а последних — ромбоэдрическими. В кальците каждой стадии обнаруживается микроскопическая цветная полосчатость; судя по габитусу кристаллов, в некоторых случаях ранние стадии образования кальцита могут быть в дальнейшем разделены по крайней мере на две подстадии.

Следует подчеркнуть, что предложенная схема последовательности минералообразования дана в обобщенном виде. Отложение минералов в общем происходило в течение одного периода, но при ритмичных колебаниях как состава растворов, так и температуры, что выразилось в образовании сотен микроскопических цветных полос, характерных для всех главных минералов. К тому же имеются многочисленные доказательства того, что отложение минералов происходило пульсационно при отсутствии равновесия (Бетке, устное сообщение, 1965) между процессами осаждения и выщелачивания любого отдельно взятого минерала. Полосчатость особенно хорошо сохранилась в полупрозрачных минералах, таких, как сфалерит, барит и кальцит. Она в виде рисунка, подобного гравировке, выражена в колломорфном пирите и даже в галените. Конкретные полосы и одностадийные минеральные образования отлагались одновременно в одной полости, одной жиле или в одном рудном теле и не отлагались в других; следовательно, при сравнении минералов различных участков могут выявляться многочисленные частные вариации в минералообразовании, но общая последовательность остается одной и той же и порядок наложения минералов сохраняется на всех участках. Детальная работа, начатая Бетке и Бартоном (устное сообщение, 1963) по изучению полосчатых сфалеритов в районе позволяет предположить, что в пределах одного месторождения можно проследить и провести корреляцию многих тонких полос этого минерала. Очень вероятно, что окажется возможной корреляция многих полос в сфалерите и на больших рудоносных площадях района. Геологическая служба США в настоящее время ставит работы по дальнейшему изучению парагенезисов сфалерита, чтобы проверить эту возможность.

Результаты определения изотопного состава обыкновенного свинца и отношения D/H. Изучение включений флюидов

Региональные вариации изотопных отношений свинца для галенитов рудных месторождений всего района изучены Хейлом, Делево, Зартманом и Броком [48]. Им удалось показать, что, несмотря на значительные колебания изотопного состава, все изученные образцы свинца могут быть отнесены к радиогенному типу J. Кроме того, на территории рудного района установлена определенная закономерность в изменениях изотопного состава свинца, а именно возрастание отношений Pb^{206}/Pb^{204}, Pb^{208}/Pb^{204} и Pb^{206}/Pb^{208} от наименьших для месторождений, расположенных близ мульды Форест-Сити, в западной части района, и близ мульды Иллинойс, в его южной части, к более высоким для галенитов из месторождений, локализованных в осевой части антиклинали Висконсин, на северо-востоке района, где степень радиогенности свинца резко возрастает. Подобный характер региональных вариаций изотопного состава свинца позволяет предполагать, что локальные вариации не должны быть значительными. Сколько-нибудь заметных изменений изотопного состава свинца по вертикали, сравнимых с указанными изменениями в горизонтальном направлении, не отмечается, хотя опробование различных минерализованных горизонтов проводилось весьма тщательно. Изучение распространенности изотопов свинца в направлении, поперечном

относительно простирания зон различной минерализации (с медной зоной в центре), не позволило выявить существенных локальных вариаций изотопных отношений, которые могли бы свидетельствовать о существовании какого-то фокуса глубинного магматизма.

Изменения в химическом составе растворов в первичных включениях флюидов в рудных и жильных минералах, а также отношения дейтерия к водороду в этих растворах определены Холлом и Фридменом [38]. Эти изменения изучались и описывались, чтобы выяснить последовательность образования минералов, направление эволюции химического состава рудоносных растворов, а также состав распространенных в пределах мульды Иллинойс концентрированных рассолов, характерных для нефтеносных структур.

Холл и Фридмен [38] обнаружили, что в ранних рудных минералах Верхнемиссисипского района флюидные включения представлены концентрированными Na-Ca-хлоридными растворами, примерно аналогичными находящимся во включениях сульфидных минералов района Кейв-ин-Рок, на юге Иллинойса. В некоторых ранних минералах Верхнемиссисипского района, таких, как доломит, пирит и барит, включения не были обнаружены, в связи с чем исследовались включения только в поздних минеральных ассоциациях. Сфалерит и галенит содержат включения, которые по многим характеристикам, таким, как отношения концентраций D/H, Mg/Na и Cl/Na, подобны рассолам нефтеносных площадей, но отличаются от них высокими значениями отношений Ca/Na и K/Na и особенно большим содержанием кальция.

Растворы во включениях среди поздних жильных кальцитов, по данным указанных исследователей, значительно менее концентрированные и характеризуются такими отношениями дейтерия к водороду, которые присущи метеорным водам. Холл и Фридмен делают вывод, что ранние рудные минералы отлагались преимущественно из растворов Na-Ca-Cl-типа, близкого по составу рассолам нефтеносных площадей, и что в течение заключительных стадий минерализации раствор постепенно разбавлялся метеорной водой. Эти исследователи заключают: «участие воды магматического происхождения в процессе рудообразования для данного района на основании химических данных нельзя ни доказать, ни опровергнуть».

Полученные Реддером, Ингремом и Холлом [39] результаты раздельного анализа флюидов из включений во внутренних и периферических частях кристалла галенита из Платвилла, Висконсин, по отношениям главных компонентов очень близки к данным Холла и Фридмена.

По данным Бейли и Камерона [19], измерявшим температуру образования включений флюидов в минералах месторождений Верхнемиссисипского района, температура кристаллизации сфалерита разных стадий находится в пределах 121—75° С, а кальцита второй и третьей стадий — в пределах 78—50° С (без поправки на давление). Бейли и Камерон подчеркивают снижение температуры минералообразования от сфалерита к кальциту, что согласуется с общепринятым представлением об уменьшении температуры в ходе процесса минерализации. Таким образом, эти исследования подтверждают вывод о разбавлении растворов метеорными водами, сделанный Холлом и Фридменом [38].

Эриксон [46] провел детальное изучение температур рудообразования по флюидным включениям в образцах кальцита из четырех месторождений Верхнемиссисипского района. Им отбирались образцы вездесущего кальцита для всех четырех стадий его отложения, отмеченных Хейлом и др. [28]. Результаты исследований Эриксона практически совпадают с данными Бейли и Камерона [19]; полученные им значения общего температурного диапазона почти идентичны цифрам, приведенным этими авторами (74—46,2° С без поправки на давление); к тому же Эриксон смог включить результаты изме-

рения температур образования кальцита заключительной четвертой стадии. Он пишет [46]:

«Результаты показывают уменьшение температуры отложения кальцита. Диапазон температур кристаллизации (без поправки на давление): кальцит II — 74—51° С, кальцит III—62,5—46,5° С, кальцит IV—56—46,2° С».

Введение поправки на давление должно повысить значение верхнего предела температуры минералообразования на 5—10° С. Данные Эриксона [46] свидетельствуют в пользу гипотезы о разбавлении и охлаждении гидротермальных растворов за счет смешения с метеорными водами в течение поздней сульфидной и постсульфидных стадий минерализаций. Барнс [37] предположил, что pH рудоносных растворов изменялся в процессе рудоотложения от слабокислого до умереннощелочного. Он основывает свое заключение на анализе минеральных превращений (в частности, поведения калиевого полевого шпата и слюды), а также на данных по устойчивости карбоната, составу флюидных включений, устойчивости серы и сульфидов. Барнс полагает, что, судя по включениям флюидов в минералах, образованных непосредственно в период рудоотложения, рудообразующий раствор представлял собой рассол. Соотношение устойчивостей рудных минералов свидетельствует о сильно восстановительной обстановке при переносе и отложении рудных компонентов. На основании экспериментальных данных Барнс считает, что рудоносные флюиды представляли собой нейтральные или слабощелочные бисульфидные растворы. Осаждение минералов, по его мнению, происходило при соприкосновении такого раствора с метеорными водами, которое должно вызывать осаждение за счет одновременно проявляющихся окисления (как следствие — уменьшение pH), снижения температуры и в меньшей степени уменьшения давления и разбавления растворов. Барнс [37] предполагает, что месторождения должны были локализоваться в пределах зоны соприкосновения рудоносного раствора и метеорных вод. Полевые наблюдения [28] свидетельствуют о возможности существования такой зоны соприкосновения растворов, а калишпатизация вмещающих пород и развитие в них хорошо упорядоченного иллита [40, 42] также представляет веское доказательство справедливости гипотезы Барнса.

Зональность оруденения

В месторождениях района отмечается как горизонтальная, так и вертикальная зональность. Горизонтальная зональность выражается в том, что в центре восточной части района представлена независимая от каких-либо структурных элементов полоса северо-западного простирания, выделяющаяся необычными для района повышенными количествами в рудах меди, бария, никеля и мышьяка. Вертикальная зональность проявляется в увеличении концентраций свинца близ поверхности, тогда как количество цинка, сульфидов железа, доломита, никеля и кремнезема возрастает в более глубоких рудных телах. Подобная вертикальная зональность отчасти может быть связана с резким отличием состава известняков от состава доломитов или песчаников, залегающих в различных стратиграфических горизонтах по пути следования рудоносных растворов.

Концентрации главных металлов в рудах

Цинковые рудные тела типа наклонно-пологих залежей в коренном залегании обычно содержат 3—10% цинка, а в некоторых богатых карманах — до 20—25%. Среднее содержание цинка, вероятно, близко к 5%, а среднее содержание свинца составляет примерно 0,5%. Содержание свинца в некоторых богатых рудах может достигать 5—7%. Из-за массовой системы

отработки, применяемой в последние годы на основных рудниках, среднее содержание цинка в извлекаемых рудах составляет около 3%. Сортированные ручным способом медные руды, добытые за многие прошедшие годы, содержали от 15 до 20% меди. Концентрации свинца в руде, добытой из месторождений типа рубцовых жил, перед ручной сортировкой оценивались [27] в 12—22%, что, судя по имеющимся данным, близко к истине.

Вторичные руды

На расстоянии 30—100 футов от современной земной поверхности первичные сульфидные руды свинцовых, цинковых, железных и медных месторождений района претерпели выщелачивание и окисление. Во многих местах рудные минералы нацело окислены, за исключением галенита, который в большинстве случаев остается не окисленным, лишь покрывается рубашкой карбоната свинца. На многих участках в связи с врезом долин и понижением уровня грунтовых вод с 30 до 100 футов первичные руды, расположенные между долинами, подверглись гипергенному изменению под действием нисходящих вадозовых вод. Там, где речные долины располагаются над залежами первичных руд, последние не затрагиваются гипергенными изменениями благодаря тому, что уровень грунтовых вод здесь сохраняет свое положение относительно дневной поверхности и располагается над сульфидными залежами, а в нижележащих карбонатных породах воды нейтральные. Зона окисления обычно развивается на несколько футов ниже уровня грунтовых вод, но местами — вдоль открытых трещин — прослеживается на глубину до 100 футов ниже уровня грунтовых вод. Вторичные сульфиды обычно наблюдаются только в некоторых медных месторождениях, располагаясь над уровнем грунтовых вод или непосредственно под ним. Вторичные сульфиды свинца и цинка неизвестны. Остаточные месторождения свинца и встречающиеся местами вторичные делювиальные скопления галенита, барита и смитсонита обычно невелики по размерам и в настоящее время представляют интерес лишь для поисков рудных месторождений в коренных породах.

В описываемом районе, как и во многих других, гипергенные минералы размещаются в трех зонах (сверху вниз): зона выщелачивания и окисления, зона обогащения, содержащая окисленные руды, и зона вторичного сульфидного обогащения. На табл. I показаны главные первичные минералы руд, элементы, которые в них содержатся, и гипергенные минералы, образованные за счет первичных.

Обогащение руд в процессе окисления и образование остаточных концентраций

На многих участках района породы, вмещающие первичные сульфидные месторождения, эродированы; почти полностью эродированы и некоторые рудные тела. Этим процессом, сопровождающимся окислением и выщелачиванием руд, были затронуты почти все месторождения рубцовых жил и многие наклонно-пологие рудные залежи, особенно в северной части района, где региональное поднятие территории привело к обнажению пород формаций Декора и Платвилл, а также доломитов Галина. В процессе эрозии сфалеритовые и марказитовые месторождения выщелачиваются и окисляются. Сульфид цинка в процессе окисления превращается в карбонат цинка (смитсонит) и реже в гидроцинкит, гемиморфит, соконит и госларит. В связи с тем что окисляющее воздействие воды на сфалерит значительно меньше, чем на ассоциирующие с ним сульфиды железа, окислительная обстановка очевидно создается в основном серной кислотой, образующейся при разложении вадозовой водой марказита и пирита. Поэтому независимо

Таблица 1

Минералы, образовавшиеся в результате окисления и переотложения

Первичные минералы	*Основные элементы и элементы-примеси в минералах*	Конечные вторичные минералы						
		Самородные минералы	Сульфиды	Окислы	Арсенаты, фосфаты	Силикаты	Карбонаты	Сульфаты
Галенит	Pb, S, примесь Ag	Сера			Пироморфит		Церуссит	Англезит (?)
Сфалерит Вюртцит	Zn, S, примеси Fe, Cd, Mn, Ge		Гринокит	Вад Псиломелан Пиролюзит		Гемиморфит Соконит Цинковый монтмориллонит	Смитсонит Гидроцинкит Аурихальцит	Госларит Гипс
Пирит Марказит Кобальтин (?)	Fe, S, примеси Co, As	Сера (?)		Лимонит Гематит	Эритрин Вивианит			Мелантерит Копиапит Гипс
Халькопирит Халькозин [1] Энаргит	Cu, Fe, S, примеси Ag, As	Медь	Борнит Халькозин [1] Ковеллин	Тенорит Куприт Лимонит			Малахит Азурит Аурихальцит	
Миллерит	Ni, S		Бравоит Виоларит				Хонессит	
Доломит	Mg, Ca, C, O							Эпсомит
Кальцит	Ca, C, O, примесь Mn			Вад Псиломелан Пиролюзит			Кальцит (травертины) Арагонит	Гипс
Кварц	Si, O, примесь Au					Гемиморфит Соконит Цинковый монтмориллонит		

[1] Первичный халькозин голубой с металлическим блеском; гипергенный халькозин — сажистый. Первичный халькозин содержит включения двух других минералов: дигенита и джарлеита, недавно обнаруженных в районе.

от того, омываются водой месторождения, обогащенные марказитом, пиритом, галенитом, сфалеритом, или безрудные породы, подземные воды ниже уровня грунтовых вод на всей территории района характеризуются значениями pH в пределах 7—7,5 [25, 34]. Поверхностные же и вадозовые воды в зоне окисления более разнообразны; pH их, в том числе и водных растворов, которые содержат металлы, поступившие из окисленных рудных тел, колеблются от 7 до 8,4. Эти воды в пределах окисленных рудных тел местами очень кислые, но их кислотность быстро нейтрализуется доломитовыми и известняковыми породами, а также жильным кальцитом. В связи с этим сфалерит обычно замещается гипергенными минералами цинка и лишь небольшая часть цинка теряется или переносится более чем на несколько дюймов или фут.

Некоторое количество цинка выносится из зоны окисления и осаждается за ее пределами в виде карбоната цинка, а иногда в виде других цинковых минералов. Подобным образом из растворов за пределами зоны окисления кристаллизовалась основная масса сульфата кальция, а небольшая его часть осаждалась в виде гипса вблизи рудоносных трещин. Смитсонит в большинстве случаев непосредственно замещает сфалерит, образуя псевдоморфозы, в которых сохраняется первичная эвгедральная форма кристаллов сфалерита. Смитсонит образует также пористые сетчатые (ноздреватые) массы, известные под местным названием «драйбон» (сухая кость), которые встречаются в виде прожилковидных выделений, выполняют трещины, а также замещают кальцит или доломит. Если смитсонит встречается в виде «драйбона», то можно полагать, что часть цинка, отложившегося в виде карбоната, вынесена из находившихся на небольшом удалении первичных руд. Смитсонит же настолько устойчив перед изменением, что на некоторых участках эродируется и концентрируется в делювиальных месторождениях. Однако значительная часть зоны максимального выщелачивания или железной шляпы в связи с эрозией вышележащих пород подвергалась выветриванию, дроблению, некоторое количество цинка вновь попадало в раствор и выносилось поверхностными и нисходящими вадозовыми водами. В противоположность цинку и железу свинец очень малоподвижен в зоне окисления, особенно среди известняков и доломитов. Галенит обычно остается неизменным, только покрывается рубашкой серого или белого свинцового карбоната (церуссита) и сульфата свинца (англезита). Кроме этих минералов, обнаружен пироморфит, который встречается иногда в очень небольших количествах. Все соли свинца труднорастворимы, особенно в слабокислых или нейтральных метеорных водах, циркулирующих в карбонатных породах. Карбонат свинца наиболее трудно растворим, сульфат несколько больше, а хлорид переходит в раствор легче сульфата. Галенит в некоторой степени поддается воздействию разбавленной H_2SO_4, особенно если H_2SO_4 находится в смеси с сульфатами железа.

Окисление галенита проявляется в небольших масштабах и, как правило, затрагивает его мелкие зерна или периферические части крупных кристаллов. Даже в самых неглубоких рудниках крупные скопления свинцового карбоната обнаруживаются редко. Лишь небольшое количество свинца растворено и вынесено растворами, на что указывает наличие небольших гексагональных кристаллов серовато-белого хлорфосфата свинца (пироморфита). Им иногда покрываются другие минералы в удалении от первичных скоплений галенита. Фосфор, очевидно, был заимствован растворами из небольших фосфатных нодулей, содержащихся в некоторых горизонтах формации Декора. С разложением галенита связано высвобождение свободной серы, которая в некоторых местах образует светло-желтые кристаллы в кавернах среди галенита.

Большие количества остаточного галенита с рубашкой карбоната находятся в железной шляпе и в окисленных жилах. Кроме того, значительные массы галенита перенесены водными потоками и концентрируются в долинах

в виде аллювиальных месторождений, залегающих в естественных желобах среди речных отложений.

Халькопирит по поведению в зоне окисления близок к сфалериту и марказиту. Гипергенные минералы меди отлагаются ниже зоны выщелачивания и в ее пределах главным образом в виде окислов и карбонатов. В связи с тем что основными минералами боковых пород являются доломит и кальцит, взаимодействие пород с медными сульфатами, возникающими в начале процесса окисления, приводит к образованию больших количеств карбонатов меди; миграции меди не происходит. В связи с образованием карбонатов, по-видимому, существенного гипергенного сульфидного обогащения ниже уровня грунтовых вод не происходит даже в тех случаях, когда медь в рудах находится в очень больших количествах. Иногда растворенные цинк и медь взаимодействуют с известняками, в результате чего образуется двойной цинково-медный карбонат — аурихальцит.

Сульфид никеля (миллерит) в процессе окисления непосредственно замещается сульфидами никеля и железа (бравоитом и виоларитом); железо, очевидно, поступает в виде сульфата, образованного при разложении марказита. Сульфат никеля (хонессит) образуется при окислении виоларита и бравоита, замещая их или отлагаясь в виде корок и зерен в соседнем кальците. Барит совсем не поддается окислению и остается совершенно неизменным как на поверхности, так и на глубине. Барит находится главным образом в первичных месторождениях, но, подобно галениту, местами он накапливается в остаточных и делювиальных месторождениях.

Большая часть жильного кальцита растворяется и выносится, но некоторое количество его переотлагается над уровнем грунтовых вод в виде травертина. Однако в некоторых местах кальцит замещается лимонитом и смитсонитом с образованием псевдоморфоз. Иногда кальциевый карбонат переотлагается в открытых полостях в виде арагонита; он также вступает во взаимодействие со многими минералами, описанными выше, в результате чего образуются карбонаты меди, цинка, свинца.

Близ уровня грунтовых вод, меняющегося во времени, заметно возрастают количества некоторых минералов, образованных в процессе окисления, например смитсонита. Смитсонит в этой нижней зоне обычно белый и представлен хорошо образованными кристаллами или кристаллическими корками. Там, где в рудах присутствует медь, вместе со смитсонитом в значительных количествах отлагаются медные окислы и карбонаты (например, на руднике Эберле, близ Хайленда, Висконсин). Как правило, на всех стадиях окисления определенная часть сфалерита и марказита остается неизмененной. Многие из таких смешанных руд, даже богатых, остаются неотработанными в связи с трудностями отделения сфалерита от смитсонита.

В описываемой зоне окисного обогащения отмечаются некоторые минералы, которые не встречаются в других зонах. В процессе глубокого окисления они, вероятно, выносятся и совсем исчезают после полного окисления сульфидов. Некоторые из этих минералов формируются за счет элементов-примесей, которые высвобождаются при разложении первичных сульфидов. Вад, псиломелан и пиролюзит образуются за счет сфалерита и кальцита; эритрин (гидроарсенат кобальта) образуется при разложении мышьяково-кобальтового минерала, содержащегося в марказите, аурихальцит (медно-цинковый карбонат) образуется за счет халькопирита и сфалерита. Местами в ассоциации с этими минералами в пустотах содержатся хрупкие, восковые, коричневые жирные глины, среди которых выделяются два типа: соконитовые, содержащие около 22% окиси цинка, и цинкит-монтмориллонитовые, содержащие около 4% окиси цинка. Подобные жирные глины выявлены в зоне выщелачивания и в удалении от рудных тел, но здесь они не содержат цинка.

Вторичное сульфидное обогащение

Вторичное сульфидное обогащение в рудных телах проявилось слабо. На медных и медьсодержащих цинковых месторождениях встречаются гипергенные медные сульфиды. Главными из этих вторичных сульфидов являются халькозин, борнит и ковеллин. Участки вторичного обогащения локальны и располагаются близ уровня грунтовых вод, положение которого слабо изменяется в связи с сезонным выпадением осадков. Вторичные сульфиды обычно находятся в смеси с частично окисленными первичными медными, железными и цинковыми сульфидами, а местами с медными и цинковыми карбонатами и окислами. Вторичные медные сульфиды замещают первичный халькопирит и сфалерит, иногда они выполняют пустоты и образуют прожилки. Значительные количества гипергенных халькозина и ковеллина отмечены авторами в образцах из буровых скважин на цинковом месторождении Мак-Илхон, близ Минерал-Пойнт, Висконсин [28]. Халькозин и ковеллин замещают халькопирит и сфалерит; наиболее значительно они развиты в верхних и боковых периферических частях рудного тела и сопровождаются значительными количествами пирита и марказита.

Несмотря на подробные исследования многих свинцовых и цинковых месторождений, в ходе которых получены доказательства проявления вторичного сульфидного обогащения, лишь в отдельных рудных телах установлены некоторые явные признаки этого обогащения, такие, как нахождение зерен гринокита и в отдельных местах виоларита и бравоита. Нигде — ни в многочисленных кавернах, ни в открытых жилах — свинцовые и цинковые сульфиды не отлагаются на поверхности первичных кальцитовых кристаллов, образовавшихся в конце процесса гипогенной минерализации. Не наблюдалось вторичных галенита и сфалерита на затопленных в течение многих лет рудниках, на которых возобновились работы. Однако авторы провели на этих рудниках полезные исследования в стенках выработок, где двигались нисходящие вадозные воды, участков, где скапливались подземные воды, и многочисленных железных и медных предметов, оставленных на руднике в момент их закрытия. Там, где проходили метеорные воды, во многих местах отложились гидроокислы железа и некоторые сульфатные минералы. Мелкие выделения сульфидов обнаружены в виде наростов на стыках инструментов. Здесь среди цементирующих железные предметы корок гидроокислов железа сульфиды наблюдаются в виде разрозненных тонких выделений или зародышей кристаллов.

Сульфиды, слагающие образования типа сталактитов [28], являются первичными, хотя внешне напоминают пещерные травертиновые отложения. Как правило, они составляют единое целое с первичными жилами, обладают правильной полосчатостью, в них устанавливается та же парагенетическая последовательность минералообразования и характерные кристаллические формы, как и в первичных жилах. Большинство сталактитовых форм к тому же наблюдается в виде образований, вытянутых вверх; во всех них центральные части имеют трубообразную форму. Приведенные данные не позволяют предполагать, что сталактитовые формы образовались за счет падающих капель в открытых полостях.

ГЕНЕЗИС РУД

Происхождение цинково-свинцовых руд Верхнемиссисипского района на протяжении десятков лет было предметом противоречивых суждений. Основное значение получила теория образования руд метеорными и артезианскими водами, позже распространенная на рудный район Три-Стейт и другие, ему подобные. Описываемый район является типовым для исследований месторождений такого характера в США. Выдвинуты разнообраз-

ные варианты упомянутой теории и точки зрения, которые в целом сводятся к общей идее об отложении руд из холодных вод; предполагаются и самые различные источники металлов. Аналогичным образом недавно были выдвинуты и применены различные варианты теории рудоотложения из холодных вод к слоистым урановым месторождениям плато Колорадо и района Блэк-Хилс, генезис которых также вызывает противоречивые мнения. Перед тем как появилась теория образования описываемых месторождений метеорными водами, геологи Овен [1] и Персивал [3, 4], первыми изучавшие район, считали эти рудные месторождения образованными из «эманаций», поступавших откуда-то из пород основания, залегающих под сравнительно тонкой покрышкой палеозойских пород. В последнее десятилетие некоторые геологи возвратились к ранней точке зрения. Многие геологи Европы недавно приняли гипотезы метеорного происхождения или вторичных гидротермальных растворов, как предлагает Шнейдерхен [16], для похожих (в некоторой степени) месторождений Европы, Азии и Африки.

Автор принадлежит к тем геологам, которые на основании исследований последних лет вернулись к поддержке гипотезы о формировании месторождений района восходящими теплыми водными растворами, следовавшими широким фронтом через водоносные песчаники, залегающие под рудными телами. Несомненно, что все свинцовые, цинковые и медные месторождения и большинство скоплений железных сульфидов, исключая, вероятно, широкорассеянный пирит в сланцевом горизонте Гленвуд формации Платвилл и базальных сланцах Макокета, являются эпигенетичными, а не сингенетичными. Несмотря на то что исследования автора предпринимались с позиций гипотезы происхождения руд в связи с метеорными и артезианскими водами, почти все собранные данные, касающиеся генезиса руд, свидетельствуют об отложении руд термальными водами, поднимавшимися из подстилающих пород. Месторождения эпигенетических сульфидов продолжаются вниз — в песчаники кембрийского возраста. Первичный источник растворов, следовательно, должен быть в этих подстилающих породах. Месторождения могли образовываться из широко распространенных остаточных растворов, находящихся в этих водоносных кембрийских песчаниках и циркулировавших, как полагают Ван-Хайз и Бейн [8], по схеме артезианских вод, либо месторождения образовывались из поднимавшихся термальных вод, первичным источником тепла для которых могли быть интрузивные тела, намечающиеся среди интрудированных докембрийских пород по данным геомагнитных съемок. Под воздействием термальных вод могли разогреваться и двигаться вверх в водоносные пласты остаточные воды, заключенные в этих песчаниках. Отсутствие проявлений значительных деформаций или метаморфизма в породах палеозойского возраста не позволяет связывать термальные воды с разогревом пород, а отложение рудных минералов в их настоящей форме — с выщелачиванием металлов из вмещающих среднеордовикских пород.

По-видимому, рудные растворы представляли собой смесь остаточных и метеорных вод, разогретых и приведенных в активное состояние горячими растворами, поступившими из какого-то более глубоко расположенного источника. Этими растворами и обусловлено формирование большей части месторождений цветных металлов. Первичные источники горячих растворов неизвестны; ими могли быть интрузивные тела, которые прорывают докембрийские породы, но не проникают в песчаники кембрийского возраста. Растворы ювенильного происхождения, составляющие, очевидно, небольшую часть смешанного раствора, могли подниматься по разломам и другим структурам докембрийского фундамента, залегающего, как предполагают Хейл и Кинг [48], непосредственно в основании мульд или на небольшом удалении от их основания. На это указывают данные исследования изотопов свинца. После вхождения в мощную толщу водоносных песчаников раннепалеозойского возраста ювенильные растворы могли разогревать и активи-

зировать находящиеся в песчаниках остаточные рассолы, которые растекались на значительные площади по водоносным пластам, залегающим в районе. Затем смешанные горячие растворы могли подниматься по многочисленным открытым трещинам, разломам и проницаемым зонам из водоносных пластов в карбонатные породы среднеордовикского возраста. Рудные компоненты отлагались из этих растворов при встрече горизонтов известняков и доломитов, залегающих над докембрийским основанием, в тех участках, где эти карбонатные породы содержали глинистые пропластки, обогащенные гидрокарбонатами и залегали под мощной покрышкой слабопроницаемых глинистых сланцев. Системы трещин, в которых отлагались руды, формировались перед рудоотложением, очевидно, в позднее палеозойское или постпалеозойское время в процессе широкого проявления слабых тектонических перемещений фундамента. В течение поздних стадий минерализации метеорные воды могли разбавлять и охлаждать растворы, циркулировавшие в среднеордовикских карбонатных породах, а в конечном итоге они могли изливаться на поверхность в виде концентрированных растворов.

Суммируя вышеизложенные данные, следует подчеркнуть, что они свидетельствуют в пользу гипотезы образования рудных тел из смешанных остаточных метеорных вод и горячих гидротермальных растворов, источник которых точно не известен. Об этом говорят также следующие данные:

1. Рудный район имеет четкие границы. За пределами района те же доломитовые и известняковые пласты не содержат руды, если они и пересекаются системами трещин, благоприятными для оруденения. Здесь карбонатные породы содержат свинец и цинк примерно в таких же количествах, как и рудовмещающие породы, хотя они и подверглись слабым тектоническим деформациям. Отмеченное ранее сосредоточение оруденения на флангах купольной структуры легко объясняется существованием источника гидротермальных растворов (вероятно, магматического), располагающегося под площадью развития минерализации.

2. В районе широко развиты разломы и трещины; в нем представлены мощные пласты водоносных песчаников, с которыми связана циркуляция обильных подземных вод в настоящее время. Трещины и известные водоносные пласты вполне могли обеспечить восходящее и горизонтальное движение потоков горячих растворов и привести к образованию месторождений в местах, которые они занимают в настоящее время. Подводящие каналы или корни месторождений наблюдаются в подстилающих породах в нескольких участках района; к ним относятся вышеописанная жила Дембн — Вейст, а также система пересекающихся крупных разломов, к которым приурочены сближенные рудные тела участка Мифлин (фиг. 6) [28]. Линейная ориентировка других рудных тел и контролирующих их структур позволяет предполагать, что они залегают над ослабленными зонами, вероятно представленными крупными разломами и зонами скалывания в подстилающем основании.

3. Линейные дислокации в докембрийском фундаменте, очевидно представленные разломами, выявлены аэромагнитными съемками [49]. Заметные концентрации свинцовых и цинковых месторождений приурочиваются к линейным зонам, расположенным над этими линеаментами или около них. При просачивании восходящих, видимо, горячих растворов вдоль некоторых разломов фундамента и по границам заключенных в нем масс, отличающихся повышенной магнитностью, очевидно, происходило заимствование по крайней мере некоторых компонентов, которые отлагались в рудных месторождениях района. Растворы могли проникать в вышезалегающие кембрийские песчаниковые водоносные системы и распространяться по ним, смешиваясь с остаточными водами, разогревая их уже в пределах единой водной системы. Смешанные горячие растворы, содержащие металли-

ческие компоненты, очевидно, распространялись в горизонтальном направлении и вверх через разломы, трещины и части относительно более проницаемых пород в вышележащие карбонатные толщи. Таким образом они попадали в структурно-подготовленные участки, такие, как зоны трещиноватости и наклонно-пологие структуры, где, растворяя карбонатные породы, создавали в них открытые полости, в которых затем отлагались сульфиды и жильные минералы. Эта гипотеза связи оруденения с рудоподводящими линейными структурными зонами (feeding lineaments), с восходящими и горизонтальными потоками растворов, из которых отлагались руды, подтверждается указанной выше концентрацией известных свинцовых и цинковых рудных тел над глубинными положительными магнитными аномалиями (вероятно, это возвышенности на поверхности древнего пенеплена) или около них, а также нахождением рудных тел около предполагаемых зон линейных разрывных нарушений в фундаменте и над ними.

4. Сложная комбинация разломов, мелких разрывов и водоносных пластов, а также наличие покрышки слабопроницаемых сланцев Макокета должны создавать все условия для интенсивного горизонтального течения растворов в дополнение к их вертикальному восхождению. Эти горизонтальные потоки должны были влиять на распределение рудообразующих растворов и в конечном счете обеспечивать развитие рудных месторождений на большой площади.

5. Размещение месторождений в районе нельзя объяснить приуроченностью их к единственному благоприятному стратиграфическому горизонту, перекрывающему сланцевый горизонт Спехт-Ферри, как это предполагалось ранее. Напротив, месторождения размещаются примерно в равных количествах во всех известных породах, развитых в районе, от верхнекембрийских до силурийских независимо от глубины их залегания.

6. Рудообразование происходило в заключительную стадию периода тектонических деформаций, которые продолжались в течение всего процесса рудоотложения; оба процесса происходили почти синхронно. Эти возрастные соотношения деформаций и рудообразования очень близки к имеющим место во многих районах проявлениям гидротермального оруденения.

7. Геологические данные свидетельствуют, что в районе проявился простой, короткий по времени одноактный цикл минералоотложения, не повторившийся позже. Последовательность проявления геологических событий в районе близка к общей последовательности, характерной в целом для низкотемпературных гидротермальных месторождений.

8. Описываемые рудные месторождения очень похожи, исключая развитие флюорита, на флюорит-цинковые метасоматические пластовые месторождения флюоритового района Кентукки — Иллинойс в части, относящейся к штату Иллинойс, а также на многие телетермальные свинцово-цинковые месторождения западных штатов США. Эти месторождения, такие, как Ледвилл, Колорадо; Гудспрингс, Невада, и Тинтик, Юта, располагаются в периферических частях рудных районов с типичными магматогенными рудами цветных металлов. Вмещающие доломиты и джаспероиды описываемого района имеют много общих черт с рудовмещающими породами месторождения Тинтик, одного из наиболее изученных в отношении зонального гидротермального преобразования пород.

9. Минералогия руд описываемого района более сложна, чем это обычно представляется, так как рудоносные растворы содержали не только свинец, цинк, железо и ионы серы, но и барий, медь, серебро, никель, кобальт, мышьяк, кадмий, кремний, магний, натрий, калий и хлор.

10. Доказательством гидротермального происхождения руд является хорошо выраженная горизонтальная и вертикальная минеральная зональность рудных тел.

11. Температура отложения сфалерита (75—121° С) и кальцита (50—58°С), определенная Ньюхаузом [13], Бейли и Камероном [19] и Эриксоном [46] по включениям в кристаллах, примерно такая же, как в других телетермальных месторождениях. Эта температура, хотя и низкая, слишком высока для какого-либо возможного метеорного минералоотложения, особенно если учесть, что верхние горизонты пород были на 1000 футов мощнее, чем их современная максимальная мощность.

12. Состав и концентрация остаточных растворов аналогичны таковым во включениях в сфалерите, одновременно образованном как в мощных кембрийских, так и менее мощных ордовикских водоносных пластах. Реликтовые захоронения этих вод еще фиксируются в породах группы Прейри-ду-Шин в штате Висконсин. Как показывают данные Холла и Фридмена [38] по изучению включений флюидов и минералах, такие остаточные воды, разогретые и смешанные с магматогенными гипогенными растворами и позднее с метеорными водами, и представляли, очевидно, рудоносный флюид.

13. Данные опробования руд [15] показывают, что осаждение галенита из восходящих растворов происходит преимущественно ближе к поверхности Земли и на бо́льшем удалении от термального источника по сравнению с отложением наибольшего количества сфалерита.

14. Если даже учесть, что большие объемы вмещающих известняков и доломитов были растворены при локализации в них рудных тел, совокупного количества содержащихся в растворенных породах свинца и цинка, безусловно присутствующих в них, все же слишком мало, чтобы образовать те скопления этих металлов, которые заключены в рудных месторождениях. Вместе с тем несомненно, что источником значительной части кварца, находящегося в джаспероидах, кальцита и доломита, отложенных в рудных телах, служили растворенные вмещающие породы и нижезалегающие песчаники.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Локализация рудных месторождений в секущих структурах, наложенных на осадочные породы среднего ордовика и, очевидно, силура, не позволяют сомневаться в том, что описанные месторождения в их настоящем виде образовались после того, как закончилось отложение вмещающих пород, и, следовательно, в том, что месторождения являются эпигенетическими. Однако многие вопросы, касающиеся первичного источника металлов и природы минерализующих растворов, остаются неразрешенными.

Автор полагает, что имеющиеся данные скорее свидетельствуют в пользу гипотезы, согласно которой отложение рудных минералов происходило из гидротермальных растворов, образованных, очевидно, за счет смешения разогретых остаточных вод и магматических флюидов, поступивших, вероятно, после отложения пород и к тому же в небольшом количестве. В процессе рудообразования участвовали нисходящие метеорные воды, что привело к разбавлению названных водных фракций. Несомненно, заметно сходство между эпигенетическими рудными телами Верхнемиссисипского района и рудными телами, развитыми в районах с типично гидротермальным оруденением. Однако проблема генезиса описываемых руд не может считаться окончательно решенной, и автор осознает ограниченность доказательств, представленных в поддержку этой гипотезы. Для того чтобы генезис рассматриваемых месторождений не вызывал никаких сомнений, необходимо большое количество данных по исследованию минералогии, температур и других физических и химических факторов, контролирующих рудоотложение, а также по геологии до сих пор все еще мало изученных пород, залегающих ниже известных геологических формаций, в особенности фундамента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Owen D. D., Report of a geological exploration of a part of Iowa, Wisconsin, and Illinois in 1839, U. S. 28th Cong., 1st Sess., Senate Ex. Doc., **407**, 1—191, 1840.
2. Whitney J. D., Metallic wealth of the United States, Philadelphia, Lippincott, Grambo and Co., 1—510, 1854.
3. Percival J. G., Annual report on the geological survey of the State of Wisconsin, Wisconsin Geol. Surv., Madison, 1—101, 1855.
4. Percival J. G., (Second) Annual report on the geological survey of the State of Wisconsin, Wisconsin Geol. Surv., Madison, 1—111, 1856.
5. Chamberlin T. C., The ore deposits of southwestern Wisconsin, in Geology of Wisconsin, Geol. Surv. Wisc., **4**, 365—571, 1882.
6. Strong M., Geology of the Mississippi region north of the Wisconsin River, in Geology of Wisconsin, Geol. Surv. Wisc., **4**, 1—98, 1882.
7. Thwaites R. G., Notes on early lead mining on the Fever (or Galena) River region, Wisc. Hist. Colln., **13**, 271—292, 1895.
8. Van Hise C. R., Bain H. F., Lead and zinc deposits of the Mississippi Valley, U.S.A., Inst. Min. Eng. Tr., **23**, 376—434, 1902.
9. Grant U. S., Report on the zinc and lead deposits of Wisconsin, Wisc. Geol. and Nat. History Surv., Bull. 14, Econ. Ser., **9**, 1—100, 1906.
10. Grant U. S., Burchard E. F., Lancaster and Mineral Point folio Wis.-Iowa-Ill., U. S. Geol. Surv. Geol. Atlas, Folio, 145, 1—14, 1907.
11. Shaw E. W., Trowbridge A. C., Galena and Elizabeth folio Ill.—Iowa, U.S. Geol. Surv. Geol. Atlas, Folio, 200, 1—13, 1916.
12. Fowler G. M., Lyden J. P., The ore deposits of the Tri-State district (Missouri — Kansas — Oklahoma), A.I.M.E. Tr., **102**, 206—251, 1932.
13. Newhouse W. H., The temperature of formation of the Mississippi Valley lead-zinc deposits, Econ. Geol., **28**, 744—750, 1933.
14. Behre C. H., Jr., et al., The Wisconsin lead-zinc district —preliminary paper, Econ. Geol., **32**, 783—809, 1937.
15. Bastin E. S., et al., Contributions to a knowledge of the lead and zinc deposits of the Mississippi Valley region, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **24**, 1—156, 1939.
16. Schneiderhöhn H., Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde, Bd. 1, G. Fischer, Jena, 1—858, 1941.
17. Lovering T. S., et al., Rock alteration as a guide to ore — East Tinitic district, Utah, Econ. Geol. Mono., **1**, 1—65, 1949.
18. Eckel E. B., Geology and ore deposits of the La Plata district, Colorado, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **219**, 1—179, 1949.
19. Bailey S. W., Cameron E. N., Temperatures of mineral formation in bottom-run lead-zinc deposits of the Upper Mississippi Valley as indicated by liquid inclusions, Econ. Geol., **46**, 626—649, 1951.
20. Heyl A. V., et al., Exploratory drilling in the Prairie du Chien group of the Wisconsin zinc-lead district by the U. S. Geological Survey in 1949—1960, U.S. Geol. Surv. Circ., **131**, 1—35, 1951.
21. Agnew A. F., et al., Exploratory drilling program of the U.S. Geological Survey for evidences of zinc-lead mineralization in Iowa and Wisconsin, 1950—1951, U. S. Geol. Surv. Circ., **231**, 1—37, 1953.
22. Agnew A. F., Facies of middle and upper Ordovician strata in Iowa, Amer. Assoc. Petrol. Geols. Bull., **39**, 1703—1752, 1955.
23. Heyl A. V., et al., Zinc-lead-copper resources and general geology of the Upper Mississippi Valley district, U.S. Geol. Surv. Bull., 1015-G, 227—245, 1955.
24. Agnew A. F., et al., Stratigraphy of middle Ordovician rocks in the zinc-lead district of Wisconsin, Illinois, and Iowa, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 274-K, 251-312, 1956.
25. Kennedy V. D., Geochemical studies in the southwestern Wisconsin zinc-lead area, U.S. Geol. Surv. Bull., 1000-E, 187-223, 1956.
26. Reynolds R. R., Factors controlling the localization of ore deposits in the Shullsburg area, Wisconsin-Illinois zinc-lead district, Econ. Geol., **53**, 141—163, 1958.
27. Bradbury J. C., Crevice lead-zinc deposits of northwestern Illinois, Ill. State Geol. Surv. R. I., **210**, 1—49, 1959.
28. Heyl A. V., et al., The geology of the zinc and lead deposits of the Upper Mississippi Valley district, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **309**, 1—310, 1959.
29. Brown C. E., Whitlow J. W., Geology of the Dubuque South quadrangle, Iowa-Illinois, U.S. Geol. Surv. Bull., 1123-A, 1—93, 1960.
30. Bradbury J. C., Mineralogy and the question of zoning, northwestern Illinois zinc-lead district, Econ. Geol., **56**, 132—148, 1961.
31. Carlson J. E., Geology of the Montfort and Linden quadrangles, Wisconsin, U. S. Geol. Surv. Bull., 1123-B, 93—138, 1961.
32. Cohee G. V., et al., Tectonic map of the United States, U.S. Geol. Surv. and Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1 : 2 500 000, 1961.

33. Marshall R. R., Joensuu O., Crystal habit and trace element content of some galenas, Econ. Geol., 56, 758—771, 1961.
34. Heyl A. V., Bozion C. N., Oxidized zinc deposits of the United States, Part I, General geology, U.S. Geol. Surv. Bull., 1135-A, A1-A49, 1962.
35. Agnew A. F., Geology of the Platteville quadrangle, Wisconsin, U.S. Geol. Surv. Bull., 1123-B, 245-277, 1963.
36. Allingham J. W., Geology of the Dodgeville and Mineral Point qudrangles, Wisconsin, U.S. Geol. Surv. Bull., 1123-D, 169—244, 1963.
37. Barnes H. L., Environmental limitations to mechanisms of ore transport, in Kutina J., Editor, Symposiumproblems of postmagmatic ore deposition, 2, Geol. Surv. Chechoslovakia, Praque, 1965, 316—326, 1963.
38. Hall W. E., Friedman I., Composition of fluid inclusions, Cave-in-Rock fluorite district, Illinois, and the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, Econ. Geol., 58, 886—911, 1963.
39. Roedder E., et al., Studies of fluid inclusions Ill., Extraction and quantitative analysis of inclusions in the milligram range, Econ. Geol., 58, 353—374, 1963.
40. Heyl A. V., et al., Clay-mineral alteration in the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, in Bradley W. F., Editor, Clays and Clay Minerals... Atlanta, Geogria, September 30 — October 2, 1963, Macmillan, New York, 445—453, 1964.
41. Heyl A. V., et al., Clay-mineral alterations and other coordinated geochemical studies in the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, abs., 10th Annual Inst. on Lake Superior Geology, Pr., 1964.
42. Hosterman J. W., et al., Qualitative X-ray emission analysis studies of enrichment of common elements in wall-rock alteration on the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 501-D, D54-D60, 1964.
43. Klemic H., West W. S., Geology of the Belmont and Calamine quadrangles, Wisconsin, U. S. Geol., Surv. Bull., 1123-G, 361-435, 1964.
44. Mullens T. E., Geology of the Cuba City, New Diggins and Shullsburg quadrangles Wisconsin and Illinois, U. S. Geol. Surv. Bull., 1123-H, 437—531, 1964.
45. Taylor A. R., Geology of the Rewey and Mifflin quadrangles, Wisconsin, U.S. Geol. Surv. Bull., 1123-F, 279-360, 1964.
46. Erickson A. J., Jr., Temperatures of a calcite deposition in the Upper Mississippi Valley lead-zinc districts, Econ. Geol., **60**, 506—528, 1965.
47. Zartman R. E., et al., K — Ar and Rb — Sr ages of some alkalic intrusive rocks from central and eastern United States, abs., Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 87, 190—191, 1965.
48. Heyl A. V., et al., Isotopic study of galenas from the Upper Mississippi Valley, the Illinois — Kentucky, and some Appalachian Valley mineral districts, Econ. Geol., **61**, 933—961, 1966.
49. Heyl A. V., King E. R., Aeromagnetic and tectonic interpretation of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, U. S. Geol. Surv. Bull., 1242A, A1—A16, 1966.
50. Whitllow J. W., West W. S., Geology of the Potosi quadrangle, Wisconsin — Iowa, U.S. Geol. Surv. Bull., 1123—I, 533—571, 1967.

2

ГЕОЛОГИЯ СВИНЦОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ШТАТА МИССУРИ

Ф. Г. Снайдер, П. Э. Гердеман

Свинцовые месторождения юго-восточной части штата Миссури расположены примерно в 70 милях к югу от Сент-Луиса. Промышленная разработка началась вслед за открытием месторождения Ламотт в 1720 г.; к настоящему времени добыто свыше 9 млн. т чернового свинца, причем 90% этого количества получено из месторождений участка Олд-Лид-Белт. С 1907 по 1961 гг. юго-восточная часть штата Миссури была основным производителем свинца в США.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

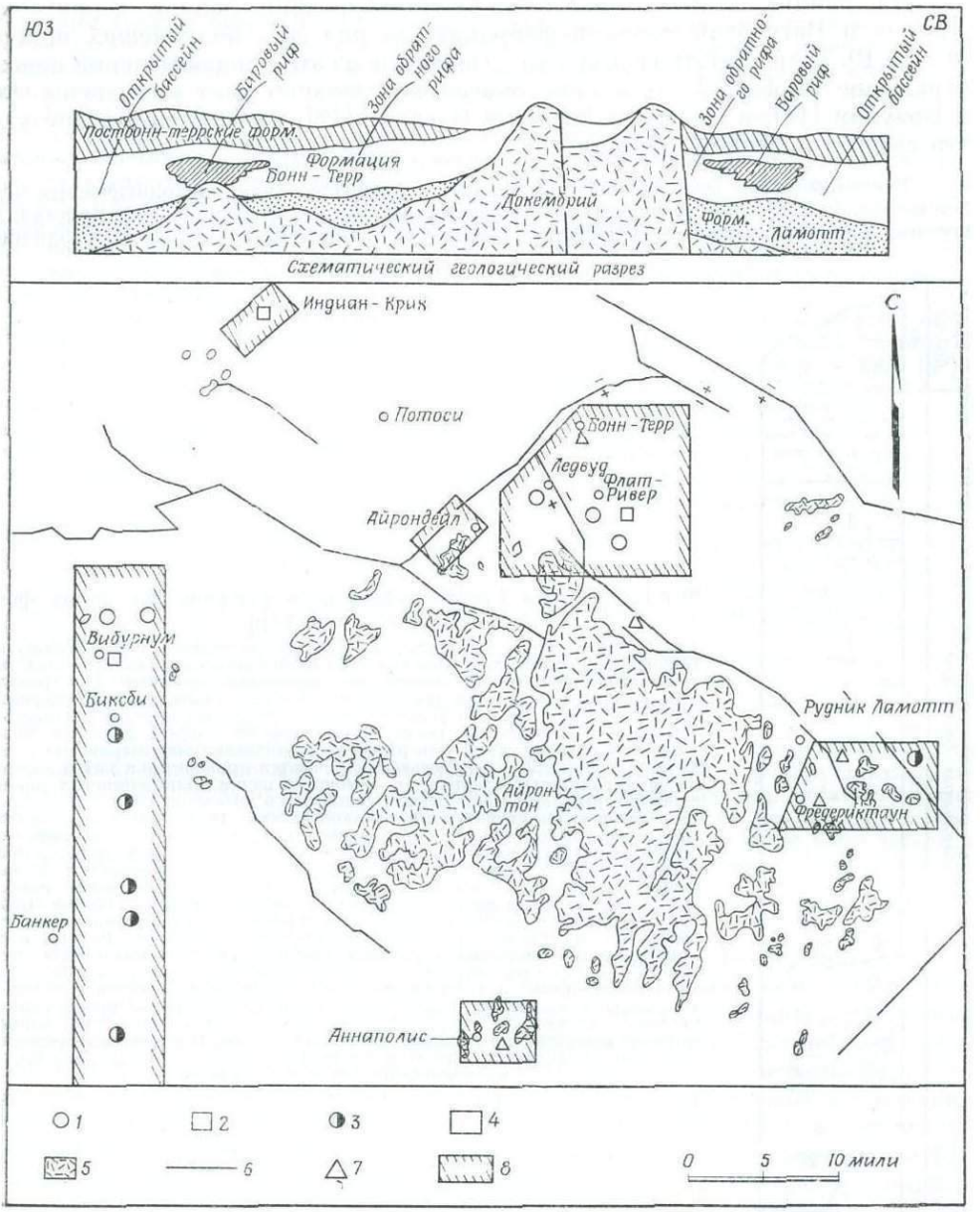
Стратиграфия

Район, в котором сосредоточены промышленные месторождения свинца, расположен на окраине положительной тектонической структуры, имеющей приблизительно округлую форму и известной под названием горы Сент-Франсуа, которая в свою очередь является северо-восточной частью купола Озарк. Ядро упомянутой структуры сложено докембрийскими изверженными породами, главным образом риолитовыми порфирами, прорванными гранитами и диабазами. Эти наиболее древние породы района в изобилии известны как в виде обнажений на дневной поверхности, возникших в результате эрозии, так и на глубине, где они слагают кристаллический фундамент, перекрытый кембрийскими и ордовикскими осадочными образованиями (фиг. 1).

В районе известны следующие формации осадочных пород, перечисляемые в порядке отложения: песчаники Ламотт, формация Бонн-Терр, глинистые сланцы Дейвис, доломиты Дерби-Де-Ран, доломиты Потоси, доломиты Эминенс, доломиты Гасконейд, формация Рубиду и доломиты Джефферсон-Сити. Граница между кембрийскими и ордовикскими образованиями, как считают, соответствует кровле доломитов Эминенс.

Песчаники Ламотт представляют собой преимущественно ортокварциты с прослоями алевритов и пластами доломитов в верхней части толщи. Как правило, это тонкозернистая порода, рыхлая, косослоистая, часто пористая и в силу этого проницаемая. Близ подошвы или около интрузивных штоков порода может приобретать облик конгломерата или аркозового песчаника. Максимальная мощность толщи составляет 450 футов.

Формация Бонн-Терр в пределах рудного района представлена почти нацело доломитами, тогда как вне этих пределов ее главной составной частью являются известняки. Доломиты, имеющие, вероятно, диагенетическое происхождение, образуют ореолы различных форм и размеров вокруг тех выступов докембрийских изверженных пород, которые достаточно высоки, чтобы проникать в породы формации Бонн-Терр или даже возвышаться над ними. Режим осадконакопления и фациальный состав осадков при образовании пород данной формации в значительной мере определяется палеотопографией района. Увеличение гипсометрических отметок различных фаций формации Бонн-Терр объясняется их положением близ каких-то



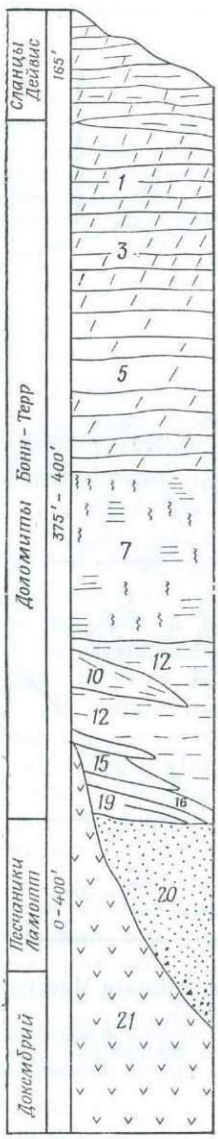
Ф и г. 1. Основные черты геологического строения юго-восточной части штата Миссури и участки распространения свинцовых месторождений.

1 — действующие рудники и группы рудников; *2* — действующий рудник с обогатительной фабрикой; *3* — месторождения в стадии разведки; *4* — кембрийские и ордовикские осадочные породы; *5* — докембрийские изверженные породы; *6* — разломы; *7* — заброшенные рудники; *8* — участки повышенной рудоносности.

выступов дна или над этими выступами. Подобные положительные формы рельефа дна существовали как на окраине, так и в центральных частях бассейна. Направление морских течений зависело от размещения крупных выступов изверженных пород, а сами течения способствовали образованию хребтиков и отмелей, сложенных кластическим карбонатным материалом.

На ранних этапах геологических исследований данной территории Джевел и Вагнер расчленили формацию на ряд зон, получивших номера от 1 до 19, если считать сверху вниз. Основные из этих подразделений нашли отражение на фиг. 2. Детальные описания отдельных свит выполнены Оле и Брауном [11], а также Снайдером и Оделлом [18], которые характеризуют эти свиты следующим образом:

Все зоны могут быть обобщенно охарактеризованы по своим литологическим особенностям. Эти зоны представлены преимущественно рыжевато-коричневыми кристаллическими калькаренитами[1] с серыми или коричневыми прослоями карбонатов различной



Ф и г. 2. Схема стратиграфического расчленения пород формации Бонн-Терр.

1 — плотные серые доломиты; *3* — пятнистые синие и белые доломиты. Шоколадно-коричневые доломиты близ Бонн-Терра; *5*—массивно-слоистые рыжевато-коричневые и коричневые оолитовые доломиты; *7* — главная зона водорослевых рифов. На участке Федерал рифы образуют крупные гребневые структуры. На участке Ледвуд имеют небольшую мощность и встречаются относительно редко. Кроме рифовых пород, известны маломощные горизонты серых или рыжевато-коричневых тонкозернистых доломитов с волнистой слоистостью. Встречаются пропластки и пятна черных и серых глинистых сланцев; *10* — мощные пачки тонкозернистых ровнослоистых рыжевато-коричневых доломитов в юго-западной части района. Над гребневыми структурами распространены грубозернистые полосчатые рыжеватокоричневые доломиты. Между гребнями доломитов либо нет, либо их мощность невелика; *12* — тонкослоистые и тонкозернистые пятнистые доломиты с волнистой слоистостью. Содержат пропластки черных глинистых сланцев. В основании горизонта обычны водорослевые известняки. Над гребнями мощность заметно уменьшается; *15* — светлые грубокристаллические доломиты, часто с глауконитом, над гребнями имеют повышенную мощность; *16* — плотные коричневые доломиты. Водорослевые образования в основании горизонта (чаще всего на контакте горизонтов *15—19*), иногда в виде вертикальных расщепляющих выступов; *19* — рыжевато-коричневые или серые песчанистые доломиты. Участки с большой мощностью соответствуют гребням; *20* — песчаники с невыдержанными горизонтами алевритов. В верхней части рыхлые, плохо сцементированные: здесь же известны маломощные прослои доломитов. В основании горизонта остаточные обломки и глыбы изверженных пород; *21* — докембрийские вулканогенные породы и граниты.

[1] На месте всех доломитов формации Бонн-Терр первоначально отлагались известняки. Термин «калькаренит» характеризует совместное отложение извести и песка, а «кальцилютит»— извести и ила. Эти термины употребляются, чтобы указать характер первоначального осадконакопления для пород, которые ныне выглядят как аналогичные доломиты.

структуры. Нижние свиты (10—19) отличаются резкими колебаниями мощности, а иногда вообще отсутствуют. В участках выклинивания отдельных горизонтов мощности соседних возрастают таким образом, что суммарная мощность всей формации на всем протяжении центральной части рудоносной области остается приблизительно постоянной.

Горизонт 19 сложен песчанистыми доломитами, т. е. породой, которую следует считать промежуточным образованием между кварцевым песком формации Ламотт и карбонатами Бонн-Терр. Этот переходный горизонт относят к формации Бонн-Терр, поскольку во многих участках установлено резкое несогласие между ним и подстилающими песчаниками. Кварцевый песок, входящий в состав песчанистых доломитов, представляет собой продукт размыва и переотложения пород формации Ламотт. Кварцсодержащие слои перемежаются со слоями бескварцевых доломитов, что особенно характерно для тех участков бассейнов осадконакопления, которые были удалены от существовавших в то время выступов дна.

Горизонты 15, 10 и 5 сложены преимущественно рыжевато-коричневыми кристаллическими калькаренитами, причем для горизонтов 10 и 5 нередко характерно оолитовое строение, а для горизонтов 15 и 10 — отчетливое ленточно-полосчатое строение, резко выраженная косая слоистость и значительные колебания мощности. Горизонты 12 и 7 имеют окраску от серой до коричневой и представлены глинистыми доломитами разнообразного литологического состава. Время формирования пород, слагающих горизонт 7, соответствует времени максимального проявления формации рифовых водорослевых известняков [11]. В тех участках, где образование водорослей было незначительным или вообще не происходило, данный горизонт сложен серыми глинистыми доломитами, похожими на доломиты горизонта 12.

Кальцитовые известняки, выделенные в самостоятельный горизонт 11, вскрываются подземными горными выработками довольно редко. На удалении от горных выработок и вне рудоносных структур этот горизонт многократно подсекается буровыми скважинами, которые показали, что он чаще всего располагается либо в кровле горизонта 12, либо подстилает горизонт 7, несмотря на то что в отдельных случаях весь интервал стратиграфического разреза от кровли горизонта 19 до подошвы горизонта 5 нацело сложен известняками. Литология толщи известняков в деталях не изучена; можно лишь отметить, что структурные разновидности, установленные для доломитов, в большинстве своем свойственны и известнякам.

Одна из экзотических разновидностей пород — горизонт 9 — представляет собой осадочную брекчию, площадь распространения которой невелика, а роль в стратиграфическом разрезе незначительна. По-видимому, это одновременное или несколько более раннее образование по отношению к горизонтам 12 и 7, возникшее за счет оползней и межслоевых потоков в пределах этих горизонтов. Подобные брекчии чаще всего тяготеют к участкам распространения горизонта 12, но могут быть встречены в любом участке 200-футового вертикального интервала, расположенного ниже, если там отсутствуют горизонты, представленные рыжевато-коричневыми кристаллическими доломитами.

При описании литологии доломитов формации Бонн-Терр следует иметь в виду, что в их состав входят следующие четыре компонента [18]: водоросли, зерна, соответствующие по размеру песку (карбонаты, фрагменты окаменелостей, кварц), известковый или глинистый ил. Конкретный горизонт может быть представлен породой, состоящей из какого-то одного компонента или из любой комбинации компонентов, что зависит от условий осадконакопления. Кроме того, в тонкозернистых карбонатах и глинистых осадках обычно легко обнаруживаются диагенетические сульфиды железа [9]. Последние обусловливают серый цвет карбонатов и черный цвет глинистых сланцев, контрастирующий с рыжевато-коричневыми и коричневыми тонами грубозернистых карбонатов, содержащих окислы железа.

Глинистые сланцы Дейвис лежат согласно на породах формации Бонн-Терр. В составе сланцевой толщи выделяются отдельные пачки глинистых сланцев с прослоями карбонатов, тонкозернистых глауконитовых песчаников и глауконитовых алевритов. Для формации Дейвис также характерны плоскогалечные и угловатогалечные конгломераты. Средняя мощность сланцевой формации Дейвис составляет 170 футов.

Доломиты Дерби-Де-Ран разделены на два главных горизонта. Нижний представлен тонкослоистыми глинистыми, а верхний — массивными оолитовыми доломитами или рифовыми водорослевыми доломитами. Это переходная формация к залегающей над ней формации Потоси. В составе формации Потоси основную роль играют коричневые грубослоистые кремнистые доломиты с обильными водорослевыми рифами и участками пере-

кристаллизованных оолитовых доломитов. Кремний присутствует в составе доломитовой толщи в виде полосчатых халцедоновых обособлений и кварцевых друз. В составе формаций Эминенс и Гасконейд преобладают чистые светло-серые кремнистые доломиты, структура которых варьирует от среднедо грубозернистой. Широким распространением пользуются участки слоев, насыщенные силицифицированными остатками организмов.

Среди пород формации Рубиду главными являются песчаники, доломитовые песчаники и кремнистые доломиты. Формация Джефферсон-Сити представлена преимущественно рыжевато-коричневыми и серыми кремнистыми и глинистыми доломитами с тонко- и среднезернистой структурой. В кровле формации Джефферсон-Сити фиксируется отчетливое эрозионное несогласие.

Структура рудного района

Главный структурный элемент на юге штата Миссури — купол Озарк. Как было отмечено выше, ядро этого купола сложено в основном докембрийскими гранитами и вулканогенными породами, которые сопровождаются немногочисленными мафическими интрузивами. Каждый из таких интрузивов представлял собой локальную область поднятия в период кембрийского и ордовикского осадконакопления. Диаметр ядра приблизительно 40 миль, причем оно несколько вытянуто с северо-запада на юго-восток. Структура второго порядка, осложняющая купол, вытянута в том же направлении и располагается на юго-западе, недалеко от города Эминенс. Слои осадочных пород погружаются от центра к периферическим частям купола; эта общая закономерность нарушается лишь там, где проявились более поздние тектонические нарушения. Максимальные углы падения свойственны северо-восточной окраине купола.

Мощности кембрийских отложений позволяют утверждать, что наклон слоев к юго-востоку имеет первичный характер, т. е. возник в период образования пород. Так, формация Бонн-Терр в пределах Лид-Белт имеет мощность около 400 футов, на руднике Ламотт — свыше 500 футов; согласно сообщению Гроскопа [12], максимальная мощность 1270—1580 футов наблюдается в пределах крайней юго-восточной части штата Миссури.

Относительно центральной части купола проявилась система грубых кольцевых сбросов, причем в ходе геологического картирования непрерывность этих сбросов устанавливается далеко не везде и лишь разведочное бурение позволяет убедиться, что они именно непрерывны. Участок Олд-Лид-Белт с юго-запада ограничен разломом Симс-Маунтин, с северо-запада — разломом Биг-Ривер, с северо-востока — антиклиналью Фармингтон [7]. В пределах этого района, имеющего в плане треугольную форму, проявились многочисленные сбросы с амплитудой вертикального перемещения до 100 футов. Наиболее крупные из них имеют северо-западное простирание, а множество мелких отличается северо-восточным простиранием. Поскольку подземная геология в пределах рудоносной области изучена достаточно хорошо благодаря горным выработкам, нет сомнений в еще более широкой распространенности подобных разломов. Эти последние обычно характеризуются крутыми углами падения и почти горизонтальными или пологими перемещениями крыльев.

Разлом Симс-Маунтин, имеющий северо-западное простирание и идущий вдоль контакта массива изверженных пород, на севере имеет амплитуду до 800 футов, причем северное крыло разлома опущено. Это обстоятельство способствует резкому изменению первичных элементов залегания осадочных пород, которые ныне падают на юго-запад под углом 2°.

В некоторых локальных участках юго-восточного Миссури известны проявления палеозойского эксплозивного магматизма а также интрузивные

дайки и некки диабазов. Хорошо известные дайки и диатремы Эйвон локализуются близ южного окончания антиклинали Фармингтон в западной части округа Сент-Дженевив и в восточной части округа Сент-Франсуа приблизительно в 20 милях к востоку от Флат-Ривер. Эти интрузивные образования подразделены Кидвеллом [6] на три группы: 1) основные интрузивные дайки без признаков эксплозивных явлений; 2) брекчиевые тела, обломочный материал которых представлен древними породами (первичный магматический материал в них отсутствует); 3) брекчиевые тела эксплозивного происхождения с обломками древних пород, но без признаков проявления магматической деятельности в виде первичных интрузивных пород. Возраст дайковых образований определяется как постдевонский, поскольку они цементируют обломки с девонскими окаменелостями [3]. Недавние изотопные определения возраста свидетельствуют о девонском возрасте даек (Хейл, личное сообщение).

Структура Фернас-Крик представляет собой погребенный вулканический кратер, заполненный продуктами вулканических выбросов; кратер расположен в округе Вашингтон, приблизительно в 15 милях к западу от Лид-Белт [28]. Это воронкообразный кратер среди песчаников формации Ламотт, имеющий диаметр около 1,5 мили и окруженный пепловыми горизонтами небольшой мощности, которые залегают среди пород формации Бонн-Терр. В большинстве случаев пепловые горизонты состоят из остроугольных, очень мелких обломков кварца, безусловно возникших за счет дробления кварцевых зерен песчаников Ламотт. Пепловые туфы образовались в одно время с нижними частями формации Бонн-Терр, перекрыты верхними горизонтами той же формации и более молодыми осадками. Погребенный кратер и система диатрем Эйвон — лишь две из восьми экзотических структур, трассирующих региональную структурную зону, которая вытянута с востока на запад приблизительно на 400 миль и захватывает южный Иллинойс, Миссури и восточный Канзас. Пять из восьми упомянутых структур отличаются проявлением интрузивных или экструзивных пород, возраст которых колеблется от верхнекембрийского до мелового или даже палеоценового.

Две дополнительные структуры выявлены в самые последние годы. Одна из них, расположенная в южной части свинцоворудной зоны Вибурнум, очень похожа или даже идентична структуре Фернас-Крик. Другая, приблизительно в 5 милях к юг-юго-западу от Фернас-Крик, описана только по данным изучения поверхности, где обнажаются осадочные породы, содержащие прослои вулканогенного материала и широко распространенные горизонты брекчий.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Характеристика рудных подрайонов

На юго-востоке штата Миссури свинцово-цинково-баритовая минерализация проявлена во всех без исключения породах, начиная от верхнекембрийских песчаников Ламотт и кончая нижнеордовикской формацией Джефферсон-Сити — наиболее молодой из числа известных в районе. Суммарная мощность девяти стратиграфических подразделений, соответствующих указанному возрастному интервалу, составляет 2400 футов. В семи из девяти подразделений известны рудные тела, являющиеся объектом добычи.

Поскольку минерализация распространена очень широко и географически, и стратиграфически, данный свинцоворудный район приходится довольно произвольно определять как район распространения стратиформ-

ных месторождений свинца, цинка и меди, залегающих в породах формации Бонн-Терр и в меньшей степени среди верхних горизонтов песчаниковой формации Ламотт вокруг выступов докембрийских пород, образующих горы Сент-Франсуа (фиг. 1). Эти месторождения совершенно не содержат барита.

Рудные месторождения, залегающие в породах более молодых формаций, отличаются значительным содержанием барита, а кроме того, им свойственна жильная форма рудных тел. Главный источник промышленного барита в Миссури — формация Потоси, причем большая часть руд добывается из заброшенных месторождений, расположенных в пределах рудного района на юго-востоке Миссури. Барит, как правило, сопровождается галенитом (еще в XIX в. многочисленные мелкие жильные месторождения служили источником свинца, но ныне полностью отработаны). Следует отметить, что эти месторождения по минеральному составу, морфологии рудных тел и стратиграфической позиции представляют собой самостоятельную проблему, которая здесь не рассматривается.

Свинцоворудный район юго-восточной части штата Миссури включает в себя четыре крупных подрайона и несколько второстепенных (фиг. 1). Главные из подрайонов — это рудник Ламотт, Олд-Лид-Белт и Вибурнум-Лид-Белт. Площадь каждого из них измеряется многими квадратными милями и в пределах каждого известны сотни рудных тел. Четвертый подрайон — Индиан-Крик — имеет относительно небольшую площадь, но является источником значительной доли общей продукции. Среди второстепенных подрайонов можно назвать Аннаполис, Айрондейл и некоторые другие, ныне заброшенные. Оруденение во всех перечисленных подрайонах локализовано в пределах пород формации Бонн-Терр. Самостоятельный рудный район Шерли-Палмер составляет своего рода исключение; минерализация локализуется в породах формации Бонн-Терр, но на ранней стадии освоения района существенными запасами руд обладали жильные тела формации Потоси. В других участках, например на рудниках Валле, свинцовые руды также залегали среди пород формации Потоси.

На руднике Ламотт минерализованы только нижние 50 футов формации Бонн-Терр, а верхняя граница распространения руд соответствует сланцевому горизонту, хотя выше его незначительные проявления галенита изредка тоже встречаются. Локализация рудных тел в значительной мере определяется положением выступов докембрия среди песчаников Ламотт, причем стратиформные рудные тела залегают непосредственно в кровле или близ выклинивания пород формации Ламотт. Многие рудные тела имеют тонкие линейные формы, аркообразные в плане, повторяющие конфигурацию контакта между выступами докембрийских изверженных пород и выклинивающимися горизонтами песчаников Ламотт. Итак, для данного субрайона характерны узкие вытянутые рудные тела, залегающие в породах специфической рудоносной формации. Таким образом, выражение «тип Ламотт» употребляется обобщенно, чтобы охарактеризовать размер, морфологию рудных тел и стратиграфическую позицию сходных месторождений, в каких бы частях района они ни находились.

Главный рудный минерал месторождений данного типа — галенит, но совместно с ним присутствуют подчиненные сфалерит, халькопирит и зигенит. Спорадически на всей территории встречаются рудопроявления других металлов, однако никаких признаков зональности оруденения не установлено.

Минерализация подрайона Индиан-Крик отчетливо тяготеет к полосе береговых водорослевых рифов. Эти рифы, относимые к горизонту 7, вытянуты вдоль северо-восточного ограничения докембрийских поднятий. Рудная минерализация локализована близ северо-западной кромки рифов, над рифами и в прилежащих предрифовых зонах осадочных пород, сложенных рыжевато-коричневыми оолитовыми доломитами и рифовыми обломками.

Главная рудная зона вытянута на несколько тысяч футов при ширине 300 футов; стратиграфический интервал распространения руд — приблизительно 150 футов. Промышленные руды распространяются в рифовые тела на первые сотни футов, используя внутририфовые структуры.

В пределах свинцовой зоны Вибурнум, сравнимой по размерам и интенсивности минерализации с поясом Олд-Лид, основная масса руд приурочена к верхним горизонтам формации Бонн-Терр. К западу от докембрийского выступа Сент-Франсуа среди боннтеррских пород в 50 футах ниже контакта формаций Бонн-Терр и Дейвис располагается горизонт кремнисто-глинистых сланцев мощностью от 2 до 10 футов. Значительная часть недавно обнаруженных руд залегает непосредственно под этим горизонтом пород типа Дейвис, образуя зону промышленных руд со средней мощностью 20 футов. В отдельных участках этой новой рудоносной площади руды отмечаются и выше кремнисто-сланцевого горизонта; они захватывают 50-футовый интервал формации Бонн-Терр и первые футы сланцев Дейвис. В северной и центральной частях свинцовой зоны Вибурнум руды, залегающие ниже сланцевого горизонта, играют второстепенную роль, но зато на юге на их долю приходится, вероятно, большая часть запасов. В подрайонах Айрондейл и Аннаполис концентрации сульфидов, в целом незначительные, сосредоточены вокруг интрузивных «шишек». Минерализация Айрондейла похожа на минерализацию участка Олд-Лид-Белт в нижней части формации Бонн-Терр. Руды Аннаполиса в своем роде уникальны — минерализации подверглись пористые, кавернозные «белые породы»— фация доломитов Бонн-Терр.

Как было отмечено выше, каждому подрайону свойственна локализация руд в пределах определенной части стратиграфического разреза и лишь на месторождениях группы Олд-Лид вертикальный интервал распространения оруденения охватывает весь разрез. Руды свинца здесь локализованы и в песчаниках Ламотт, в пределах верхней 100-футовой пачки, и на всем 400-футовом протяжении разреза формации Бонн-Терр. Этот подрайон закартирован и изучен особенно детально, в связи с чем настоящий очерк, написанный на основании личных исследований авторов, содержит лишь редкие ссылки на данные по другим рудным районам. Для краткости в описании употребляются термины и географические наименования, имеющие распространение главным образом среди геологов подрайона Олд-Лид-Белт.

Стратиграфическая позиция и приуроченность рудных тел к определенным фациям пород

Типы рудоконтролирующих фаций. Морфология рудных тел в основном повторяет конфигурацию конседиментационных структур во вмещающих породах формации Бонн-Терр. Выявлены почти все мыслимые первичные структуры, которые могут возникнуть во время накопления карбонатных осадков в условиях мелководья. В отдельных участках наблюдаются постлитификационные трещины и разломы, наложенные на первичные структуры. Минерализация по обе стороны подобных разломов совсем не всегда бывает приурочена к одним и тем же элементам разреза. Случается, что разломы и трещины способствуют распространению оруденения в те горизонты, которым оруденение, вообще говоря, не свойственно. Локально проявляющиеся, возможно, и в дорудное время, растворение и окисление вмещающих карбонатов часто нарушают тесную связь руд и первичных структур. Для того чтобы понять причину самых разнообразных вариаций морфологии, текстур и стратиграфического положения рудных тел, необходимо прежде всего изучить фациальный состав формации Бонн-Терр.

Руды Олд-Лид-Белт локализованы в барьерном рифе и сопряженных с ним карбонатных фациях, развитых вдоль северного склона гор Сент-Франсуа, которые в позднекембрийское время были группой островов (фиг. 1). Докембрийская поверхность платформы Миссури отличалась пониженными формами рельефа, на фоне которых выделялись незакономерно размещающиеся поднятия. Эти поднятия возвышались над эрозионной поверхностью на несколько сотен футов, иногда более чем на тысячу футов [25]. Именно на эту неровную поверхность отлагались осадки, давшие начало песчаникам Ламотт. Неровности докембрийской подошвы нашли свое отражение в незначительных, но вполне определенных неровностях кровли песчаников Ламотт.

Формация Бонн-Терр в пределах Олд-Лид-Белт представлена: 1) доломитовой фацией «обратных» рифов, т. е. рифов, обращенных в сторону, противоположную направлению движения волн и течений. Это полоса в несколько миль шириной, сложенная почти нацело средне- и грубозернистыми калькаренитами и оолитами; 2) полосой рифовых доломитов, ширина которой 3—4 мили. Для нижнего интервала этой полосы мощностью около 100 футов характерны резкие изменения фациального состава отложений по горизонтали — от калькаренитовых баров до нормальных осадков замкнутого бассейна, причем баровые фации вверх сменяются 100-футовой зоной водорослевых рифов; 3) мелководными доломитами предрифовой зоны, слои которых клиновидно чередуются со слоями известняков.

Зона обратного рифа не минерализована, если не считать участка вдоль ее северо-восточного окончания, где первичные седиментационные структуры имеют северо-западное простирание, параллельное древней береговой линии. Минерализация в пределах этой полосы тяготеет к контакту горизонтов 7 и 10, а местами распространяется в глубь рифового горизонта 7 на 50 и более футов.

Нижние 100 футов формации Бонн-Терр представлены рифовыми фациями с чрезвычайно разнообразными седиментационными структурами — несогласиями, участками опрокинутого залегания, выклиниваниями отдельных слоев и резкими колебаниями литологического состава пород по горизонтали. Здесь установлены серии калькаренитовых баров северо-восточного простирания, на которых росли водорослевые рифы. Таким образом, нижние 200 футов характеризуются присутствием сложных и разнообразных рифовых структур. Комплекс баровых рифов иногда называют структурным центром [15], поскольку именно к этому участку тяготеет максимум рудоотложения.

На удалении от рифов доломиты переходят в известняки, иногда оолитовые, но чаще сланцеватые и тонкозернистые. В известняках минерализация отсутствует, несмотря на то что в районе отмечены изолированные известняковые «островки», пересеченные сдвигами волочения.

В пределах вертикального 200-футового интервала неровная поверхность несогласия в подошве формации Бонн-Терр в локализации оруденения не играла решающей роли. Верхняя часть доломитовой формации на площади в много квадратных миль представлена довольно монотонными рыжевато-коричневыми оолитовыми доломитами, среди которых выявлены небольшие бары с самым различным простиранием.

Типы и морфология рудных тел. В рудном районе известны самые разнообразные морфологические типы рудных тел, определяемые особенностями строения вмещающей толщи. Многим участкам свойственно очень полное соответствие между структурами руд и вмещающих пород; отсюда понятно, что знание первичных седиментационных структур крайне важно для успешной отработки месторождений.

Чтобы продемонстрировать диапазон изменения морфологических типов руд, приведем некоторые примеры. Эти примеры, конечно, со многими вариациями и в комбинации друг с другом достаточно полно характеризуют оруде-

нение района, наиболее ранние описания которого принадлежат Уинслоу и Бакли [1, 2]. Многие зарисовки Бакли очень точно иллюстрируют особенности и детали локализации руд.

Тип выклинивания (pinchout-type). Этот тип обычен для участков, прилежащих к крупным поднятиям, достаточно высоким для того, чтобы «проткнуть» и песчаники Ламотт и нижнюю часть доломитов Бонн-Терр. Наиболее простой случай, характерный для некоторых рудных тел участка Лид-Белт и многих рудных тел рудника Ламотт, сводится к тому, что минерализация локализована в нижней части доломитов Бонн-Терр в горизонтах 19, 15, 12 над линией выклинивания песчаников Ламотт. Рудное тело образует неполный круг около захороненного выступа докембрия; докембрийскими породами сложена и одна из стенок очистной выработки. Ширина рудного тела невелика — 50—150 футов; рассеянно-вкрапленные и пластовые руды на отдалении от интрузивного выступа имеют мощность всего несколько футов и свыше 40 футов близ него.

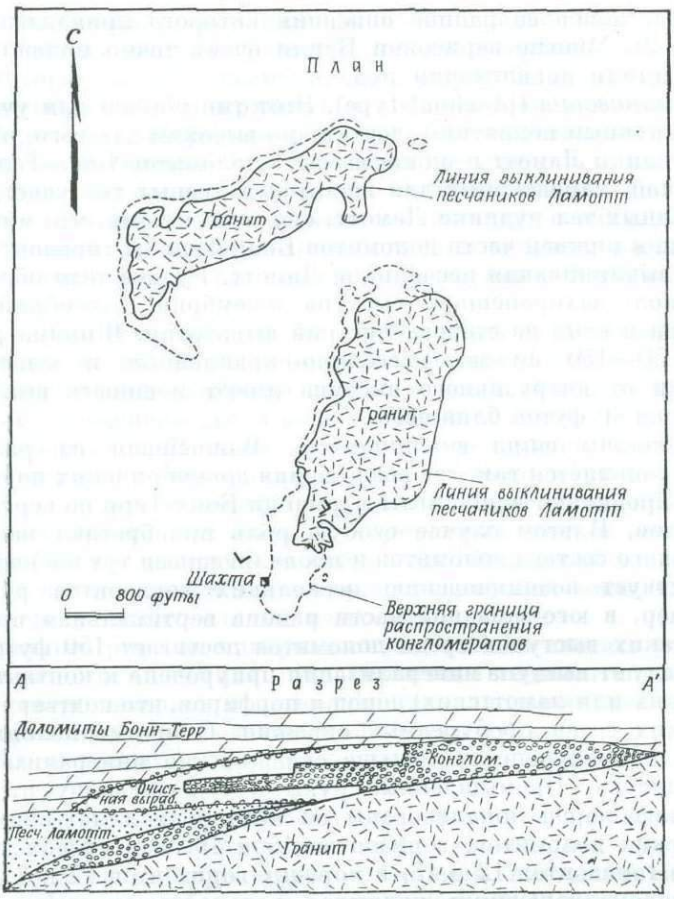
Разновидности типа выклинивания. Важнейшая из разновидностей этого типа проявляется там, где возвышения докембрийских пород настолько велики, что проникают в доломиты формации Бонн-Терр по вертикали на 100 и более футов. В этом случае особую роль приобретают неоднородности литологического состава доломитов и проявляющиеся тут же рифовые фации, что способствует возникновению нескольких горизонтов руд.

Например, в юго-западной части района вертикальная протяженность одного из таких выступов среди доломитов достигает 150 футов. К северу и северо-западу от выступа минерализация приурочена к контакту осадочных (бонн-террских или ламоттских) пород и порфиров, что подтверждено каждой из нескольких сотен пробуренных скважин. С противоположной стороны выступа было пробурено не меньше скважин, но минерализацию обнаружить не удалось. Промышленные руды к северо-западу от возвышения докембрийских пород локализованы на контактах ламоттских песчаников и боннтеррских доломитов, горизонтов 15 и 19, в пределах горизонта 15, на контакте горизонтов 12 и 15, в породах горизонтов 12 и 7. В последнем случае рудолокализующими являются водорослевые рифы, прилежащие к возвышению. Аналогичные горизонты во всех других направлениях от выступа докембрийских пород, кроме северо-западного, руды не содержат. В 40 футах над выступом залегает наиболее высокий горизонт порфиров, и здесь, в пределах горизонта 5, установлены небольшие тела оруденелых оползневых брекчий.

Минерализация непрерывно сопровождает контакт между выступом фундамента и осадочными породами, а рудные тела возникают там, где создаются благоприятные условия для распространения минерализации в сторону от этого контакта по плоскостям напластования. Отдельные залежи имеют то же простирание, что и контакт; в этом случае изверженные породы слагают одну из стенок очистной выработки.

Еще одна разновидность того же типа оруденения установлена на руднике Хейден-Крик в западной части района. Отличие заключается не в позиции оруденения, а в характере вмещающих пород [8]. Руды локализованы в гранитных галечниках, залегающих на фланге гранитного выступа среди нижнебоннтеррских и ламоттских пород (фиг. 3). Выявлено два сближенных гранитных выступа, каждый из которых на западе сопровождается оруденелыми галечниками. Следующее ниже описание относится к западному выступу гранитов.

Очевидно, что галечники возникли за счет сноса гранитных обломков с ближайшего возвышения дна. Маломощный горизонт галечников залегает непосредственно на гранитах, цементируется песчаным материалом и перекрыт песчаниками Ламотт. Выше песчаников проявлен главный горизонт галечников с доломитовым цементом мощностью более 100 футов. Боль-



Фиг. 3. План и разрез рудного тела месторождения Хейден-Крик [8].

шинство галек сложено красным неизмененным гранитом, хотя в отдельных участках порода в результате интенсивной каолинизации становится серой или белой. Горизонт галечников, возникший в ходе естественного сноса валунов с возвышенности, имеет следы грубой стратификации и содержит ненарушенные прослои других осадочных пород. Это не конусы выноса и не результаты гравитационных оползней.

Рудные минералы замещают доломитовый цемент и выполняют трещины в гальке. В нижней части горизонта галечников на всей площади минерализации оруденение беднее, чем в верхней части. То же можно сказать об оруденении краевых зон галечникового горизонта, контактирующих с горизонтом 12 формации Бонн-Терр, которые по всей мощности минерализованы слабее, чем центральные зоны. Относительно слабо минерализована кровля галечников непосредственно под нормальными осадочными породами.

Важной и заметной чертой рудовмещающих толщ, отмечаемой для всего рудного района, является степень окварцевания. Песчаники на контакте с гранитами и песчаниковый цемент нижнего горизонта галечников видоизменены до кварцитов. В пределах некоторых участков верхнего горизонта галечников многие гранитные гальки окаймлены зоной черных джаспероидов.

Участок Хейден-Крик — главный участок, где ярко проявилась минерализация галечников; подчиненное значение имеют оруденелые галечники на флангах гранитных выступов Де-Ран и Бонн-Терр. Выступы докембрийского фундамента сложены не только гранитами, но столь же часто риоли-

товыми порфирами, однако случаи площадной минерализации порфировых галечников практически неизвестны.

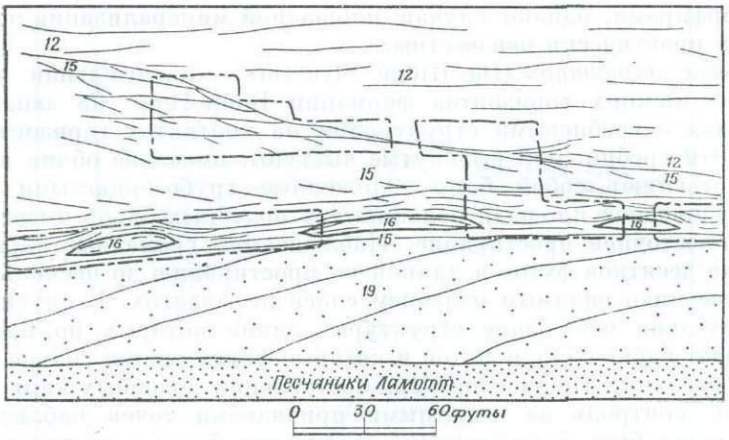
Гребневые структуры (the Ridge Structure). Значительная часть руд, добытых из нижних горизонтов формации Бонн-Терр, на западе района была связана с гребневыми структурами на контактах горизонтов 15—19 и 12—15. Эти гребни, или вытянутые выступы, имеющие облик антиклиналей, представляют собой бары, сложенные грубозернистыми осадками. На всей рудоносной площади большинство подобных баров имеет стандартное северо-восточное простирание. Наблюдаются громадные бары высотой в несколько десятков футов и длиной по простиранию до нескольких тысяч футов с отчетливо видимым падением слоев на флангах. В других случаях это относительно небольшие структуры, длина которых по простиранию не превышает первых сотен футов и которые фиксируются только на картах изопахит отдельных горизонтов. При составлении подобных карт необходим тщательный контроль за высотными привязками точек наблюдения.

Руды могут быть локализованы на флангах баров в участках выклинивания некоторых горизонтов и трансгрессивного залегания более молодых образований. В других случаях руды приурочены к надвершинным зонам гребней с черными глинистыми сланцами, которые по направлению к флангам сменяются грубослоистыми серыми карбонатами. В одних участках минерализация тяготеет исключительно к контактам горизонтов 15—19 и 12—15, в других, где баровые гребни представляют собой составную часть гигантских баро-рифовых комплексов, она проявляется и на многих иных стратиграфических уровнях.

В тех случаях, когда единственным фактором контроля оруденения являются гребневые структуры и связанные с ними фациальные неоднородности вмещающих пород, руды могут быть обнаружены почти в любой части разреза. Как уже было отмечено, они особенно «охотно» локализуются на контактах горизонтов 15—19 и 12—15, но известны и в пределах горизонта 12. Горизонт 10 также представлен баровой фацией пород, перекрытой рифовыми образованиями. Значительная часть руд участка Лид-Белт добыта из горизонта 5, для которого характерны узкие резко выраженные гребневые структуры.

На фиг. 4 показана сложная гребневая структура. Наиболее глубокий уровень минерализации приурочен к контакту горизонтов 15—19, полого погружающемуся в северо-западном направлении, т. е. к флангу гребня. Руды пространственно связаны с черными глинистыми сланцами, которые местами переходят по простиранию в тонколенточные горизонты, обогащенные водорослями. Галенит обычно проявляется над черными сланцами или в их верхней части. Наиболее высоко залегающие руды — это руды на контакте горизонтов 12—15. Шарнирная часть гребня, сложенная горизонтом 15, расположена к северо-западу от верхней зоны минерализации, которая тяготеет к северо-западной окраине гребня, т. е. к породам горизонта 19. Минерализация, связанная с верхней гребневой структурой, ограничена юго-восточным флангом самого гребня [30]. Рассеянная минерализация, иногда с промышленным содержанием металла, отмечена и в пределах горизонта 15, но, как правило, оруденение приурочено к приконтактным зонам различных горизонтов. В пределах верхней гребневой структуры локализация главной массы руд, видимо, определяется поверхностью секущего литологического контакта.

Сходная структура с минерализацией, приуроченной к одному гипсометрическому уровню, свойственна очистной выработке № 4587 — весьма наглядный пример, описанный Тэрром [4]. Это рудное тело было настолько богатым, что после окончания отбойки пол выработки оказалось целесообразным подмести, чтобы собрать грубозернистый галенит, сыпавшийся при автопогрузке.



Фиг. 4. Разрез сложной гребневой структуры рудника № 8.

12, 15, 16, 19 — номера отдельных горизонтов формации Бонн-Терр. Штрих-пунктирной линией показаны контуры горных выработок.

Рудные тела залегают среди черных глинистых сланцев на северо-западном фланге гребня, который расположен на контакте горизонтов 15—19. Вниз по склону гребня глинистые сланцы переходят в водорослевый горизонт, возникший на месте небольших береговых рифов. Черные сланцы соответствуют лагунным отложениям эвксинского типа, которые накапливались между береговым рифом и вершиной гребня.

Стратиграфический разрез на участке выработки № 4587 включает трансгрессивно залегающий горизонт 12, маломощный горизонт 15 с черными сланцами и галенитом, а также горизонт 19. Близ центральной части рудного тела породы последнего насыщены галенитовой вкрапленностью, которая распространяется примерно на 15 футов. Главный рудный «шов» («seam») имеет мощность свыше 18 дюймов; это единое рудное тело иногда разветвляющееся на две-три ветви, но совершенно непрерывное на площади длиной 2500 и шириной свыше 600 футов. Некоторые особенности руд позволяют предполагать, что увеличению мощности рудного тела чрезвычайно способствовали пустоты и каверны вдоль плоскостей напластования вмещающих пород. В частности, обнаружены смещенные блоки последних, со всех сторон окруженные галенитом (фиг. 5, *А*). Ненарушенные участки вмещающих толщ, откуда были отторгнуты эти блоки, могут быть не затронуты минерализацией или же частично замещены галенитом, но в обоих случаях сохраняется их первоначальная ориентировка. В галените встречаются полости, выполненные кальцитом, что, видимо, также указывает на возможность существования пустот вдоль плоскостей напластования.

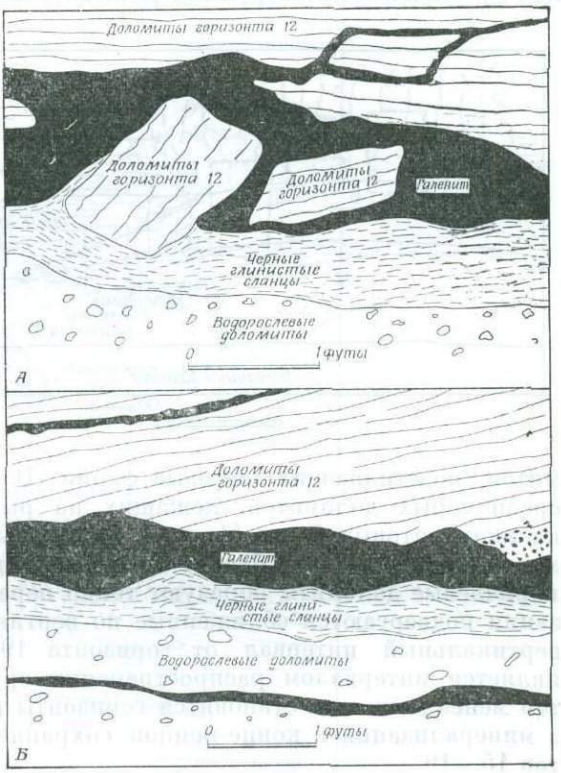
Трансгрессивные промежуточные слои в основании горизонта 12, залегающие непосредственно над рудным «швом», сами резко и необычно срезаны эрозионной поверхностью (фиг. 5, *Б*).

Тэрр [4] объясняет это эффектом растворения, а черные сланцы считает реликтом стилолитового горизонта. В настоящее время доказано, что черные сланцы — это обычное осадочное образование, однако растворение, несомненно, играло существенную роль и явилось причиной резкой шероховатости контакта между доломитами и сланцами.

Наиболее распространенным типом трещиноватости является мелкая трещиноватость с выдержанным северо-восточным простиранием, параллельная простиранию очистных выработок, и падением на северо-запад под углом 30°. Эта трещиноватость отвечает периоду дорудных деформаций. Мелкие трещины нередко выполнены галенитом. Прожилки галенита про-

тягиваются от главного рудного «шва» вверх на 12—15 футов, а от прожилков иногда начинаются второстепенные рудные швы небольшой мощности, следующие по плоскостям напластования.

Комплекс баровых рифов. Комплексы баровых рифов с северо-восточным простиранием [15] представляют собой гигантские сложные гребни и являются главными концентраторами руд в районе. Длина этих структур достигает



Ф и г. 5. Особенности морфологии рудных тел.

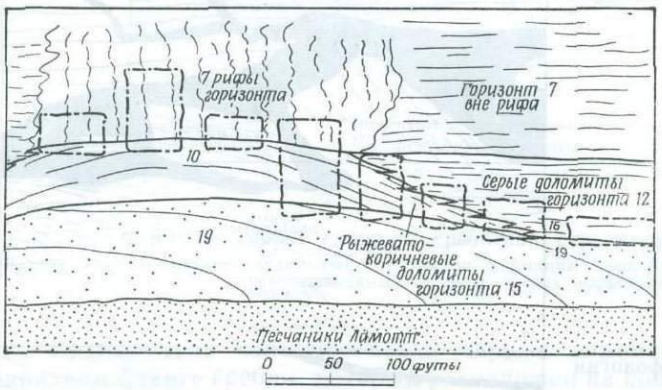
А — блоки вмещающих пород в галените; *Б*—рудное тело на контакте черных сланцев и трансгрессивно залегающих доломитов.

15 000 футов, ширина — 1000 футов, а вертикальный интервал распространения захватывает нижние 200 футов формации Бонн-Терр. Характерны *аркообразные формы рудных тел, проявляющиеся на одном или более горизонтах* обычно в связи с участками карбонатных песков, которые переходят в серые сланцевые карбонаты или чередуются с серыми карбонатами в разрезе. Эпигенетические минералы могут отлагаться на любых контактах главных литологических горизонтов или образовывать рассеянную вкрапленность в любых породах, исключая рыжевато-коричневые кристаллические доломиты горизонта 10. В этом последнем единственным эпигенетическим минералом является галенит, выполняющий тонкие трещины.

Различают два главных типа минерализации в баровых рифах. Для одного из них характерной вмещающей породой служит горизонт переслаивающихся серых и рыжевато-коричневых доломитов. Рудные минералы приурочены к тем контактам, где серые доломиты лежат на рыжевато-коричневых, а не наоборот, причем рассеянная минерализация захватывает главным образом серые доломиты. Рудные тела, локализованные в рифовых фациях, *залегают непосредственно над плоскостями напластования и вкрапленными* рудами подстилающих горизонтов. В подобных случаях при добыче руд выемке подлежит почти весь 200-футовый вертикальный интервал, т. е. вся нижняя половина боннтеррских доломитов. Осям структур, имеющих различную стратиграфическую позицию, свойственна некоторая дивергенция;

шарниры гребней могут отклоняться к юго-востоку, где они перекрываются более молодыми породами [11]. Наиболее существенной чертой стратиграфического разреза, способствующей концентрации руд, является его вертикальная неоднородность; именно в таких участках возникают выдержанные рудные тела с большой мощностью.

Для второго типа минерализации характерна значительная вертикальная протяженность безрудных рыжевато-коричневых кристаллических доло-



Ф и г. 6. Характер распространения минерализации в пределах комплекса баровых рифов.

На флангах структуры руды приурочены к нижним горизонтам формации Бонн-Терр, а в центре — к надгребневым рифовым фациям. Штрих-пунктирной линией показаны контуры горных выработок.

митов, подстилающих рифовые фации. В этом случае руды локализуются среди серых доломитов, лежащих на рыжевато-коричневых, на флангах калькаренитовых баров (фиг. 6). Контакты двух типов доломитов особенно многочисленны близ баров, поскольку именно здесь серые и рыжевато-коричневые доломиты образуют тонко переслаивающиеся пачки. Минерализации подвергаются сближенные по вертикали контактовые зоны, а общий вертикальный интервал от горизонта 19 до контакта горизонтов 7—10 является интервалом распространения оруденения. Чем дальше от бара, тем менее мощными становятся горизонты рыжевато-коричневых доломитов, а минерализация в конце-концов сохраняется только на контакте горизонтов 15—19.

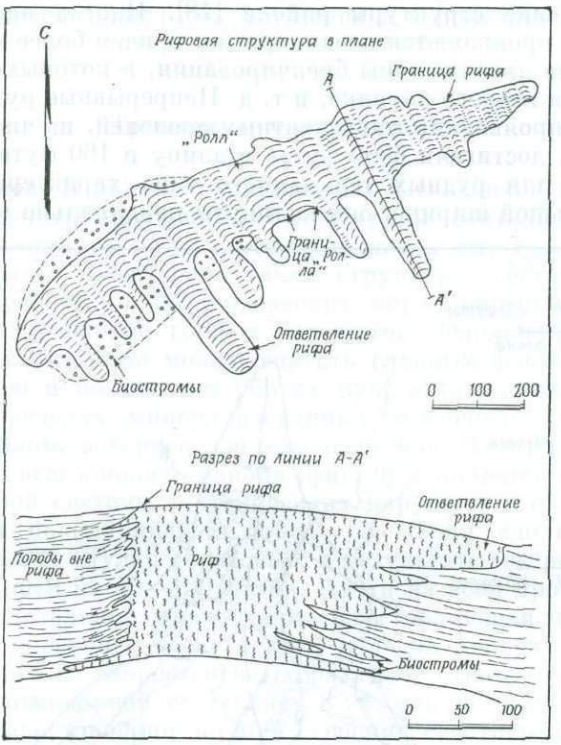
Над гребнем бара нижняя часть рифов минерализована, а фактором контроля, определяющим и качество руд, является внутреннее строение самих рифов. В надгребневой части рифы минерализованы примерно на 20 футов, в других местах рудные минералы распространяются в пределы рифа на расстояние до 50 футов.

Водорослевые рифы. Среди геологов Лид-Белт рифами принято называть крупные массы пород с органогенной структурой, содержащих механические обломки и отдельные слои типичных осадочных образований. В участках наиболее яркого проявления рифовые массы в плане имеют грубую гребнеобразную форму с почти вертикальной северо-западной и гораздо более пологой юго-восточной стенкой (фиг. 7). Для большей части района справедливо утверждение, что в основании рифовых сооружений лежат калькаренитовые бары, реже — придонные выступы изверженных пород, не захороненные в период отложения горизонта 7.

Основным рудоконтролирующим элементом подобных структур является контакт между колониальными водорослевыми рифами и подстилающими кластическими карбонатами. Узкая, выпуклая наружу зона водорослей обычно имеет простирание, перпендикулярное удлинению рифа в целом; такие зоны принято называть роллами (roll). Контактовые зоны органических и кластических осадков с многочисленными прослоями глинистых сланцев, как правило, минерализованы гораздо сильнее, чем сами породы вдали от контакта. Там, где зоны водорослевых рифов узкие, а сами зоны

сближены, вся рифовая масса может разрабатываться как руда. Если же рифы и межрифовые интервалы широки, на краях рифовых «антиклиналей» образуются обособленные рудные тела, поперечные по отношению к генеральному простиранию полосы рифов.

Рудные минералы отлагаются вдоль плоскостей напластования, в основании рифовых построек, в трещинах и в виде вкрапленности среди органогенных карбонатных пород. Вместе с тем огромное количество рифов вообще



Ф и г. 7. Детали строения рифовых сооружений в плане и разрезе [15].

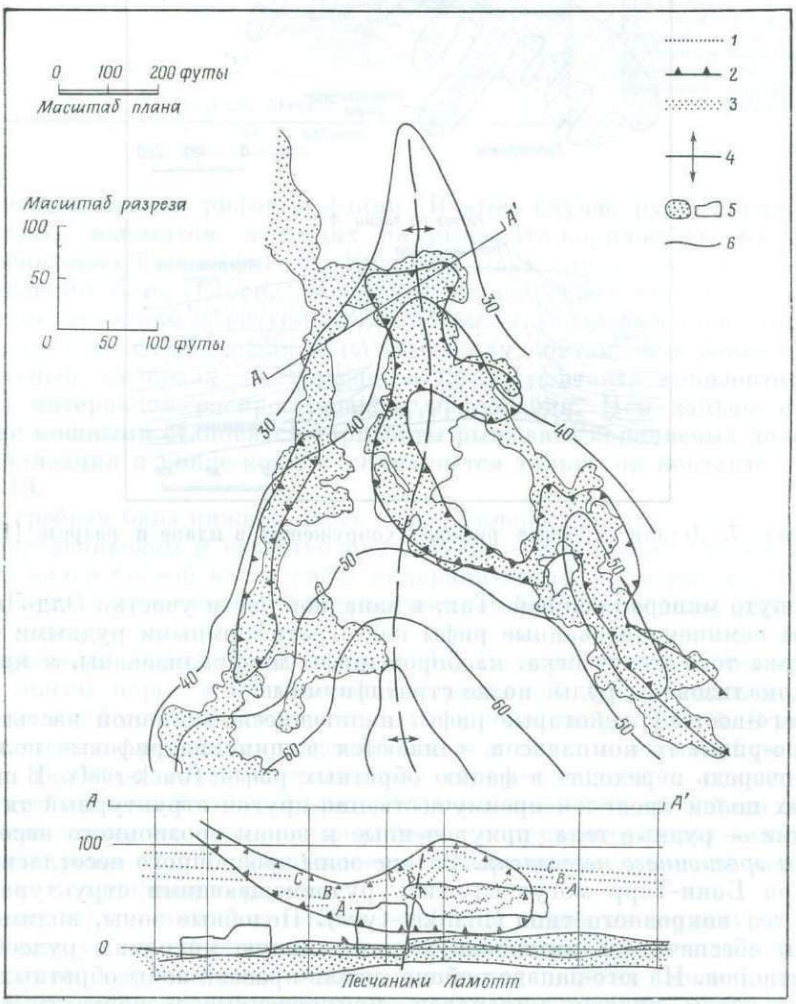
не затронуто минерализацией. Так, в западной части участка Олд-Лид-Белт известны неминерализованные рифы над стратиформными рудными телами. На востоке того же участка, наоборот, рифы минерализованы, а ниже них также локализованы руды, но не стратиформные.

К юго-востоку некоторые рифы, являющиеся составной частью сложных баро-рифовых комплексов, сливаются в широкие рифовые поля, а те в свою очередь переходят в фацию обратных рифов (back-reef). В пределах подобных полей проявлен преимущественно другой структурный тип минерализации — рудные тела, приуроченные к зонам эрозионного несогласия.

Зоны эрозионного несогласия. Редкие зоны эрозионного несогласия среди доломитов Бонн-Терр могут служить рудовмещающими структурами для рудных тел покровного типа (blanket-type). Подобные зоны, видимо, были способны обеспечивать интенсивную латеральную миграцию рудообразующих растворов. На юго-западе района, вдоль краевой зоны обратных рифов, отмечены следы рудных минералов, приуроченные к контакту горизонтов 7—10. В отдельных случаях возможно и образование промышленных рудных тел. Это происходит тогда, когда незначительные искривления поверхности несогласия способствуют возникновению структур типа гребней или куполов. Замечено, что горизонты глинистых сланцев проявляются над

такими куполами и либо совсем отсутствуют, либо играют резко подчиненную роль в прилежащих пониженных зонах. Элементы залегания разноименных горизонтов выше и ниже несогласия, хотя и незначительно, но отличаются друг от друга, несмотря на то что суммарная мощность пород формации Бонн-Терр остается постоянной.

Подводные оползни. Зоны брекчирования, образовавшиеся в результате подводных гравитационных оползней на флангах калькаренитовых баров, широко распространены в юго-восточной части штата Миссури; это важнейшие рудовмещающие структуры района [18]. Иногда оползни на одном и том же участке проявляются неоднократно, причем более молодые оползни накладываются на древние зоны брекчирования, в которых возникают зоны эрозионного среза второго порядка, и т. д. Непрерывные рудные зоны в участках широкого проявления многократных оползней, из числа тех, которые уже выработаны, достигали 6000 футов в длину и 160 футов по вертикали. Таким образом, для рудных тел данного типа характерна значительная длина при небольшой ширине; они вытянуты параллельно калькаренитовым



Фиг. 8. Рудное тело месторождения Ледвуд, приуроченное к участку проявления подводного оползня [18].

1 — маломощные горизонты сланцев; *2* — брекчии, установленные горными выработками; *3* — калькарениты; *4* — шарнир калькаренитового поднятия; *5* — горные выработки; *6* — изолинии расстояний до кровли песчаников Ламотт.

барам, и часто зона сплошных руд прослеживается вдоль всей выпуклой части бара. Оползневые брекчии минерализованы лишь там, где они пересекают зоны контактов различных горизонтов; минерализация тяготеет к контакту и участкам несортированного обломочного материала в краевых частях бассейна.

Склоны, порождающие оползни, минерализованы лишь в редких случаях. Плоскость скольжения, по которой перемещалась оползавшая масса, может быть прослежена и за пределы очистных выработок, однако ниже этой плоскости проявлены лишь руды, тяготеющие к контакту различных горизонтов (фиг. 8).

Трещины и минерализация

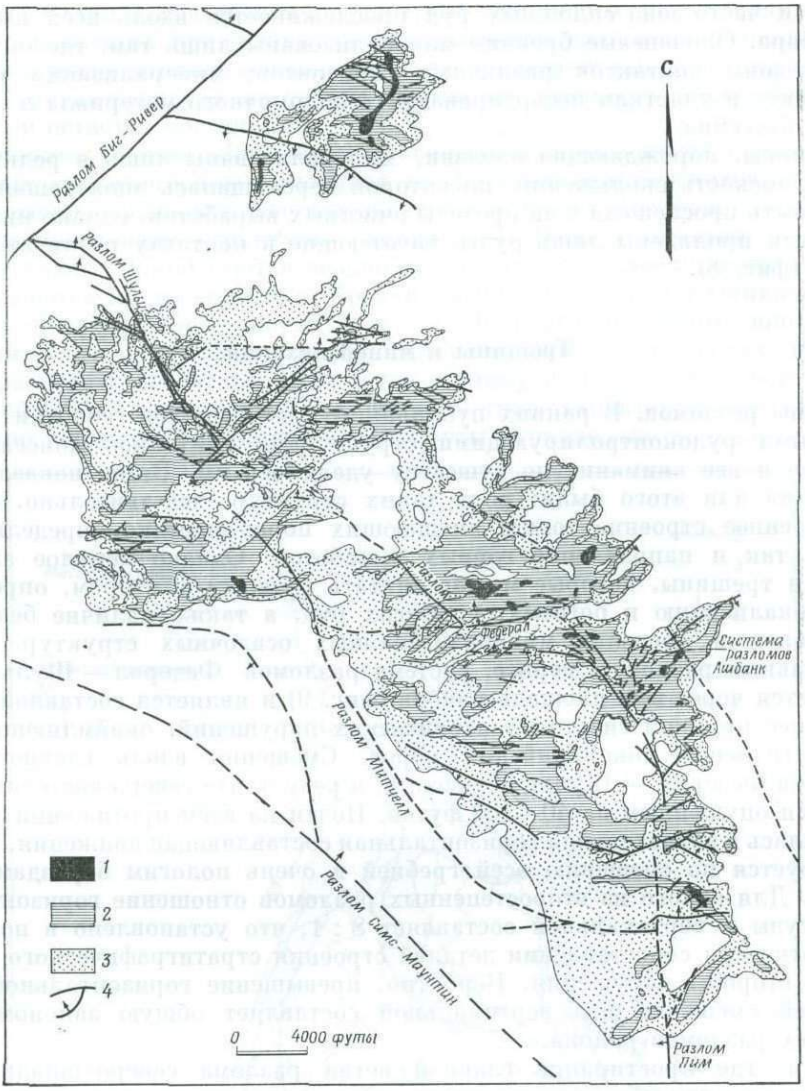
Типы разломов. В ранних публикациях, касающихся геологии района, основными рудоконтролирующими структурами считались конседиментационные и все внимание по существу уделялось им. Выше показано, что основания для этого были: роль таких структур, действительно, велика, а внутреннее строение толщи вмещающих пород нередко определяет как форму, так и направление горных выработок. Однако немалое значение имеют и трещины, которые можно считать главным фактором, определяющим локализацию и богатых, и убогих руд, а также наличие безрудных интервалов в пределах минерализованных осадочных структур.

Главный разлом, а вернее, система разломов Федерал — Шульц, протягивается через всю площадь района (фиг. 9) и является составной частью еще более крупной системы тектонических нарушений, окаймляющих поле распространения докембрийских пород. Смещения вдоль главной ветви разломов Федерал — Шульц сбросовые; в результате северо-восточный блок оказался опущенным на 40—100 футов. Почти на всем протяжении разлома проявилась и значительная горизонтальная составляющая движения, которая фиксируется по смещению осей гребней и очень пологим бороздам скольжения. Для одного из второстепенных разломов отношение горизонтальной амплитуды к вертикальной составляет 8 : 1, что установлено в подземной выработке при сопоставлении деталей строения стратиграфического разреза по обе стороны нарушения. Вероятно, превышение горизонтальной составляющей смещения над вертикальной составляет общую закономерность для всех разломов района.

Там, где простирание главной ветви разлома северо-западное, она представлена серией перекрывающих друг друга кулисных трещин с постепенно увеличивающимся расстоянием между кулисами. Если простирание разлома становится близким к широтному, как в центральной части района, то происходит интенсивное разветвление трещин с образованием структур типа «конский хвост».

В восточной части района расположен разлом Ашбанк с выдержанным северо-восточным простиранием и опущенным северо-западным крылом. Грабен, расположенный между разломами Федерал — Шульц и Ашбанк, представляет собой одну из главных областей распространения медной минерализации.

Широко распространены трещины отдельности с простиранием 310° СЗ; одни из них «залечены», но, видимо, могут быть отнесены к ранним, другие выполнены галенитом, кальцитом, марказитом, а иногда только последними двумя минералами. Имеются и зияющие трещины, вероятно, расширенные в связи с деятельностью пострудных грунтовых вод. В зонах с повышенным уровнем минерализации наиболее обычны галенитоносные трещины северо-восточного простирания. В пределах калькаренитовых баров, ниже минерализованных рифов, зоны подобных трещин содержат убогие руды,



Ф и г. 9. Системы разломов и связь с ними интенсивности минерализации [23].

Относительная интенсивность свинцовой минерализации показана с учетом суммарной рудности всего вертикального интервала (в условных единицах): *1*—50—100 и более; *2*—2—50; *3*—0—2; *4*—системы разломов.

которые могут добываться совместно с более богатыми контактовыми и рифовыми рудами.

Некоторые разломы и трещины явно образовались в пострудное время, но отдельные рудные тела смещены ими так, что едва ощутима разница в характере минерализации по обе стороны нарушения. Близ подобных разломов часто встречаются слабодеформированные кристаллы галенита с искривленными гранями.

Множество трещин, если не большинство, возникло до завершения процессов минерализации. Некоторые разломы содержат прожилки галенита мощностью свыше трех дюймов, которые также могут быть деформированы, что свидетельствует как о дорудных, так и о послерудных подвижках.

Обычно имеется возможность установить относительный возраст трещин и оруденения для любого участка района. Факты, на которых мы еще остано-

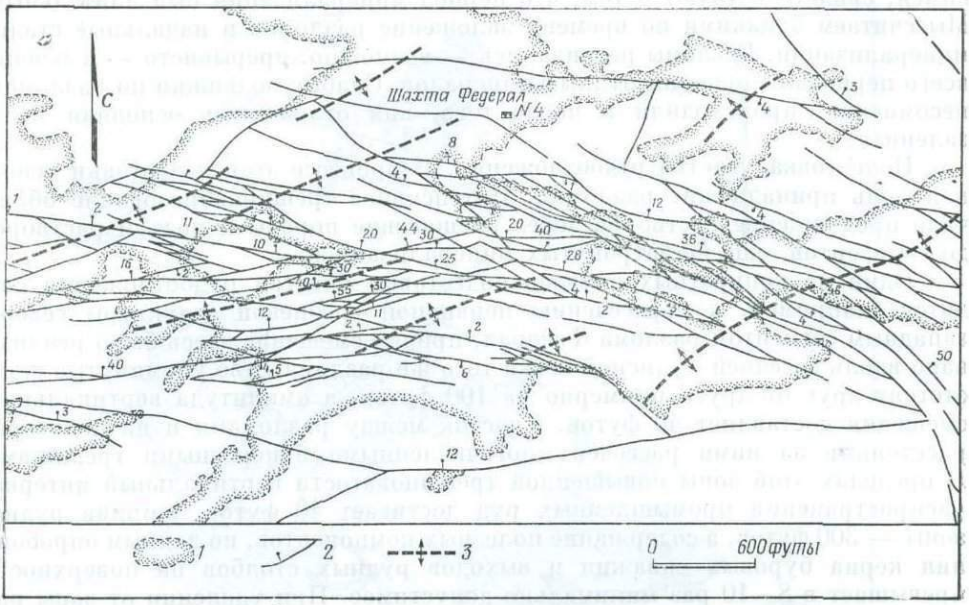
вимся, свидетельствуют о том, что период минерализации был длительным. Мы считаем близкими по времени заложение разломов и начальные стадии минерализации. Разломы развивались — возможно, прерывисто — в течение всего периода отложения рудных минералов. Слабые подвижки по разломам, несомненно, происходили и после того, как отложилась основная масса галенита.

Подготовка участка рудоотложения. В процессе этой подготовки основная роль принадлежит разломам. Интенсивное трещинообразование облегчало продвижение растворов через вмещающие породы и подъем растворов до горизонтов, еще не затронутых минерализацией.

Один из конкретных случаев подготовки участка рудоотложения сводится, например, к пересечению первичной гребневой структуры северо-западным сегментом разлома Федерал, причем смещение здесь было реализовано вдоль соседней кулисной ветви того же разлома. Две упомянутые ветви отстоят друг от друга примерно на 100 футов, а амплитуда вертикального смещения составляет 40 футов. Участок между разломами и на некотором расстоянии за ними рассечен многочисленными поперечными трещинами. В пределах этой зоны повышенной трещиноватости вертикальный интервал распространения промышленных руд достигает 40 футов, ширина рудной зоны — 300 футов, а содержание полезных компонентов, по данным опробования керна буровых скважин и выходов рудных столбов на поверхность, превышает в 8—10 раз минимально допустимое. При удалении от зоны разломов (например, к юго-западу) и вертикальный, и горизонтальный размеры рудных тел постепенно убывают, несмотря на то что горные выработки остаются в пределах той же структуры. На расстоянии 1200 футов от разлома интервал распространения промышленных руд вместо 40 футов по вертикали составляет 10 футов, а ширина рудной зоны вместо 300 футов — 150 футов. Содержание полезных компонентов в руде достигает минимально допустимого уровня. В пределах «подготовленного» участка рудное тело на вертикальном разрезе имеет площадь около 12 000 кв. футов, а на удалении от разлома та же площадь составляет всего 1500 кв. футов. Перечисленные существенные различия рудных тел поблизости от разломов и на удалении от них свидетельствуют о весьма важной роли разломов в локализации оруденения.

Следующий пример подготовки участка рудоотложения — центральная часть разлома Федерал, где этот последний имеет широтное простирание и структуру типа спутанного конского хвоста. Это мощная зона трещиноватости с шириной до 1000 футов, которая пересекает три параллельных комплекса баровых рифов, вытянутых в северо-восточном направлении и отделенных друг от друга неминерализованными полосами «впадинных» («basin») осадков, шириной от 600 до 800 футов (фиг. 10). Вне разломов каждый из осадочных комплексов обладает присущими именно ему типами проявления минерализации в связи с конкретными седиментационными структурами. В связи же с разломами образуется широкий и богатый рудоносный пояс с запад-северо-западным простиранием, которое возникает как результат комбинации простираний, свойственных первичным осадочным и разрывным структурам. Минерализация захватывает и рифы, и промежуточные интервалы, а содержание полезного компонента в рудах гораздо выше, чем среднее для района.

Третий тип предрудной подготовки вмещающих пород сводится к проявлению межпластовых срывов и проскальзываний. В районе известно три типа геологических ситуаций, при которых нормальные слоистые карбонаты, часто тонкослоистые и сланцеватые, сменяются массивными бесструктурными породами. Это контакты слоистых пород с рифами, оползневыми брекчиями и галечниками. В каждом из трех случаев массивные породы рассечены крутыми трещинами, падающими в том же направлении, что и поверхность контакта. В пределах рифовых дуг трещины начинаются



Ф и г. 10. Концентрация оруденения на участке проявления сложной системы пересекающихся субширотных разломов.

1 — горные выработки; *2* — разломы; *3* — конседиментационные гребневые структуры.

у основания водорослевых рифовых колоний, но элементы залегания трещин не меняются, даже если поверхность, на которую рифы нарастают, искривлена. В оползневых брекчиях, в пределах их внешних фронтальных участков, проявлены более поздние трещины, отсутствующие в подстилающих слоистых породах. Для галечникового типа рудных тел характерна интенсивная трещиноватость внешних контактовых участков, причем минерализованы на всем вертикальном интервале только периферические части галечниковых масс (фиг. 3). Для приведенного нами случая допускается, что проскальзывания и срывы вдоль бесчисленных плоскостей напластования, широко проявленные в слабодеформированных толщах, но фиксируемые с трудом, сменились образованием крутых трещин. Эти трещины, секущие по отношению к первичным структурам рифов, оползневых брекчий и горизонтов галечников, обеспечивают восходящее движение минералообразующих растворов. В результате возникают рудоносные зоны, которым свойственны значительный вертикальный интервал распространения оруденения и более богатые по сравнению со средним уровнем руды.

Взаимоотношения разломов и минерализации

Построение на вертикальных разрезах изолиний, характеризующих интенсивность минерализации, с выявлением максимумов и минимумов, а также изопахит,— один из полезных приемов, позволяющих выяснить взаимоотношения между разломами и минерализацией. Если руды сформировались до разломов, характер минерализации по обе стороны разлома остается практически неизменным. Это означает, что при равной интенсивности минерализации ею затрагиваются одни и те же структуры и горизонты, хотя последние и располагаются в блоках, разобщенных разломами.

Если же разломы имеют дорудный возраст, нижние границы распространения оруденения, равно как и верхние, могут быть по обе стороны разлома

приурочены к разным стратиграфическим горизонтам. Во многих случаях резко различной оказывается и интенсивность минерализации в целом. На картах и разрезах с изолиниями интенсивности минерализации можно видеть множество случаев искажения «нормальной» картины распределения руд, что, безусловно, связано с наличием дорудных разломов.

Минералогия месторождений

Первичные сульфиды. К ним относятся галенит, сфалерит, халькопирит, зигенит, бравоит, пирит, марказит, а, возможно, также борнит и миллерит.

Галенит слагает стратиформные, или пластовые, залежи, приуроченные к несогласиям и плоскостям напластования. Иногда это метасоматические минеральные агрегаты, но местами существенную роль играет и выполнение открытых полостей — отдельные кристаллы и сростки кристаллов в некоторых разновидностях доломитов и черных глинистых сланцев, а также в трещинах. Массивные пластовые тела сплошного галенита мощностью до 18 дюймов состоят из мозаики очень мелких и очень крупных кристаллов, среди которой можно различать элементы слоистой текстуры, обусловленной чередованием мелко- и крупнозернистых агрегатов. Весьма обычны искривленные плоскости спайности. В некоторых участках галенит основательно подроблен и размазан по плоскостям напластования, но часты и некатаклазированные руды.

Хорошо ограниченные эвгедральные кристаллы диаметром более одного дюйма в пределах участка Олд-Лид-Белт редки, но все же встречаются в небольших полостях растворения и трещинах. Это чаще всего простые кубы или комбинации куба и октаэдра.

Галенит, образовавшийся среди песчаников Ламотт или нижнебоинтеррских песчанистых доломитов, способен образовывать так называемые «песчаниково-свинцовые» («sand-lead») кристаллы, выполняющие поры между зернами кварца или замещающие доломитовый цемент песчанистых доломитов.

Сфалерит, хотя он и является второстепенной составной частью руд, если говорить о районе в целом, иногда образует значительные локальные концентрации. Как правило, он темноокрашенный, тонкозернистый, образующий рассеянную вкрапленность в доломитах. Дэвис [23] отмечает, что многие кристаллы сфалерита имеют секториальное, видимо, двойниковое строение, причем отдельные секторы окрашены в проходящем свете в желтый и фиолетовый цвета. Идиоморфные кристаллы редки, и на стенках крустифицированных трещин лишь иногда можно обнаружить индивиды более $^1/_8$ дюйма в диаметре.

Распространенность сфалерита ограничена некоторыми участками района; он тяготеет к зонам, сложенным серыми сланцеватыми доломитами и черными глинистыми сланцами. Учитывая это, можно предположить, что участки локализации сфалерита в большей степени, чем участки с галенитом, определяются особенностями фациального состава вмещающих толщ. Сфалерит обычно встречается и совместно с галенитом, но приурочен либо к верхней границе распространения последнего, либо к еще более высоким стратиграфическим уровням.

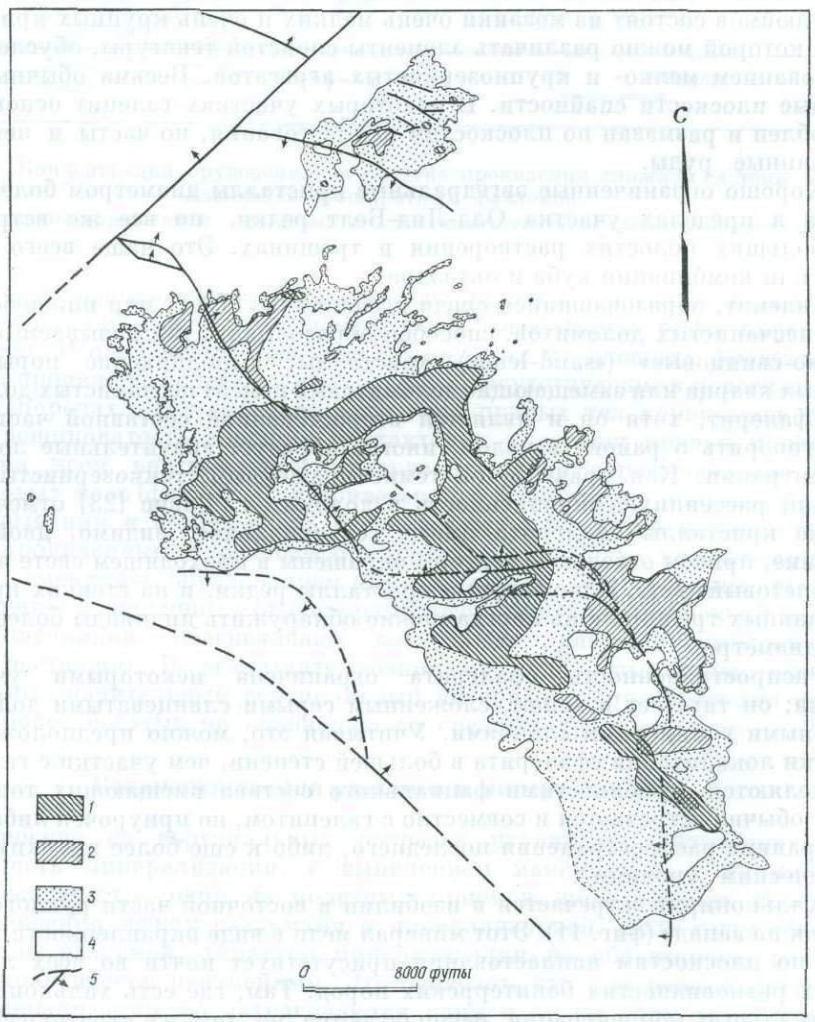
Халькопирит встречается в изобилии в восточной части рудного района и редок на западе (фиг. 11). Этот минерал меди в виде вкрапленности и тонких швов по плоскостям напластования присутствует почти во всех литологических разновидностях боинтеррских пород. Там, где есть халькопирит, его максимальные концентрации располагаются на том же стратиграфическом уровне, что и наиболее низко расположенные тела с галенитом, или еще ниже. Таким образом, халькопирит чаще всего приурочен к нижним горизонтам формации Бонн-Терр [41]. Близ пересечения систем разломов Федерал

и Ашбанк халькопирит непрерывно сопровождает свинцовую минерализацию на 200-футовом вертикальном интервале.

Это единственная точка в пределах участка Олд-Лид-Белт, где медная *минерализация распространяется более чем на первые десятки футов выше* песчаников Ламотт.

Сульфид кобальта и никеля — зигенит $(Co, Ni)_3S_4$ — известен в небольших количествах, обычно в виде мелких рассеянных кристаллов. В немногих случаях, преимущественно в восточной и южной частях района, зигенитом сложены швы вдоль плоскостей напластования вмещающих пород мощностью до 3 дюймов. Зигенит присутствует во многих образцах с халькопиритом, да и другие данные позволяют утверждать, что ореолы распространения зигенита и халькопирита совпадают. Это утверждение справедливо, несмотря на более тесную, чем с халькопиритом, связь зигенита с пиритом.

Бравоит $(Fe, Ni)S_2$ встречается чрезвычайно редко. Он обнаружен в рудах Миссури и описан Рэсором [5], который утверждает, что это первая находка



Ф и г. 11. Зоны преимущественного распространения руд свинца, цинка и меди [23].
1 — свинцово-цинковые руды; *2* — свинцово-медные руды; *3* — свинцовые руды; *4* — неминерализованные системы разломов.

бравоита в Северной Америке. Крохотные кристаллы бравоита окаймляют зерна пирита и образуют в нем включения, а также замещают зигенит (Рэсор приводит в своей работе [5] прекрасные фотографии).

Пирит известен в ассоциации со всеми рудными минералами; в полированных шлифах нередко видно, что сульфиды железа представлены тонкой смесью пирита и марказита. Пирит из участков, отличающихся повышенным содержанием никеля, как правило, слабо никеленосный. Это может быть связано и с микровростками кристаллов бравоита, и с присутствием никеля в форме твердого раствора.

Широко распространен марказит, который не только входит в состав самых различных тонкозернистых полиминеральных агрегатов, но и образует самостоятельные мономинеральные скопления с массивной структурой.

Горизонты серых слоистых карбонатов формации Бонн-Терр обязаны своим цветом тонко рассеянным сульфидам железа. Последние обычно обволакивают тонкими пленками обломки окаменелостей, а в виде относительно обильной вкрапленности характерны для тонких прослоев черных глинистых сланцев, которые залегают либо в нижней части доломитов Бонн-Терр, либо в связи с водорослевыми рифами. Следует отметить, что сульфиды железа в подобных формах характерны для всей южной части штата Миссури; они, видимо, имеют диагенетическое происхождение и не связаны со свинцово-цинково-медной минерализацией.

Единственными металлами, представляющими промышленный интерес при попутной добыче, являются кадмий и серебро. Изучение многочисленных полированных шлифов не позволило обнаружить каких-либо самостоятельных минералов этих элементов; иначе говоря, оба они образуют только изоморфную примесь — кадмий в сфалерите, а серебро и в сфалерите, и в галените. Среднее содержание кадмия в сфалерите колеблется около 1%, однако оно неодинаково для различных рудоносных участков.

Девис [23] установил, что отношение Zn/Cd изменяется от 38 : 1 до 100 : 1, а максимальные концентрации кадмия тяготеют к главной системе разломов; при удалении от разломов содержания кадмия постепенно убывают.

Серебро, как уже сказано, есть и в сфалерите и в галените, но в сфалерите его гораздо больше. Тот же Дэвис [23] подсчитал, что отношение Ag/Zn в сфалерите приблизительно в 20 раз превышает отношение Ag/Pb в галените. В пределах участка Лид-Белт концентрация серебра непостоянна и, видимо, в той же степени зависит от положения конкретных участков относительно разломов, как это было отмечено для кадмия.

Таблица I

Относительные содержания металлов в рудах Олд-Лид-Белт

Свинец	25 000
Цинк	1 500
Медь	500
Никель	40
Кобальт	20
Кадмий	10
Серебро	1

При анализе концентратов устанавливаются ничтожные содержания сурьмы мышьяка и висмута, но они так малы, что, характеризуя руды, их можно игнорировать.

Отношения металлов. В немногих самостоятельных рудных телах отношения цинка или меди к свинцу могут достигать единицы или даже быть выше, однако в целом это явно свинцоворудный район. На карте района, иллюстрирующей зональность оруденения (фиг. 11), видно, что значительная часть общей рудоносной площади абсолютно не содержит существенных концентраций цинка и меди. Суммарные количества металлов в рудах, вычисленные по отношению к наименее распространенному серебру, принятому за единицу, перечислены в табл. I.

Килберн [24] систематически изучил образцы концентратов с обогатительной фабрики, характеризующие недельную продукцию, и получил примерно те же цифры для цинка, меди, никеля и кобальта, однако по неясным причинам содержание свинца оказалось у него невероятно низким.

Интенсивность минерализации. Для того чтобы выявить взаимоотношения участков максимальной минерализации с особенностями геологического строения района, были обработаны данные опробования буровых скважин и других рудничных выработок участка Олд-Лид-Белт (фиг. 9).

На вертикальных разрезах изолинии интенсивности минерализации практически соответствуют изолиниям мощности, построенным вне зависимости от того, какой вертикальный интервал стратиграфического разреза охвачен оруденением.

Там, где проявилось несколько зон минерализации, разделенных безрудными интервалами, отдельные зоны объединяются, чтобы можно было выявить общую тенденцию локализации руд. Были построены также и изолинии футо-процентов. Например, изолиния 20 футо-процентов объединяет участки, где мощности рудного тела равны 20, 10 или 2 футам, а содержания соответственно 1, 2 или 10%, а также любые иные комбинации мощности и содержания, лишь бы произведение двух цифр оставалось постоянным.

Совершенно очевидна взаимосвязь между интенсивностью минерализации и наличием баро-рифовых комплексов. В равной мере не вызывает сомнений связь между конфигурацией линий равной плотности оруденения (isoconsistency) и первичными конседиментационными структурами. Некоторые выступы докембрийского фундамента сопровождаются интенсивной минерализацией окружающих осадочных пород, другие не сопровождаются. В отдельных участках отчетливо видно, что наиболее минерализованными оказываются зоны повышенной трещиноватости. Общая интенсивность минерализации вдоль конкретных осадочных структур может быть резко различной в блоках, разобщенных разломом.

Жильные минералы. Единственным жильным минералом, на долю которого приходится существенная доля общего объема рудной массы, является доломит вмещающих пород. Прочие жильные минералы — вновь образованные или переотложенные — играют резко подчиненную роль и представлены кальцитом, доломитом, диккитом, кварцем, джаспероидом. Пустоты и полости с друзами кристаллов в пределах Олд-Лид-Белт встречаются реже, чем в других рудоносных участках. Хорошо ограненные кристаллы кальцита обычно встречаются в различных пустотах; окрашенные в белый или желтовато-коричневый цвет кристаллы слагают плотные агрегаты, достигающие 1 фута в диаметре. Видимо, было несколько стадий образования кальцита, разделенных периодами отложения марказита, но детально этот вопрос никем не рассматривался.

Белый жильный доломит очень редок и на больших пространствах рудного района иногда совершенно не встречается. Известны отдельные точки, например рудник Хейден-Крик, где подобный доломит попадает в категорию широко распространенных минералов.

Участок Лид-Белт является уникальным среди интраконтинентальных районов распространения цветных металлов из-за явного отсутствия здесь процессов окварцевания. Кремнезема практически нет в породах формации Бонн-Терр, окварцевание не установлено ни скважинами, ни в подземных горных выработках. Однако в некоторых особых геологических ситуациях окварцевание все же проявлено, хотя и в небольшом масштабе. Некоторые рудные тела, залегающие среди песчанистых пород переходного стратиграфического горизонта, сопровождаются маломощными зонами силицификации. Зоны разломов, пересекающих контакт формаций Бонн-Терр и Ламотт, также могут быть окварцованными, причем местами обычно хрупкие песчаники преобразованы в плотные кварциты.

Наиболее поразительный пример окварцевания представляют джаспероиды, сопровождающие рудное тело рудника Хейден-Крик. Это рудное тело залегает среди гранитных галечников нижнебоонтеррского возраста, приуроченных к периферии выступа докембрийских пород. Выявлены обшир-

ные участки, в пределах которых отдельные гальки окружены каймой черного джасперoида с радиально столбчатой структурой шириной до 1 дюйма, содержащего многочисленные мелкие вкрапленники пирита.

Отсутствие окварцевания в подавляющем большинстве разновидностей пород и наличие его в песчаниках или близ выступов докембрия позволяет предполагать, что кремнезем выносился из прилежащих кремнийсодержащих пород и мог мигрировать лишь на очень короткие расстояния, после чего происходило его переотложение.

Околорудные изменения вмещающих пород. Околорудные изменения сводятся к незначительному окварцеванию, как отмечено выше, а также растворению и окислению карбонатов. Доломитизацию принято считать диагенетической, поскольку нет никаких оснований предполагать, будто существовала постлитификационная доломитизация или нынешние взаимоотношения между известняком и доломитами не первичны, а генетически связаны с сульфидной минерализацией.

История частичного растворения и окисления карбонатов достаточно сложна и, видимо, состоит из ряда последовательных стадий. Специфические особенности руд и вмещающих пород, свидетельствующие о процессе растворения, сводятся к следующим.

1. Пустоты диаметром от долей дюйма до нескольких футов обычно расположены вдоль каких-то первичных элементов структуры вмещающей толщи, например вдоль рифовых горизонтов. Доломит, непосредственно окружающий подобные пустоты, слабо окислен и «песчанизирован» («sanded») [1]. Пустоты в участках минерализации содержат кристаллы галенита и кальцита, но последние очень редко прикреплены к стенкам этих пустот.

2. Некоторые факты позволяют предполагать, что отдельные мощные тела галенита образовались в результате выполнения открытых полостей. Например, многие как бы реликтовые полости сосредоточены в центральной части рудного «шва» и частично выполнены кальцитом.

Блоки доломита в самых различных положениях бывают нередко полностью заключены среди галенита мощных рудных тел, как показано на фиг. 5, *А*. Открытые пространства возникали как в процессе минерализации, так и до нее; присутствие в рудах обломков вмещающих пород доказывает, что оба процесса во времени были совмещены.

3. В двух точках района известны брекчии растворения и обрушения — наиболее мощные на участке Ледвуд, а менее значительные — в самой восточной части района на участке Флат-Ривер. Обе точки расположены в пределах минерализованных площадей и почти со всех сторон окружены рудами, но сами брекчии оруденением не затронуты.

Эти брекчии не содержат рудных минералов, но в них в изобилии встречаются кальцит и марказит. Представляется невероятным, что брекчии могли бы остаться пустыми, если бы они уже существовали к началу процессов минерализации. Видимо, время их формирования соответствует последним стадиям отложения кальцита и марказита, но брекчии могут быть и еще более поздними, совершенно не имеющими отношения к главному периоду минерализации.

4. Весьма возможно, что трещины, пересекающие рудные тела и неминерализованные вмещающие породы, были расширены в результате частичного растворения и окисления стенок. Трещины, вскрываемые горными выработками, заполнены водой и илистым материалом, нередко под большим давлением. В пределах рудоносных участков подобные трещины содержат церуссит, англезит, арагонит, окислы марганца и интенсивно окисленный доломит вмещающих пород. Для глубоких рудных тел, в особенности для тех,

[1] Процессом «песчанизации» мы называем процесс частичного растворения доломита, в ходе которого часть карбонатного материала выносится, а оставшиеся карбонатные зерна становятся несцементированными, образуя рыхлый карбонатный «песок».

которые залегают среди пород, более молодых, чем боннтеррские, явление растворения и окисления стенок не свойственно, поскольку оно вызвано деятельностью современных грунтовых вод.

5. В пределах собственно рудных тел наблюдается окисление горизонтов серых карбонатов, что приводит исследователей в замешательство и должно быть отнесено к числу наиболее спорных вопросов геологии района. Участки, подвергшиеся окислению, практически не содержат рудных минералов, в то время как соседние неокисленные породы могут быть сильно минерализованы. Один из авторов однажды на документальной зарисовке показал (рудник № 12), как 10-дюймовый горизонт черных глинистых сланцев с 20% свинца проникает примерно на фут в окисленные (зеленые) сланцы, совершенно не содержащие свинца. Эти последние, равно как и сходные с ними окисленные доломиты, по пористости не отличаются от неокисленных пород, что могло бы указывать на вынос свинца. Галенит, контактирующий с окисленными породами, не изменен, как это бывает, когда он подвергается воздействию пострудных близповерхностных вод.

Представляется вероятным, что породы формации Бонн-Терр пережили период окисления грунтовыми водами, деятельность которых начиналась на какой-то древней дорудной эрозионной поверхности. Степень окисления в целом невелика, но отдельные участки распространения серых сланцеватых пород формации Бонн-Терр, обогащенных рассеянными сульфидами, окислены довольно сильно. В толще окисленных пород физико-химическая обстановка была неблагоприятной для оруденения, в силу чего они так и остались пустыми.

Последовательность событий в ходе растворения и окисления пород, вероятно, выглядит следующим образом.

1. Предполагаемый дорудный период активности грунтовых вод (растворение и окисление), связанный с эрозией доломитов Эминенс или с еще более поздним перерывом осадконакопления.

2. Растворение вмещающих пород и расширение трещин с образованием открытых полостей, совпадающее с процессом минерализации (без окисления).

3. Растворение и образование брекчий обрушения также без окисления. Это могло произойти на поздних стадиях процесса минерализации и обеспечить продолжение приостановившегося было минералообразования.

4. Растворение и окисление, вызванное современными грунтовыми водами.

Гипергенные минералы. Они играют весьма незначительную роль и нигде не имеют промышленного значения, если не считать некоторых потерь окисленного свинца в процессе обогащения руд. Галенит в окисленных частях рудных тел или в корах выветривания над неглубоко залегающими рудами покрыт пленкой церуссита; в еще меньших количествах встречается англезит. Халькопирит в зоне окисления преобразуется в борнит, халькозин, ковеллин и малахит. Продуктом зоны окисления является и самородная медь, в незначительных количествах обнаруженная среди песчаников Ламотт. В районе не установлено сколько-нибудь значительных концентраций окисленных руд цинка. В некоторых трещинах, затронутых процессами окисления, обнаружен, вероятно, вторичный арагонит.

Изотопный анализ и зональность. В 1955 г. по инициативе Дж. Калпа в районе начато сравнительное изучение изотопного состава свинца и серы. Работа получила финансовую поддержку Американского геологического общества, Геологической станции Ламотт и «Сент-Джозеф-лид-компани». Браун и Снайдер составили программу сбора образцов и систематизировали геологические данные; Экельман при помощи штатных геологов «Сент-Джозеф-лид-компани» осуществил сбор образцов, а также руководил изотопными определениями свинца. Ему принадлежит интерпретация данных анализа и главная роль в группе авторов неопубликованного сводного доклада о про-

веденной работе [17]. Олт и Миллер выполнили изотопные определения для серы [13, 17, 19, 20, 21, 22].

Было проанализировано приблизительно 250 образцов, взятых в самых различных геологических условиях, свойственных южной части штата Миссури. Большинство образцов получено с участка Лид-Белт, рудников Ламотт и Индиан-Крик, но хорошо представлены и образцы руд жильных месторождений, залегающих в докембрийских магматических породах, а также свинцовых и баритово-свинцовых месторождений среди пород формаций Потоси и Эминенс. Эти изотопные определения и необходимые для их интерпретации геологические данные слишком громоздки, чтобы приводить их здесь полностью. Они позволили подойти к решению некоторых вопросов, но в целом материал таков, что может служить основой для прямо противоположных выводов. К сожалению, не было сделано полного обобщения всех полученных результатов, а детально рассмотрены лишь те цифры, которые хоть в какой-то мере могли помочь реконструировать историю процессов минерализации.

Обыкновенный свинец состоит из четырех стабильных изотопов — Pb^{204}, Pb^{206}, Pb^{207}, Pb^{208}. Изотоп Pb^{204} считается первозданным, изотоп Pb^{206} возникает в процессе распада U^{238}, а изотопы Pb^{207} и Pb^{208} — в процессе распада U^{235} и Th^{232}. Изотопный состав свинца изменяется со временем из-за накопления радиогенных изотопов. «Степень радиогенности» свинца принято выражать отношением Pb^{206}/Pb^{204}. Например, это отношение для молодого океанического свинца, определенное Паттерсоном [10], равно 18,45. Свинец юго-восточной части штата Миссури похож на свинец других интраконтинентальных рудных районов; он еще больше обогащен радиогенными изотопами, чем океанический. Этот свинец получил особое наименование — тип *J*, поскольку впервые он был установлен на месторождении Джоплин (Три-Стейт).

Свинец юго-восточной части штата Миссури, извлеченный из осадочных пород формаций Бонн-Терр, Эминенс и расположенных стратиграфически между ними, характеризуется средним отношением Pb^{206}/Pb^{204}, равным 20,99. Средняя цифра получена в результате анализа 172 образцов, причем от образца к образцу отношение может колебаться в пределах 19,56—22,41. Образцы, относящиеся исключительно к формации Бонн-Терр, характеризуются отношениями Pb^{206}/Pb^{204} от 19,56 до 22,08. Свинец более молодых формаций богаче радиогенными изотопами, но интервалы колебаний измеренных отношений в значительной мере перекрывают друг друга. Можно предполагать, что отмеченные колебания изотопного состава свинца отражают реальные изменения состава свинца во времени. Действительный интервал времени, необходимый для подобного изменения изотопных отношений, к сожалению, не может быть оценен из-за его сравнительной краткости, но изменения изотопных отношений удается сопоставить с некоторыми геологическими событиями.

Единственное событие в истории процесса минерализации, которое может быть более или менее строго датировано,— это наличие разобщенных разломами частей некогда единого галенитового тела со следами дробления и деформации галенита, а наряду с этим присутствие недеформированных кристаллов в полости самого разлома. Деформированные стратиформные рудные залежи древнее последних подвижек по разлому, а недеформированные кристаллы — моложе них. Сравнение «древних» и «молодых» галенитов по изотопному составу иллюстрируется табл. II. Среднее отношение Pb^{206}/Pb^{204} для деформированных руд равно 20,95, т. е. почти точно соответствует среднему отношению для галенита вообще; это позволяет предполагать, что возраст деформированного галенита наиболее точно характеризует возраст оруденения в целом. Нейтральные пары образцов, т. е. образцы, взятые из пластовых и трещинных тел, но имеющие сходный изотопный

Таблица II

Колебания изотопного состава свинца и серы галенитов в зависимости от относительного возраста руд и разломов [21]

Галениты	Pb^{206}/Pb^{204}		S^{32}/S^{34}
Древние, деформированные (5 образцов)	Минимальное	20,72	21,81
	Максимальное	21,23	22,11
	Среднее	20,95	21,94
Молодые, недеформированные (7 образцов)	Минимальное	21,21	22,03
	Максимальное	21,82	22,65
	Среднее	21,48	22,19
Неопределенные (2 образца)	Из стратиформной залежи	21,07	22,61
	Из трещинной жилы	21,02	22,69

состав, несколько обогащены радиогенными изотопами и должны быть отнесены к более поздним образованиям, чем деформированный галенит. Идентичный изотопный состав галенитов в пластовых и трещинных телах позволяет говорить об одновременности процессов трещинообразования и минерализации по крайней мере для конкретных участков рудного района.

Закономерности распределения различных изотопных отношений на территории рудного района достаточно сложны. Грубо говоря, наиболее низкие отношения Pb^{206}/Pb^{204} свойственны периферическим частям района. Отношения, не превышающие 20,2, установлены на восточной окраине участка Флат-Ривер, на северо-западе участка Ледвуд и на юго-западном фланге участка Бонн-Терр. Несколько более высокая «радиогенность» установлена в некоторых других участках рудного района, но она наиболее характерна для восточной его окраины, где руды свинца тесно связаны с рудами меди. Свинец, аналогичный по изотопному составу свинцу деформированного галенита (см. табл. II), широко распространен на большей части рудного района. Он явно тяготеет к центральной зоне разломов, где сопровождается существенными концентрациями сфалерита. Максимально обогащенный радиогенными изотопами свинец входит в состав образцов галенита, собранных вдоль юго-западной границы района и за его пределами.

Изотопный анализ свинца галенитов позволяет сделать следующие выводы: 1) ранняя минерализация проявилась на окраине и в восточной части района до главного периода образования разломов; 2) максимум процесса минерализации соответствует по времени максимуму трещинообразования, но наиболее молодые подвижки по разломам проявлялись и позднее; 3) некоторая, сравнительно незначительная часть рудных минералов отложилась после прекращения подвижек по разломам.

Некоторые дополнительные данные получены в результате специальных исследований, целью которых было определить характер изменения степени радиогенности свинца в процессе роста отдельных монокристаллов галенита. Материалом для анализа послужил крупный кристалл с рудника Индиан-Крик. Этот кристалл найден в полости растворения, он нарастал на мелкие кристаллы, выстилавшие стенку полости, и, видимо, должен по сравнению с ними считаться более молодым. Изотопный анализ серы для двух разновидностей галенитов выполнен Олтом [19], который отмечает:

галенит на контактах со стенками полости, т. е. мелкокристаллический, характеризуется низкими отношениями изотопов серы и, видимо, образовался раньше. Вершинные зоны роста (позднее возникшие краевые части и поверхность) кристаллов характеризуются более высоким отношением. Прослеживая изменения изотопного состава вдоль

диагонали кубических кристаллов галенита, можно видеть отчетливую тенденцию изменения изотопного отношения S^{32}/S^{34} на 0,75%.

Данные Олта [19] и определения для тех же кристаллов, выполненные Экельманом [17], сведены в табл. III.

Таблица III

Изотопный анализ галенита месторождения Индиан-Крик

Характеристика образца	Олт [19] S^{32}/S^{34}		Экельман [17] S^{32}/S^{34}	Экельман [17] Pb^{206}/Pb^{204}	Характеристика образца
На контакте со стенкой полости (3 образца)	Минимальное	21,98	21,98	20,71	Мелкие кристаллы, выстилающие стенки полости (2 образца)
	Максимальное	22,06	21,99	21,44	
	Среднее	22,01	21,98	21,08	
Галенит, наиболее удаленный от стенки полости (6 образцов)	Минимальное	22,20	22,10	21,25	Крупный кристалл галенита, растущий на мелких (6 образцов)
	Максимальное	22,24	22,23	21,91	
	Среднее	22,22	22,18	21,58	

Для рудного тела Индиан-Крик выполнено 13 изотопных анализов свинца, в которых отношение Pb^{206}/Pb^{204} колеблется от 20,43 до 21,91, а в среднем составляет 21,26. То же отношение для монокристалла галенита меняется от 20,71 до 21,91, т. е. охватывает бóльшую часть времени формирования крупного рудного тела. Можно предположить, что рост данного монокристалла продолжался в течение почти всего периода минерализации.

Изотопный анализ дает простой и логичный ответ на вопрос о зональности свинцово-цинково-медного оруденения (фиг. 11). Как ранее отмечено, медь обычно концентрируется на том же стратиграфическом уровне, что и наиболее глубоко расположенные рудные тела с галенитом, а иногда и еще ниже. Сфалерит, наоборот, тяготеет к верхней границе вертикального интервала распространения галенита и способен локализоваться выше ее. Медные руды преимущественно сосредоточены в восточной части района, а цинковые — в центральной и западной частях. В немногих случаях, когда площади распространения меди и цинка перекрываются, конкретные рудопроявления бывают разделены значительным вертикальным интервалом. Распределения меди и цинка относительно свинца, в различной степени обогащенного радиогенными изотопами, показано в табл. IV.

Таблица IV

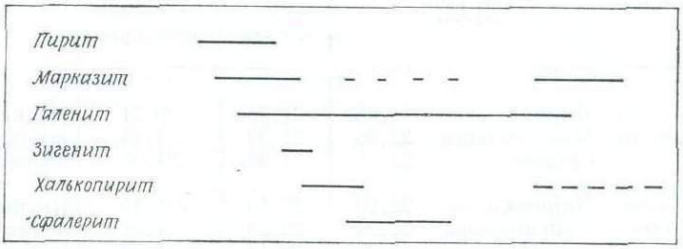
Колебания степени радиогенности свинца в зависимости от ассоциации галенита с минералами меди или цинка

	Минимальное	Максимальное	Среднее
Pb^{206}/Pb^{204} в ассоциации с минералами меди	19,77	20,91	20,54
Pb^{206}/Pb^{204} в ассоциации с минералами цинка	20,53	21,33	20,98

Проблема зональности оруденения в месторождениях типа долины Миссисипи ставила в тупик многих исследователей, когда они пытались решить ее, прибегая к представлениям о связи зональности с изменениями давления и температуры. Если изменения степени радиогенности свинца являются

функцией времени, а для данного района это представляется очевидным, зональность оруденения выступает как зональность во времени и зависит от давления, температуры и особенностей вмещающей среды.

Для изотопного анализа серы использовано 124 образца из группы тех образцов, которые анализировались и на изотопы свинца. Отношение S^{32}/S^{34} в них колеблется между 21,60 и 22,69, а в среднем составляет 21,94. Трудно обнаружить какую-либо отчетливую тенденцию изменения этого отношения в определенном направлении, но в общем случае тяжелая сера



Ф и г. 12. Парагенетическая схема минералообразования.

должна отлагаться раньше легкой. Картина изменения отношения S^{32}/S^{34} получилась неотчетливой и в горизонтальном направлении, вдоль плоскостей напластования, и в вертикальных разрезах месторождений. Представляют, однако, интерес результаты изотопного анализа серы единых рудных тел. Так, отношения S^{32}/S^{34} для пяти образцов галенита из одного рудного тела колеблются в узком интервале 21,78—21,89, а для семи марказитов из того же рудного тела — в интервале 21,75—21,90 [22].

Все эти определения не дают однозначного ответа на вопрос, была ли сера привнесена растворами вместе со свинцом или заимствована из вмещающих осадочных пород. Колебание отношения S^{32}/S^{34} в рудах юго-восточной части штата Миссури близко к установленному Олтом [19] для самородной биогенной серы — от 21,73 до 22,57 — и серы сульфидов, рассеянных в разнообразных осадочных породах США и Канады — от 21,58 до 23,20. Правда, последние цифры характеризуют не столь узкий интервал колебания отношений, а среднее из многих определений соответствует более тяжелой сере, чем та, которая распространена в других рудных районах [22].

Парагенезис. Изучение парагенетических минеральных ассоциаций для руд юго-восточной части штата Миссури выполнено Тэрром и Дэвисом.

Дэвис [23], изучая взаимоотношения минералов в жилах, установил, что первым выделялся пирит вместе с марказитом, а за ними — сфалерит, зигенит, галенит и халькопирит, причем период отложения галенита был весьма длительным. Он начался вслед за отложением марказита и закончился после того, как была сформирована основная масса халькопирита. По мнению Тэрра, галенит и сфалерит отлагались после халькопирита.

Мы считаем, что при выяснении истории формирования минеральных ассоциаций особого внимания заслуживает тот факт, что степень радиогенности свинца в целом колеблется в относительно широких пределах, а свинца галенитов, ассоциирующих с халькопиритом и сфалеритом,— в узких. Если данные изотопного анализа свинца являются функцией времени, то необходимо признать, что период формирования галенита был очень длительным, несмотря на возможные перерывы. Отложение халькопирита и сфалерита потребовало меньше времени, причем сфалерит, как правило, моложе. Оба эти минерала могут пересекать галенит в виде жилок и замещать его, но установлены и прямо противоположные взаимоотношения.

Парагенетическая диаграмма, отражающая наше понимание истории процессов минерализации, приводится на фиг. 12. Можно видеть, как кро-

хотные кристаллы халькопирита время от времени окаймляют любые рудные минералы, включая марказит. Пока нельзя сказать ничего определенного об отношении этого халькопирита к главной стадии минерализации.

ГЕНЕЗИС РУД

Свинцоворудные тела юго-восточной части штата Миссури относятся к низкотемпературным, часто стратиформным образованиям, не обнаруживающим какой-либо связи с магматическим источником. Генезис этих руд в течение долгого времени был предметом ожесточенных споров.

Гипотезы, призванные объяснить природу месторождений, крайне разноречивы в вопросе об источнике металлов. В качестве источника назывались очаги основной магмы, расположенные на большой глубине; не выходящие нигде на поверхность граниты; «газовая мобилизация» («sweating out») металлов из нагретых, но не потерявших целостности пород фундамента; заимствование металлов из вмещающих толщ (латеральная секреция); артезианская циркуляция вод; погребенные и связанные воды ближайших областей осадконакопления. Авторы перечисленных предположений относили руды района к эпигенетическим, образовавшимся после вмещающих пород. Другая группа авторов защищает представление о сингенетичных рудах, возникших одновременно с осадконакоплением за счет металлов, присутствующих в морской воде и привнесенных подводными вулканическими эксгаляциями.

Эпигенетический характер свинцовых руд на юго-востоке штата Миссури

Критерии для отнесения стратиформных рудных тел к одной из трех групп — сингенетической, диагенетической и эпигенетической — сформулированы Снайдером [29]. Чтобы иметь возможность отнести конкретное месторождение к последней группе, необходимо убедиться в наличии хотя бы некоторых из следующих особенностей его геологического строения.

1. Минерализация постлитификационных структур.
2. Существенные изменения стратиграфического положения, мощности и состава рудных тел, которые не могут быть связаны с конседиментационными структурами и особенностями диагенеза осадков.
3. Широкое распространение зияющих пустот и полостей; наличие жил, зон брекчирования и текстур руд, свидетельствующих о постепенном заполнении открытого пространства.
4. Тектонический контроль как фактор локализации оруденения.
5. Отсутствие в региональном масштабе тесных и прямых связей между минерализацией и специфическими особенностями условий осадконакопления.
6. Наличие свинца типа *J*.

Выше были рассмотрены доказательства, свидетельствующие о дорудном и интрарудном возрасте постлитификационных разломов. Резкие изменения стратиграфического положения, мощности и качества руд, свойственные многим отдельным рудным телам, как правило, связаны с разломами, а не с первичными особенностями строения вмещающих толщ. Независимость минерализации от последних наиболее отчетливо видна в участках максимального проявления разломов. Локализация рудных тел здесь явно контролируется разломами, а не литологическим составом пород или обстановкой осадконакопления.

Многочисленные примеры согласного залегания рудных тел и вмещающих пород, которое часто можно характеризовать как весьма согласное, наблюдаются и в масштабах целых месторождений, и в отдельных шлифах. Если сосредоточить внимание *только* на этой единственной особенности руд, может показаться вполне правдоподобным предположение о сингенетичном

оруденении. Наряду с этими примерами имеются другие — не менее многочисленные — примеры пересечения рудными телами не только плоскостей напластования, но и контактов между различными формациями. Минерализации подвержены в тех или иных участках практически все литологические разновидности пород, относящихся к формации Бонн-Терр и верхним горизонтам формации Ламотт. Одновременно установлено, что осадки накапливались и в восстановительной, и в окислительной среде, однако и те, и другие с равной степенью вероятности могут быть и пустыми, и минерализованными.

Степень радиогенности свинца галенитов позволяет говорить о широком распространении свинца типа *J*. Наблюдающаяся зональность размещения свинцовых, медных и цинковых руд с палеогеографией района совершенно не связана. Все это позволяет с уверенностью относить свинцовые руды юго-восточной части штата Миссури к эпигенетическим.

Факты, которые должны учитываться при реконструкции процесса минерализации в целом

В любой теории, касающейся источника металлов, процессов их переноса и отложения, должны учитываться следующие очевидные особенности геологического строения района и месторождений.

Границы распространения минерализации. В районе, площадь которого составляет примерно 5000 кв. миль, выделяется несколько участков с повышенной концентрацией оруденения. Во всех подобных участках граница между промышленными рудами и вмещающими породами очень резкая, как показано, в частности, на фиг. 9. Наиболее крупные концентрации металла — например, участок Олд-Лид-Белт — исчисляются миллионами тонн, а окружающие породы той же формации практически не содержат видимых сульфидов, если не считать вездесущих сульфидов железа.

Вертикальный размах оруденения. *Свинцово-цинковая минерализация* локализуется в породах всех без исключения формаций, проявленных на территории района. Возраст всех вмещающих пород укладывается по существу в узкий временной интервал от позднего кембрия до раннего ордовика.

Стратиграфический контроль. Минерализация, как и во многих других *рудных районах, занимает определенное место в стратиграфическом разрезе* и приурочена главным образом к породам одной формации — доломитам Бонн-Терр, которые подстилаются песчаниками Ламотт и перекрываются глинистыми сланцами Дейвис. Детали стратиграфической позиции оруденения выявляются при рассмотрении толщи доломитов. Так, очевидна преимущественная *приуроченность рудных тел к низам толщи под горизонтами* сланцев, как на руднике Ламотт, или к нижней 100-футовой пачке доломитов, залегающих под тонкозернистыми известняками, как на руднике Ледвуд. На участке Вибурнум-Лид-Белт руды иногда сосредоточены в верхней части доломитов Бонн-Терр под горизонтом глинисто-кремнистых пород, которые иногда ошибочно относят к формации Дейвис.

Роль рифовых фаций. В пределах участка Олд-Лид-Белт минерализация почти полностью приурочена к рифам, породам вала, образующего основание рифов, и сходным структурам в надрифовых зонах. Все проявления минерализации в осадочных породах вне зоны распространения рифов играют второстепенную роль. Область распространения рифов отличается резкой изменчивостью фациального состава пород и присутствием бесчисленных стратиграфических и структурных ловушек (trap). Минерализацией затронуты не все выявленные рифы, а лишь их небольшая часть, на долю которой приходится менее 10%. В пределах рифовых сооружений, как и в пределах других рудовмещающих горизонтов, первичные структуры прослеживаются без существенных изменений и после того, как минерализация исчезает.

Роль диагенетических сульфидов железа. Приуроченность руд к участкам тонкого переслаивания серых и рыжевато-коричневых доломитов, а также к черным глинистым сланцам вне зависимости от их стратиграфической позиции и гипсометрического уровня настолько обычна, что химическая природа железа вмещающих пород может рассматриваться в качестве одного из возможных факторов рудоотложения. Последнее может быть обусловлено взаимодействием рудоносных растворов с серой горизонтов, обогащенных сульфидами железа, или только специфическими физико-химическими условиями в пределах рудовмещающих горизонтов.

Минерализация на контакте между породами кристаллического фундамента и осадочного чехла. Алмазное бурение близ выступов докембрийского фундамента, пересечение скважинами песчаников Ламотт и их контакта с подстилающими интрузивными породами показало, что эти контакты очень часто минерализованы. Минерализация приурочена к определенным элементам поверхности докембрийских поднятий, которые контролировали направление движения рудообразующих растворов. Лучшим примером в этом отношении могут служить рассмотренные выше случаи приуроченности рудных тел к какой-либо одной стороне докембрийского поднятия с распространением оруденения на несколько уровней внутри толщи доломитов Бонн-Терр. Так, в одном из конкретных участков любая скважина на северо-западном склоне поднятия подсекает руду, а на противоположном склоне минерализация вообще отсутствует. Подобное размещение рудных залежей лишь на северо-западных склонах поднятий, а также над ними позволяет утверждать, что минералообразующие растворы двигались с северо-запада вдоль плоскости контакта порфиры — доломиты. Восходящее движение растворов обусловлено существованием крупных поднятий докембрийского фундамента. Вдоль некоторых плоскостей напластования и внутриформационных контактов различных горизонтов доломитов, благоприятных по особенностям литологического состава для миграции растворов, минерализация распространяется от выступов фундамента в горизонтальном направлении на 150 футов и более. Представляется абсолютно невероятным, что наблюдаемые закономерности размещения руд могут быть обусловлены какими-то другими растворами, кроме тех, которые двигались с северо-запада, а близ выступов становились восходящими. Нисходящее движение растворов неизбежно должно было бы фиксироваться хотя бы следами минерализации на противоположных склонах поднятий, если даже там нет благоприятных для локализации оруденения структур. Любая сколько-нибудь существенная циркуляция растворов сквозь толщу песчаников Ламотт также должна была выразиться в рассеянной минерализации самых разных участков вокруг поднятий. Таким образом, концепция движения растворов вдоль поверхности контакта между фундаментом и осадками в соответствии с топографией фундамента наиболее обоснованна.

Распределение минерализации в верхней части песчаников Ламотт. Систематизация данных, полученных в результате бурения почти 60 000 скважин на участках Флат-Ривер и Ледвуд, говорит об отсутствии минерализации и в верхних горизонтах формации Ламотт, и на ее контакте с перекрывающими доломитами Бонн-Терр в подавляющем большинстве случаев, несмотря на то что доломиты минерализованы весьма интенсивно. В отдельных, ограниченных по размерам участках верхнеламоттские песчаники содержат равномерную вкрапленность рудных минералов, в других случаях минерализация концентрируется в узких вытянутых полосах, длина которых достигает 3 миль, а ширина 150—400 футов, причем отдельные интервалы подобных полос по содержанию полезных компонентов соответствуют рудам. Представляется очевидным, что на всю массу песчаников Ламотт циркуляция растворов не распространялась, но в локальных, более проницаемых участках близ неровностей фундамента она вполне возможна. В пределах горных

выработок среди песчаников различия в степени проницаемости последних определяют направление движения современных грунтовых вод. Некоторые горизонты песчаников настолько прочно связаны друг с другом, что практически между ними вода отсутствует; в других случаях сами горизонты безводны, но движение вод возможно по межслоевым плоскостям. Пористые песчаники обычно водоносны и обеспечивают непрерывный приток воды в горные выработки. Те же пути миграции могли быть использованы разбавленными водными растворами, содержащими свинец и другие металлы.

Возраст разломов. Разломы, определяющие локализацию руд, возникли после формирования пород формации Потоси, а возможно, даже позднее, чем формация Джефферсон-Сити. Недалеко от рудника Ламотт разломы рассекают наиболее молодые из числа представленных в этом участке пород — доломиты Потоси. Поблизости от Вибурнум-Лид-Белт разломами пересечены породы формации Рубиду, а севернее Олд-Лид-Белт — породы формации Джефферсон-Сити.

В пределах участка Олд-Лид-Белт наиболее молодые из числа пересеченных разломами — доломиты Потоси. Как было отмечено, часть руд сформировалась до разломов, в результате чего некоторые рудные тела разобщены на отдельные блоки, а галенит в них деформирован. Другая часть руд образовалась одновременно с разломами, и, наконец, некоторые руды возникли после разломов, которые можно рассматривать в этих случаях в качестве одного из главных элементов дорудной подготовки участков рудоотложения. Если пренебречь деталями, можно сказать, что рудные тела в восточной части участка Олд-Лид-Белт — наиболее ранние, сформировавшиеся раньше разломов; в центральной части процессы образования разломов и минерализации протекали синхронно; периферические рудные тела, особенно на юге и западе, формировались относительно поздно, а разломы здесь имели дорудный возраст.

Продолжительность периода минерализации. Колебания степени радиогенности свинца позволяют оценить абсолютную продолжительность периода минерализации. Установлены закономерные изменения изотопного состава свинца в монокристаллах галенита, отражающие изменения в растворе за тот промежуток времени, который был необходим для формирования подобных крупных кристаллов. Различная обогащенность радиогенными изотопами свинца из деформированных рудных тел и свинца не затронутых дроблением кристаллических агрегатов, расположенных поблизости от разломов, позволяет оценить промежуток времени, необходимый для формирования разломов. Хотя мы и не имеем возможности точно вычислить, какое время соответствует установленным колебаниям изотопного состава свинца, можно утверждать, что период минерализации был длительным. Интервал формирования галенита должен быть настолько продолжительным, чтобы вместить и период отложения минералов меди и цинка и период наиболее интенсивного образования разломов и трещин.

Вулканическая активность. С отмеченными выше проявлениями вулканической активности оруденение вряд ли связано генетически, однако полностью эта возможность не исключена. Диатремы Эйвон, всего в нескольких милях от рудника Ламотт, имеют девонский возраст. Вулканогенные породы участков Фернас-Крик и Вибурнум сформировались в раннебоннтеррское время, но они отвечают кратковременному периоду вулканической активности, не распространяются в породы вышележащих формаций и, конечно, не могут рассматриваться как материнские породы для минерализации, широко распространенной в более молодых толщах почти всей южной части штата Миссури. Некоторые участки наиболее интенсивной минерализации локализованы, если считать от вулканических центров, на противоположных склонах выступов докембрийского фундамента и отделены от этих центров несколькими милями неминерализованных боннтеррских доломитов.

Минерализация в породах фундамента. Содержание полезных компонентов в породах фундамента обычно характеризуется как следы, да и то лишь там, где эти породы слагают протрузивные выступы среди доломитов. На железном руднике Пи-Ридж, в 40 милях к северо-западу от Бонн-Терр, среди докембрийских риолитов вскрыто рудное тело, сложенное массивным магнетитом. Оно залегает в 1200 футах ниже палеозойских осадочных пород и в момент вскрытия горными выработками содержало значительные количества соленых вод, которые, видимо, следует считать остаточными водами верхнекембрийского моря. Соленые воды подсечены и скважинами на глубине 1600 футов ниже кровли докембрийского фундамента. Глубина проникновения этих вод в породы фундамента позволяет предполагать, что следы металлов в верхней части докембрийских толщ, ниже зоны галенитовых руд, скорее всего связаны с этими водами, а не являются результатом деятельности восходящих ювенильных флюидов. Как аналогичное явление можно упомянуть наличие углеводородов в трещиноватых породах, образующих фундамент нефтеносных полей. Ни в этом, ни в рассматриваемом случае зараженность фундамента полезными компонентами не имеет даже отдаленного генетического смысла.

Типы структур вмещающих пород. Все типы структур в карбонатных породах, отражающие существование перерывов в осадконакоплении и нарушающие стандартное горизонтальное залегание вмещающих толщ, могут рассматриваться как рудные ловушки и являются таковыми в некоторых точках района. Можно различать первичные, диагенетические и постлитификационные структуры. Рудоносные растворы, мигрируя сквозь породы, встречают на своем пути различные структурные аномалии, которые предопределяют локализацию конкретных рудных тел. Наиболее широко распространены сульфидные рудные тела, повторяющие конфигурацию пластов вмещающих пород, поскольку структура отдельных горизонтов в наибольшей степени определяет и движение растворов, и локализацию процессов метасоматоза. Размеры отдельных рудных тел зависят почти исключительно от размеров соответствующих первичных структур или структур, преобразованных разломами, а морфология рудных тел определяется морфологией структурных ловушек.

Околорудные изменения как отражение особенностей рудообразующих растворов. Простота околорудных изменений, сопровождающих рудные тела, показывает, что растворы находились в состоянии, близком к равновесию с вмещающими карбонатами. Миграция растворов сквозь доломиты по существу не оставляла никаких следов, если не считать выноса карбонатов с образованием пустот и полостей, заполнявшихся затем жильными и рудными минералами, причем объем растворенных пород несколько превышал объем новообразованных минеральных агрегатов. Основная масса растворов порождала сульфиды, но и после того как отложение сульфидов закончилось, растворы продолжали циркулировать, используя трещины, пустоты вдоль плоскостей напластования в рифовых телах, в результате чего пустоты частично или целиком заполнялись кальцитом. Имеющиеся наблюдения показывают, что рудообразующие растворы не обладали способностью превращать диагенетические сульфиды железа в окислы. Этот процесс в основном обусловлен деятельностью грунтовых вод, берущих начало на современной эрозионной поверхности.

Происхождение месторождений

Приведенный фактический материал позволяет утверждать, что процесс минерализации в доломитах формации Бонн-Терр протекал не раньше, чем закончилось формирование пород формации Потоси, а может быть, и пород

формации Джефферсон-Сити. Это был весьма длительный медленный процесс, на фоне которого точно определить время завершения сульфидной стадии не представляется возможным.

Состав растворов, видимо, можно считать относительно простым. Они содержали свинец, цинк, медь, никель, кобальт, кадмий, серебро и железо, за счет которых образовались сульфиды металлов. Кроме того, очевидно, присутствовали магний, калий, кальций и натрий. Серу, судя по данным изотопного анализа, следует считать биогенной, заимствованной из вмещающих пород.

Мы считаем, что сумма фактов, имеющихся в распоряжении исследователя, показывает, что растворы возникли в глубинных частях близлежащих впадин, выполненных осадочными породами, например впадин Форест-Сити и Иллинойс. Обилие кобальта и никеля в составе руд рудника Ламотт и на востоке участка Лид-Белт, а также незначительные содержания этих элементов на западе участка Лид-Белт и в рудах Вибурнум отражает первичную неоднородность рудоносных растворов. Нет никаких оснований параллелизовать рудообразование с эпизодическими проявлениями вулканической активности на территории южной части штата Миссури. Взаиморасположение вулканических центров и участков локализации руд полностью исключает предположение о генетической связи между ними.

До недавнего времени считалось, что металлы, принесенные растворами, отлагались одновременно с осадками, в составе которых заметную роль играли глинистые сланцы. Кроме хорошо известных гранитов и риолитов континентального фундамента, среди пород последнего известны и мафические интрузивы, включая нориты, которые можно рассматривать как источники никеля.

Вряд ли правдоподобно бездоказательное утверждение Нобла [27], что роль рудоносного флюида играли воды, возникшие в результате уплотнения пород. Эти последние по времени проявления не имеют ничего общего с рудообразованием, которое датируется временем формирования разломов. Кроме того, рассолы, сопровождающие сульфидные месторождения в других интраконтинентальных районах, слишком концентрированные, чтобы их можно было отождествлять с водами, возникшими в результате уплотнения пород. Концентрация растворенных веществ, вероятно, повышалась постепенно в течение длительного периода захоронения вод в глубинной части бассейнов осадконакопления. Концентрация достигла максимального значения до начала миграции растворов.

Можно предполагать, что высококонцентрированные рассолы с металлами выносились за пределы бассейнов осадконакопления в результате уплотнения осадочных толщ. Начало миграции рассолов, вероятно, связано с поднятием и эрозией купола Озарк, а также с формированием кольцевых разломов, в результате чего было нарушено гидродинамическое равновесие. Основная масса растворов распространялась вдоль контакта пород фундамента и вышележащих осадочных толщ, а водоносные горизонты в качестве каналов миграции играли резко подчиненную роль. Направление движения растворов определялось топографией поверхности фундамента, и они двигались до тех пор, пока не входили в контакт с доломитами Бонн-Терр. Это было возможно лишь в участках выклинивания песчаников Ламотт близ выступов фундамента, где доломиты лежат непосредственно на породах докембрия. У нас нет достаточных оснований, чтобы говорить о смешивании этих рассолов с ювенильными или грунтовыми водами, о каких-то других источниках металлов, о каких-то особых факторах переноса и отложения полезных компонентов. Вместе с тем нет и полной уверенности в том, что ювенильные воды не принимали никакого участия в составе рудоносных флюидов.

Рудообразующие металлы осаждались в виде сульфидов, когда растворы реагировали с сульфидами железа или сероводородом соответствующих горизонтов формации Бонн-Терр. Образованию промышленных рудных тел способствовали разнообразные структурные ловушки.

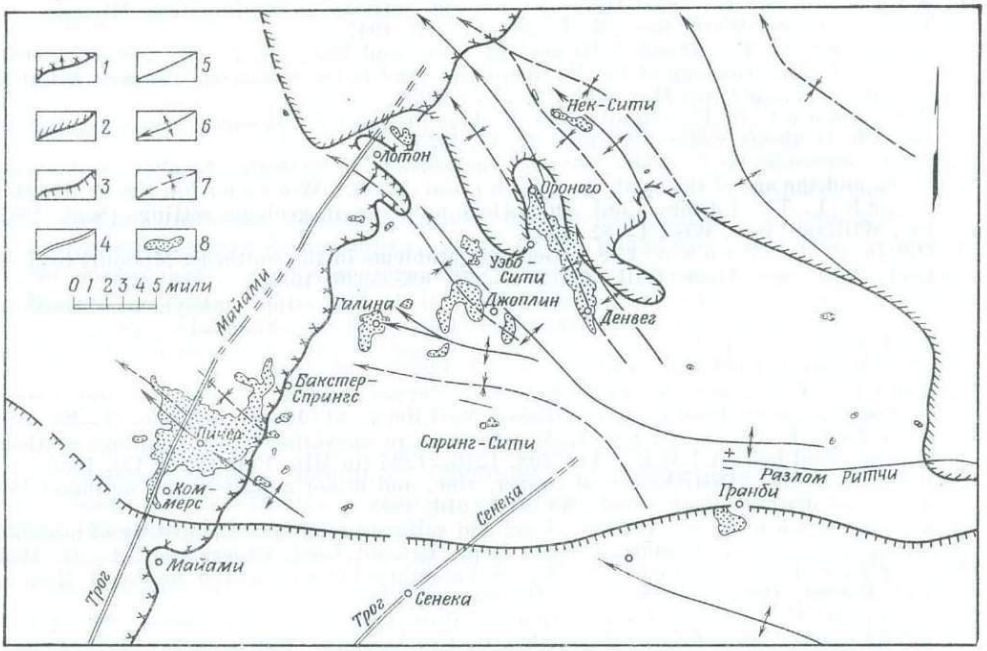
ЛИТЕРАТУРА

1. Winslow A., Lead and zinc deposits, Mo. Geol. Surv., **7**, 1—763, 1894.
2. Buckley E. R., Geology of the disseminated lead deposits of St. Francois and Washington Counties, Mo. Bur. Geol. and Mines, **9**, pt. 1, 1—259, 1909.
3. Tarr W. A., Keller W. D., A post-Devonian igneous intrusion in southeastern Missouri, Jour. Geol., **41**, 805—823, 1933.
4. Tarr W. A., Origin of the southeastern Missouri lead deposits, Econ. Geol., **31**, 712—754, 832—866, 1936.
5. Rasor C. A., Bravoite from a new locality, Econ. Geol., **38**, 399—407, 1943.
6. Kidwell A. L., Post-Devonian igneous activity in southeastern Missouri, Mo. Geol. Surv. and Water Res., R. I., № 4, 1—83, 1947.
7. Wagner R. E., «Lead Belt» geology, Min. and Met., 28, № 488, 366—368, 1947.
8. Ohle E. L., Geology of the Hayden Creek lead mine, southeast Missouri, A.I.M.E., Tr., **193**, 477—483, (in Min. Eng., **4**, № 5), 1952.
9. Beaumont D. F., Significance of clays in southeast Missouri lead ores, unpublished Ph. D. thesis, Columbia Univ., 1—48, 1953.
10. Patterson C. C., The isotopic composition of meteoric, basaltic, and oceanic leads, and the age of the earth, in Inghram M. G., Wasserburg G. J., Aldrich L. T., Editors, Conf. on nuclear processes in geologic settings (Sept. 1953), Pr., Williams Bay, Wis., 1—82, 1953.
11. Ohle E. L., Brown J. S., Geologic problems in the southeast Missouri lead district, Geol. Soc. Amer. Bull., **65**, 201—221, 935—936, 1954.
12. Grohskoph J. G., Subsurface geology of the Mississippi embayment of southeast Missouri, Mo. Geol. Surv. and Water Res. Repts., 2d ser., **37**, 1—133, 1955.
13. Eckelmann F. D., et al., Lead isotopes and the pattern of mineralization in southeast Missouri, Geol. Soc. Amer. Bull., **67**, 1688—1690, 1956.
14. Emery J. A., Seiberling T. O., Copper Occurrence in the Federal district, southeast Missouri Lead Belt, Unpilished Staff Rept., St. Joseph Lead Co., 1—25, 1956.
15. Snyder F. G., Emery J. A., Geology in development and mining, southeast Missouri lead belt, A.I.M.E., Tr., **208**, 1216—1224 (in Min. Eng., **8**, № 12), 1956.
16. Davis J. H., Distribution of copper, zinc, and minor metals in the southeast Missouri lead district, Econ. Geol., **53**, 917—918, 1958.
17. Eckelmann F. D., et al. Lead and sulfur isotopes and the history of mineralization in southeast Missouri, Prelim. Rept. Lamont Geol. Observatory, 1—84, 1958.
18. Snyder F. G., Odell J. W., Sedimentary breccias in the southeast Missouri lead district, Geol. Soc. Amer. Bull., **69**, 899—926, 1958.
19. Ault W. U., Isotopic fractionation of sulfur in geochemical processes, 241—259, in Abelson P. H., Editor, Researches in Geochemistry, Wiley, N.Y., 1—511, 1959.
20. Kulp J. L., Eckelmann F. D., Lead isotopes and ore deposition in the S. E. Missouri lead district, Econ. Geol., **54**, 1344—1345, 1959.
21. Brown J. S., Snyder F. G., Discussion of lead isotope data for southeast Missouri, Econ. Geol., **54**, 1345, 1959.
22. Ault W. U., Kulp J. L., Sulfur isotopes and ore deposits, Econ. Geol., 55, 73—100, 1960.
23. Davis J. H., Mineralization in the southeast Missouri lead district, Unpublished Ph. D. thesis, Univ. Wisc., 1—68, 1960.
24. Kilburn L. C., Nickel, cobalt, copper, zinc, lead and sulfur contens of some North American base metal sulfide ores, Econ. Geol., **55**, 115—137, 1960.
25. Snyder F. G., Wagner R. E., Precambrian of southeast Missouri, status and problems, 84—94, in Hayes W. C., Geology of the St. Francois Mountain area, Mo. Geol. Surv. and Water Res., R. I., № 26, 1—137, 1961.
26. Evans D. L., Sphalerite mineralization in deep lying dolomites of upper Arbuckle age, west central Kansas, Econ. Geol., **58**, 548—564.
27. Noble E. A., Formation of ore deposits by water of compaction, Econ. Geol., 58, 1145—1156.
28. Snyder F. G., Gerdemann P. E., Explosive igneous activity along in Illinois — Missouri — Kansas axis, Amer. Jour. Sci., **263**, 465—493, 1965.
29. Snyder F. G., The origin of stratiform ore bodies, what constitutes evidence, in Symposium on stratiform ore deposits of lead-zinc-fluorite, New York, 1—21, 1966.
30. Myers H. E., Guidebook S.E.G., Mine Tour, St. Joseph Lead Company for Symposium on stratiform ore deposits of lead-zinc-barite fluorite, 1—11, 1966.

ГЕОЛОГИЯ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА ТРИ-СТЕЙТ (ШТАТЫ МИССУРИ, КАНЗАС И ОКЛАХОМА)

Д. К. Броки, Э. Г. Хейр, П. Р. Дингес

Рудные месторождения района Три-Стейт сосредоточены в пределах широтной полосы, длина которой от Спрингфилда в штате Миссури до участка Пичер-Филд на границе Канзаса и Оклахомы составляет примерно 100 миль, а ширина не превышает 30 миль (фиг. 1). Промышленная разработка руд началась в 1848 г.; с того времени до 1964 г.



Ф и г. 1. Основные черты геологического строения и структуры района Три-Стейт.

1 — восточная граница распространения пенсильванских сланцев, построенная по выходам на поверхность; *2* — изопахита 10 футов для южного фланга горизонта сланцев Нортвью, не выходящего на поверхность; *3* — линия выклинивания сланцев Чаттануга по данным подземных выработок; *4* — комбинированные грабен-синклинальные структуры; *5* — разломы; *6* — направление погружения антиклиналей; *7* — направление погружения синклиналей; *8* — отработанные рудоносные участки.

из руд района получено ~ 2560 тыс. т свинца и 10 550 тыс. т цинка. В настоящее время добыча руд сосредоточена в западной части района (~ 1 млн. т ежегодно); содержание суммы металлов в среднем составляет 3—4%.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

Сводная стратиграфическая колонка района Три-Стейт дана на фиг. 2. Возраст пород колеблется от докембрийского до пенсильванского; подчиненную роль играют третичные (?) и четвертичные пески и галечники. Все разновидности пород, залегающие ниже миссисипских осадков, устанавливаются и изучаются только по керну буровых скважин.

	Серии		Формации	Примечания	
Пенсильваний	Де-Мойн		Группа Чероки	Выходят на поверхность на территории Пичер-Филд	
Миссисипий	Честер		Сланцы Фейетвилл Песчаники Бейтсвилл Известняки Хиндсвилл	Породы серии Честер ранее были известны как формация Мейес. Формация Картервилл района Джоплин по находкам фауны относится к формациям Фейетвилл и Бейтсвилл	
	Мерамек		Уорсо	Горизонты B–J относятся к формации Уорсо. Горизонт J – аналог формации Каули на юго востоке Канзаса	Осадочные породы серий Мерамек и Осейдж иногда описываются как формация Бун
	Осейдж		Киокак	Горизонты K–Q Горизонты N, O, P и Q аналогичны кремнистым породам Гранд-Фолле	
			Ридс-Спринг	Горизонт R	
		Гр. Сент-Джо	Ферн-Глен	В последних работах относится к формации Пирсон	
	Киндерхук	Шоута	Сланцы Нортью	В пределах Пичер-Филд либо отсутствуют, либо имеют незначительную мощность	
			Известняки Комптон		
Миссисипско-девонские отложения			Сланцы Чаттануга	В пределах Пичер-Филд отсутствуют, если не считать небольших останцов. Линия выклинивания расположена в нескольких милях к югу от рудоносного района	
Ордовик	Бикменттаун		Доломиты Коттер Доломиты Джефферсон-Сити Рубиду Доломиты Гасконейд Пачка Гантер		
Кембрий	Озарк		Доломиты Эминенс		
			Потоси		
		Гр. Элвис	Дерби-Де-Ран Дейвис		
			Бонн-Терр (?) Песчаники Ламотт		
Докембрий					

Фиг. 2. Схематическая стратиграфическая колонка рудного района Три-Стейт.

Докембрий

Недавнее разбуривание кровли докембрийского фундамента позволило выяснить, что в составе фундамента основную роль играют измененные андезитовые и риолитовые порфиры, а также порфировидные микрограниты. Кровля докембрийских пород чрезвычайно неровная, а глубина ее залегания резко колеблется от 290 до 2000 футов, составляя в среднем 1700—1800 футов.

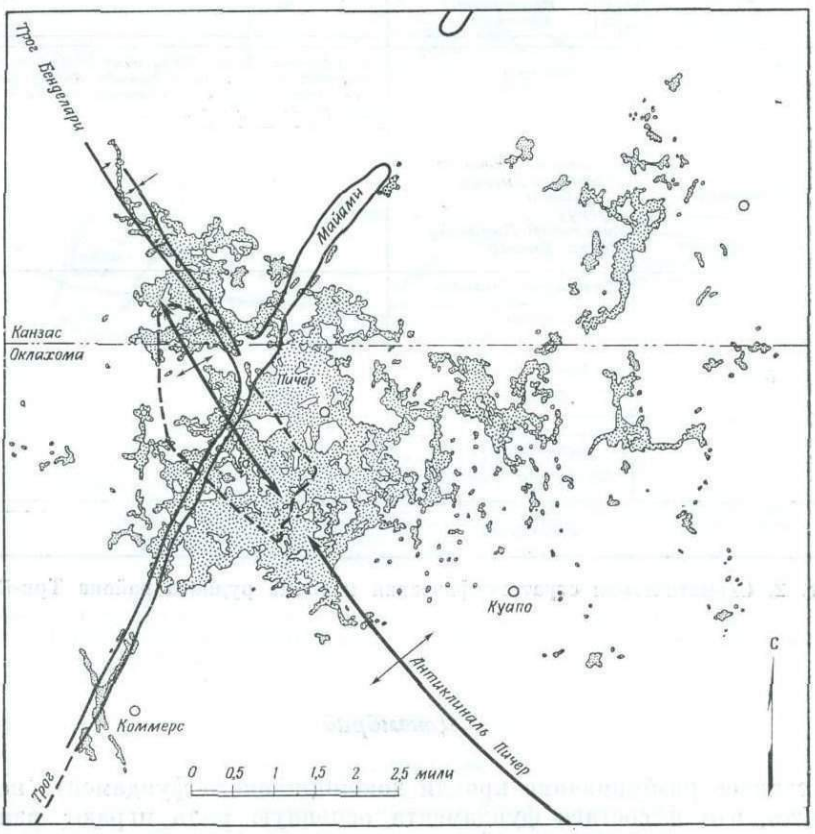
Несогласие

Кембрий и ордовик

Поскольку в породах этого возраста до сих пор не обнаружено промышленных рудных тел, здесь можно ограничиться их самой общей характеристикой, тем более что детальные описания кембро-ордовикских формаций широко известны по опубликованной литературе [32, 36, 39, 41, 43, 50, 51, 52, 53, 54].

Эти формации представлены главным образом доломитами с прослоями песчаников, а также горизонтами сланцеватых песчанистых доломитов. Первоначально считали, что породы формаций Потоси, Дерби-Де-Ран и Дейвис в границах района отсутствуют, однако недавнее глубокое бурение на участке Пичер-Филд позволило покончить с этим недоразумением. В состав формации Рубиду входит несколько горизонтов песчаников, которые для района в целом являются главными водоносными горизонтами.

Особого внимания заслуживают породы формации Бонн-Терр, поскольку именно они являются вмещающими для крупных свинцовых месторождений на юго-востоке штата Миссури. Осадочные образования, которые в районе Три-Стейт условно отождествляются с породами формации Бонн-Терр, видимо, соответствуют переходной зоне между песчаниками Ламотт и сланцами Дейвис. Они представлены тонкозернистыми илистыми доломитами, доломитовыми алевритами и доломитовыми песчаниками.



Ф и г. 3. Подземные горные выработки, оси и контуры основных структурных элементов участка Пичер-Филд.

Пунктирной линией показано положение кругового купольного поднятия.

Несогласие

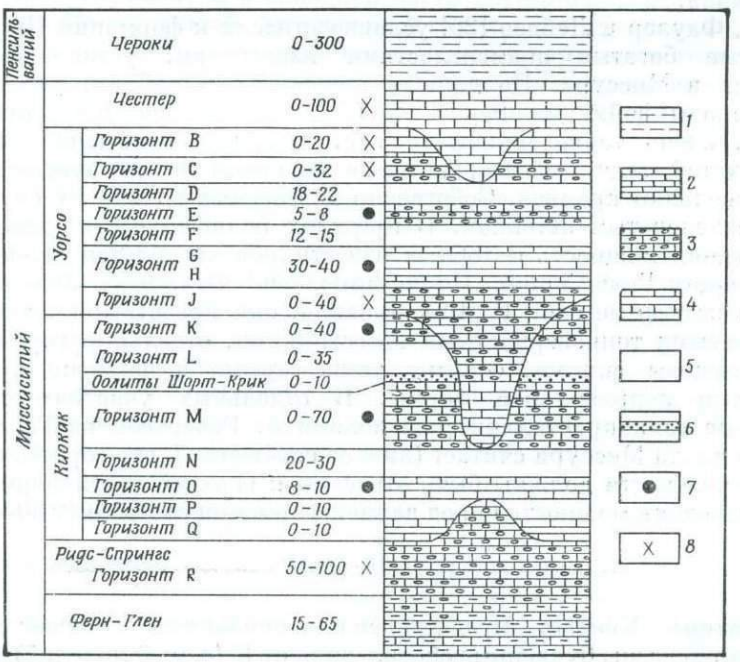
Нерасчлененная девонско-миссисипская толща

Сланцы Чаттануга. Породы этой толщи представлены карбонатными и слабопесчанистыми глинистыми сланцами с пластинчатой отдельностью, цвет которых меняется от черного до темно-коричневого. На большей части площади района Три-Стейт сланцы Чаттануга отсутствуют, но в немногих локальных участках известны их небольшие изолированные островки с незначительной мощностью. В южной части рудоносной территории сланцы Чаттануга слагают сплошной выдержанный горизонт, линия выклинивания которого на севере имеет субширотную ориентировку и почти совпадает с южной границей района Три-Стейт (фиг. 3).

Несогласие

Миссисипская система

В ранее опубликованной литературе можно встретить обобщенное описание формации Бун, в состав которой частично или полностью входят формации Уорсо, Киокак и Ридс-Спринг, а также группа формаций Сент-Джо [2, 3, 7, 21, 22]. Относящиеся сюда осадочные образования в настоящей статье описаны как отдельные серии — Киндерхук, Осейдж и Мерамек (см. фиг. 2). Литологические особенности стратиграфических разрезов позволили Фаулеру и Лейдену [15] дополнительно расчленить формацию Уорсо серии Мерамек, формацию Киокак серии Осейдж и формацию Ридс-Спринг на отдельные горизонты, описание которых приведено ниже. Схема соподчинения различных стратиграфических единиц дана на фиг. 2 и 4. В восточной



Ф и г. 4. Схема стратиграфического расчленения миссисипских пород в пределах участка Пичер-Филд (с использованием данных Лейдена [33]).

1 — глинистые сланцы; *2* — известняки; *3* — кремнистые нодули в известняках; *4* — переслаивание кремней и известняков или горизонты кремнистых известняков; *5* — массивные или слоистые кремнистые породы и (или) кремнистые известняки; *6* — оолитовые известняки; *7* — наиболее продуктивные рудоносные горизонты; *8* — второстепенные рудоносные горизонты.

части района некоторые из упомянутых осадочных образований затронуты современной эрозией, т. е. выходят на дневную поверхность. Практически для всей массы свинцово-цинковых руд района Три-Стейт вмещающими являются породы формации Бун.

Серия Киндерхук

Группа Шоуто. Эта группа пород включает известняки Комптон и перекрывающие их глинистые сланцы формации Нортвью. До сих пор употребляется выражение «группа Сент-Джо», объединяющее формации Комптон, Нортвью и наиболее молодую из них — Ферн-Глен; последняя, однако, залегает несогласно и в связи с этим относится нами к серии Осейдж. На рудниках участка Спрингфилд некоторая часть руд извлекается из пород группы Шоуто.

Формация Комптон. В состав этой формации входят главным образом известняки серого и голубино-серого цвета с прослоями известковых глинистых сланцев. Мощность пород формации колеблется от 5 до 20 футов.

Формация Нортвью. Представлена зелеными, темными серо-зелеными и сине-зелеными глинистыми, иногда известковистыми сланцами. В отдельных участках рудного района эти сланцы отсутствуют, в других случаях их мощность невелика, но имеет тенденцию увеличиваться к северу.

Серия Осейдж

Формация Ферн-Глен. Известняки Сент-Джо, соответствующие на востоке штата Миссури нижней части формации Ферн-Глен, могут быть сопоставлены с известняками Пирсон, которые широко распространены близ Спрингфилда.

Мур, Фаулер и Лейден [26] условно отнесли к формации Пирсон слабокремнистые богатые окаменелостями известняки, установленные близ Джоплина в Миссури. По данным подземных выработок участка Пичер-Филд, породы формации Ферн-Глен (Пирсон или Сент-Джо) представлены мягкими, очень тонкозернистыми глинистыми и илистыми известняками с чешуйчатой отдельностью, которые содержат немногочисленные синие и серые желваки кремней. Собственно известняки во многих случаях отличаются зеленоватым оттенком. В пределах большей части участка Пичер-Филд средняя мощность подобных известняков колеблется около 25 футов.

Формация Ридс-Спринг. По терминологии Фаулера и Лейдена [15, 20] это так называемые слои R. Как правило, они представлены темно-серыми и коричневыми тонкозернистыми известняками, отдельные горизонты которых обогащены синими, серыми, темно-серыми и черными кремнистыми стяжениями неправильной формы. В отдельных участках встречаются коричневые тонкокристаллические доломиты. Робертсон из Геологического общества штата Миссури считает (личное сообщение), что горизонты O, P и Q в действительности должны быть отнесены к верхней части формации Ридс-Спринг. Средняя мощность пород данной формации составляет 50—100 футов.

Несогласие

Формация Киокак. Представлена несколькими горизонтами пород, которым присвоены буквенные обозначения от K (самый молодой) до Q (самый древний). Верхняя часть толщи Киокак сложена главным образом серыми и коричневыми средне- и грубокристаллическими известняками, местами насыщенными светло-серыми и белыми кремнистыми обособлениями в виде желваков и небольших прослоев, которые могут быть и плотными, и полуразложившимися до мягкого белого известковистого кремня, или кремнистого

известняка. Нижняя часть толщи, известная также под названием свиты Гранд-Фолс (слои N, O, P и Q), представлена главным образом белыми, светло-коричневыми и серыми кремнистыми породами, а также коричневыми и серыми тонкозернистыми плотными известняками. За пределами участков интенсивной минерализации свита Гранд-Фолс в целом становится более известковой, а кремнистые породы превращаются в кремнистые известняки. В нескольких десятках миль к югу от рудного района и гипсометрически выше, на флангах поднятия Озарк, по данным Хафмана [41], «породы формации Киокак имеют массивную текстуру и представлены белыми и серыми, внешне похожими на буйволовую кожу, кремнистыми образованиями, в пределах которых отмечены неправильные пропластки и массы плотных синесерых тонкокристаллических известняков». В отдельных участках Хафманом установлены огромные криноидные рифы, или биогермы. В штате Миссури породы формации Киокак используются как материал для приготовления щебня и бутового камня.

Горизонт K сложен серым криноидным известняком с многочисленными кремнистыми нодулями. Последние в верхней части преимущественно шарообразные, а в нижней имеют вытянутую форму и, как правило, более крупные. Мощность горизонта колеблется от 0 до 12 футов, но местами может достигать и 40 футов. В западной части Пичер-Филд этот горизонт отсутствует.

В составе горизонта L главную роль играют белые кремнистые известняки и плотные серые кремнистые породы. За пределами участков минерализации существенную роль играют известняки. Мощность горизонта L меняется от 0 до 35 футов, в участках с выдержанным залеганием она обычно составляет 30 футов. Горизонт L в западной части Пичер-Филд отсутствует.

Горизонт M — главный рудоносный горизонт — представлен серыми и бледно-коричневыми кристаллическими известняками с многочисленными окаменелостями. В известняках очень широко распространены белые и светло-серые кремнистые желваки. В верхней части горизонта установлена выдержанная зона оолитовых известняков, получивших специальное наименование «оолиты Шорт-Крик». Наиболее отчетливо эта зона проявлена за пределами участков минерализации. Мощность оолитовой зоны колеблется от 2 до 10 футов, а горизонта M в целом для участка Пичер-Филд — от 0 до 90 футов. В период эрозии, предшествовавшей образованию формации Уорсо, горизонты K и L местами были смыты полностью, а горизонт M — частично, в результате чего горизонт J иногда залегает непосредственно на породах горизонта M, что особенно характерно для западной части участка Пичер-Филд. В некоторых немногочисленных случаях подстилающим для горизонта J является горизонт N. Мощность не затронутого минерализацией горизонта M вместе с зоной оолитов Шорт-Крик, как показывают данные буровых скважин, колеблется весьма значительно от 17 футов в участках западнее Пичер-Филд до 100 и более футов на руднике Джоплин. Увеличение мощности горизонта M с запада на восток происходит крайне неравномерно.

Кремнистые породы Гранд-Фолс. Эти породы описаны Смитом и Зибенталем [10] в качестве одной из составных частей формации Бун. Они подчеркивают, что кремнистые образования не прослеживаются в виде выдержанного горизонта от участка к участку и не занимают строго определенного места в стратиграфическом разрезе. Фаулер и Лейден [15] считают возможным параллелизовать кремнистые породы Гранд-Фолс с горизонтами O, P и Q. Авторы настоящей статьи и некоторые другие исследователи, употребляя наименование Гранд-Фолс, имеют в виду горизонты N, O, P и Q.

Горизонт N — верхняя часть свиты Гранд-Фолс — сложен типичными слоистыми кремнистыми известняками серого или белого цвета, а также стекловатыми серыми, светло-серыми и светло-коричневыми кремнистыми

породами. Для участков минерализации и зон, претерпевших интенсивную деформацию, нормальные слоистые текстуры не свойственны; на смену им приходят широко распространенные зоны деформированных пород, текстура которых может быть охарактеризована как узловатая или искривленно-узловатая. Вне зон деформации и минерализации для горизонта N характерно переслаивание коричневых и серых тонкозернистых известняков с белыми кремнистыми известняками и светло-серыми кремнями. Общая мощность горизонта N обычно колеблется около 20—30 футов.

Для *горизонта* O характерно чередование тонких слоев серых кремнистых пород с такими же тонкими слоями коричневых тонкозернистых известняков. Общая мощность обычно не превышает 8—10 футов. Породы этого горизонта являются вмещающими для большинства стратиформных рудных тел района Три-Стейт.

Горизонт P отличается преобладанием светло-серых кремнистых известняков, кремней и стекловатых кремнистых пород. Последние известны как в виде выдержанных слоев, так и в виде крупных уплощенных желваков и нодулей. Мощность горизонта P может меняться от 0 до 10 футов.

Горизонт Q — наиболее древний в составе свиты Гранд-Фолс — очень похож на горизонт O. В его составе преобладают чередующиеся тонкие слои серых кремней и коричневых известняков. Общая мощность колеблется от 0 до 10 футов.

Несогласие

Серия Мерамек

Формация Уорсо. В прошлом было немало споров о том, куда относить породы этой формации — к серии Мерамек или к серии Осейдж. Мур, Фаулер и Лейден [26], а вслед за ними и Спренг [44] относят формацию Уорсо к серии Мерамек, того же взгляда придерживаются и авторы настоящей статьи. Породы формации Уорсо представлены главным образом тонкозернистыми, реже грубозернистыми кремнистыми известняками светло-серого, светло-коричневого и коричневого цветов. Отдельные горизонты практически нацело сложены кремнями и (или) кремнистыми известняками. Общая мощность пород формации Уорсо колеблется от 86 до 195 футов; в округе Джаспер штата Миссури они используются для приготовления «касэйджского мрамора» (Cathage Marble), а в отдельных участках для известкования почвы и выделки щебня.

Породы формации Уорсо представляют собой второй по значению рудовмещающий горизонт для всего района Три-Стейт. В составе формации Фаулер и Лейден по литологическим особенностям выделяют ряд горизонтов, которые получили буквенные наименования от B (самый молодой) до J (наиболее древний).

Горизонт B сложен светло-серыми и коричневыми известняками с белыми и голубыми кремнистыми обособлениями. В зависимости от положения постмерамекского и дочестерского несогласия мощность горизонта B колеблется от 0 до 20 футов.

Для *горизонта* C характерны серые и светло-коричневые известняки с белыми и голубыми кремневыми нодулями. К нижней части горизонта приурочены нодули, окрашенные в более густой синий цвет. Мощность горизонта C колеблется от 0 до 32 футов, что также определяется положением вышеупомянутого несогласия.

Горизонт D в участках распространения минерализации сложен главным образом рыхлыми белыми кремнистыми известняками и плотными белыми и светло-серыми кремнями. Для того же горизонта за пределами зон

минерализации характерно более высокое содержание кальция. Мощность горизонта D — 18—22 фута.

Горизонт E представлен серыми и светло-коричневыми известняками с серыми и коричневыми кремнистыми нодулями; местами присутствуют коричневые доломиты. Мощность горизонта невелика: 5—8 футов.

Горизонт F поблизости от зон интенсивной минерализации обычно представлен рыхлыми светло-серыми известняками и плотными белыми и светло-серыми прослоями кремней. Во всех других случаях здесь же присутствуют светло-коричневые известняки. Общая мощность горизонта F составляет 12—15 футов.

Горизонт GH первоначально описывали как состоящий из двух самостоятельных горизонтов, однако сходство литологического состава пород позволило их объединить. Для горизонта GH характерно тонкое переслаивание серых, коричневых и синих кремней с коричневыми тонкозернистыми известняками, а его мощность равна 30—40 футам. В пределах Пичер-Филд некоторое количество темно-коричневых и пестрых кремней приурочено к контакту горизонтов GH и J.

Горизонт J несогласно перекрывает образования формации Киокак. В его состав входят серые и темно-серые кремнистые породы с пятнистой вкрапленностью глауконита, образующие прослои в серых, темно-серых и темно-коричневых известняках. Последние имеют разнообразную структуру от иловатой до грубокристаллической, нередко в них наблюдаются пятнистые обособления глауконита. Кремнистые породы часто содержат многочисленные спикулы губок. Там, где породы горизонта J выполняют депрессии среди пород формации Киокак, первые отличаются темной окраской, особенно близ подошвы. Для большей части площади участка Пичер-Филд горизонт J является надежным маркирующим горизонтом. Мощность его в зависимости от особенностей эрозионного рельефа подстилающих образований может колебаться от 0 до 40 футов, однако чаще всего колебания не столь значительны — от нескольких дюймов до 5 футов. Мощность горизонта J увеличивается к западу от Пичер-Филд, где он обычно считается аналогом формации Каули, распространенной в Канзасе. Породы горизонта J нередко интенсивно минерализованы и являются объектом добычи наряду с породами горизонтов GH и K. Горизонт J обычно частично подлежит выемке, если подвергается минерализации совместно с горизонтом M, т. е. в тех случаях, когда горизонты K и L отсутствуют.

Несогласие

Серия Честер

Эти породы, ранее известные под названием «серия Мейес», залегают несогласно на породах формации Уорсо. Они образуют чрезвычайно выдержанный мощный пояс, который прослеживается в границах района Три-Стейт через соответствующие части штатов Канзас и Оклахома. Однако в районе Джоплин известны только останцы пород этого возраста; как полагают, эти останцы соответствуют впадинам в кровле более древних формаций. Породы останцов Смит и Зибенталь [10] отнесли к формации Картервилл, для которой характерно наличие несортированных разновидностей известняков, песчаников и сланцев. Эти образования тесно связаны с отложениями формаций Фейетвилл и Бейтсвилл. Они имеют ограниченное площадное распространение, образуя обособленные островки в депрессиях среди подстилающих пород формации Бун. В отдельных участках, например на руднике Джоплин, их мощность достигает 200 футов. Серия Честер подразделяется на формации Хиндсвилл, Бейтсвилл и Фейетвилл, мощности которых незначительны; породы этих формаций являются вмещающими для богатых свинцово-цинковых рудных тел на руднике Честер.

Формация Хиндсвилл. В пределах той части района, которая расположена на территориях Канзаса и Оклахомы, для данной формации характерно чередование известняков и глинистых сланцев. Известняки иногда окварцованы, отличаются пластинчатой отдельностью и оолитовой структурой. Как правило, они обогащены окаменелостями, содержат немного глауконита, но собственно кремнистые образования совершенно отсутствуют. Сланцевые горизонты отличаются повышенным содержанием извести и песчанистого материала. В основании разреза обычно фиксируется маломощный горизонт конгломератов, состоящих из кремневых галек. Вейдман [17] утверждает, что известняки Мейес «окварцованы и доломитизированы близ рудных месторождений и в пределах рудных полей». Вероятно, какая-то часть известняков, которую в районе Джоплин относят к формации Картервилл, аналогична известнякам формации Хиндсвилл в Канзасе и Оклахоме.

Формация Бейтсвилл. В поверхностных обнажениях в составе этой формации преобладают желтые и коричневые рыхлые тонкозернистые песчаники с известковым цементом. Те же песчаники, вскрытые буровыми скважинами, имеют светло-коричневый или светло-серый цвет и кварцитовую структуру. Согласно описаниям Вейдмана [17], песчаники формации Мейес близ рудных месторождений подвергаются окварцеванию и превращаются в кварцитовые песчаники и кварциты. Максимальная мощность песчаников данной формации достигает на территории Оклахомы 10 футов.

Сланцы Фейетвилл. Данная группа пород при картировании района Три-Стейт не обнаружена, но есть некоторые основания предполагать, что сланцы Фейетвилл присутствуют в пределах рудников, расположенных вдоль трога Майами. По Вейдману [17], это не чисто сланцевая формация, так как горизонты сланцев чередуются с горизонтами известняков и песчаников. В некоторых горизонтах сланцев отмечены многочисленные мшанки рода *Archimedes*. Мощность этой пачки в округе Оттава в Оклахоме достигает 40—50 футов.

Несогласие

Пенсильванская система

Серия Де-Мойн

Группа Чероки. Породы этой группы, известные также под названием «сланцы Чероки», действительно представлены главным образом сланцами с редкими прослоями песчаников и пластами углей, имеющими промышленную ценность. Сланцы Чероки занимают большую часть площади района Три-Стейт и в Канзасе, и в Оклахоме, и в Миссури. На востоке района сланцы Чероки образуют различного размера останцы, фиксирующие депрессии в подстилающих осадочных породах формации Бун. В западной части района мощность сланцев Чероки резко колеблется от 0 до 300 футов.

Несогласие

Третичные (?) *или четвертичные* (?) *породы*

Галечники Лафейетт. Представлены окатанными гальками и первично шарообразными кремнистыми конкрециями и нодулями, ограниченно распространенными на территории района.

Четвертичные породы

Аллювиальные и террасовые отложения. Поверхностные процессы способствовали образованию песков, гравийников и глинисто-илистых отложений в поймах и на террасах основных водотоков.

Основные черты геологической структуры района

Рудный район Три-Стейт вытянут вдоль северо-западной границы крупного поднятия Озарк, которое представляет собой широкую геоантиклиналь. Район расположен на значительном удалении от оси геоантиклинали, в связи с чем плоскости напластования имеют очень пологий наклон к северо-западу, погружаясь на расстоянии одной мили всего на 15—20 футов. Такое залегание пород нарушается в участках проявления складок и сбросов, что можно видеть на фиг. 1.

Разрывные структуры. Как установлено авторами статьи, в пределах района имеется три крупных разлома — Ритчи, Сенека и Майами. Первый протягивается с востока на запад почти на 25 миль от Монетта, а возможно, и от Вероны в округе Лоуренс до точки, расположенной на 4 мили западнее Ритчи, в округе Ньютон. Это обычный сброс, южное крыло которого опущено максимум на 150 футов [38]. Данные, позволяющие судить о взаимоотношениях этого сброса с оруденением, отсутствуют.

Разлом Сенека — практически непрерывная выдержанная структура, прослеженная по простиранию (40° СВ) примерно на 70 миль от Типтон-Форда в округе Ньютон, Миссури, до точки, расположенной в 3 милях восточнее Приора, в округе Мейес, Оклахома. Это не простой разлом, а серия сближенных разломов, образующих грабен или реже грабен-синклиналь, ширина которой изменяется от 200 футов до полумили. Амплитуда вертикальных смещений колеблется от нескольких футов, если речь идет о синклинали, осложненной сбросами [11], до 300 футов; в последнем случае породы формации Фейетвилл и даже еще более молодые оказываются на одном гипсометрическом уровне с породами формации Бун. Иногда вертикальное смещение вообще не поддается оценке, как, например, в кремнистых останцах формации Бун. Близ разломов углы падения слоев могут достигать 10—15 и даже 25° [41]. Разработка небольших рудных тел в пределах этой структуры велась и в нескольких милях юго-западнее Сенека, и на северо-восточном фланге грабена.

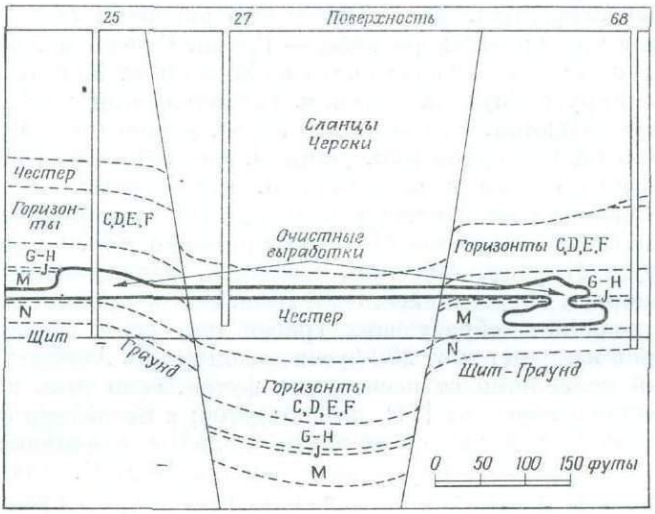
Трог Майами представляет собой линейную структуру, которая отчетливо фиксируется в виде вытянутой синклинали близ пересечения границ трех округов штата Оклахома — Оттава, Крейг и Делавэр. Она имеет северо-восточное простирание (15°) и проходит через интенсивно минерализованную область Пичер-Филд, причем в различных участках этой области трог Майами проявляется то как гребен, то как синклиналь, то как шарнирный сброс. На фиг. 3 показана ось трога и приуроченность зоны наиболее интенсивной минерализации Пичер-Филд к этой оси. В одном из участков грабена фиксируется вертикальное перемещение пенсильванских сланцев в зоне грабена примерно на 350 футов, как показано на фиг. 5. Буровые скважины, вскрывающие кровлю докембрийского комплекса изверженных пород на северном фланге Пичер-Филд, показывают, что грабен прослеживается на большую глубину, захватывая и породы фундамента.

Простирание трога Майами к северу от Пичер-Филд становится неопределенным (35—40°), но он прослеживается вплоть до рудного поля Уэйко — Лотон близ границы Миссури и Канзаса.

Складчатость. В той части штата Миссури, которая относится к району Три-Стейт, широко и более или менее равномерно распространены серии узких параллельных складок с северо-западным простиранием, погружающиеся также в северо-западном направлении. Зоны наиболее интенсивной минерализации имеют аналогичное простирание и приурочены, как правило, к синклинальным впадинам. В качестве примера можно назвать зону Нек-Сити — Перселл-Алба, зону Ороного — Уэбб-Сити — Денвег, а также зону, проходящую через рудник Джоплин. На структурных картах с изогипсами кровли некоторых не выходящих на поверхность формаций видно,

что синклинальная зона минерализации Ороного — Уэбб-Сити — Денвег на глубине рассечена сбросами, благодаря чему приобретает облик грабена.

Наиболее заметной структурой на территории штата Миссури в районе Три-Стейт следует считать антиклиналь Джоплин, впервые закартированную Зибенталем [10]. Лучше всего ее можно видеть на участке, расположенном непосредственно к северу от разлома Ритчи в округе Ньютон, Миссури. Антиклиналь здесь имеет северо-западное простирание от точки, которая удалена примерно на две мили к северо-востоку от Типтон-Форда в округе



Фиг. 5. Вертикальный разрез трога Майами на руднике Блу-Гус [15].

Ньютон почти до Лотона в Канзасе. Зибенталь [10] пишет: «Если говорить об антиклинали в целом, ее западное крыло гораздо круче восточного. На интервале простирания антиклинали от Джоплина до Смитфилда она, возможно, испытала резкое погружение благодаря поперечному сбросу».

Предположение Зибенталя о наличии здесь разрывной структуры подтверждается при построении структурных карт поверхности некоторых глубоких стратиграфических горизонтов, которое выполнено на основании данных буровых скважин.

На территорию Канзаса резко погрузившаяся антиклиналь Джоплин не прослеживается, а на ее продолжении фиксируется синклиналь Лотон. Антиклиналь Кау-Крик [10], прослеженная по простиранию чуть больше, чем на две мили, представляет собой весьма отчетливую складчатую структуру в породах группы Чероки, а ось ее располагается параллельно трогу Лотон примерно в двух милях к юго-западу от него.

На участке Пичер-Филд к числу главных складчатых структур следует относить «трог» Бенделари и антиклиналь Пичер. Первый представляет собой изоклинальную складку с максимальной амплитудой 80 футов и простиранием СЗ 330° от пересечения «трога» Бенделари с трогом Майами в центральной части Пичер-Филд. В северо-восточном крыле складки пласты имеют опрокинутое залегание. Недавнее бурение позволило обнаружить в докембрийском фундаменте разлом, который расположен к юго-западу от «трога». Если мысленно продолжить этот разлом вверх по восстанию, то он попадет в тот участок изоклинальной складки, который подвергся наиболее интенсивному дроблению. Участок интенсивного дробления выявлен достаточно надежно при документации подземных горных выработок. Вполне возможно, что само образование подобного «трога» следует считать

результатом тектонической деформации пород вдоль плоскости разлома. В пределах участка Пичер-Филд зона интенсивной минерализации вытянута в северо-западном направлении вдоль «трога» Бенделари.

Антиклиналь Пичер, название и описание которой в настоящей статье дается впервые, представляет собой широкую, полого погружающуюся складку, выявленную авторами на востоке округа Оттава в Оклахоме. Ось складки имеет северо-западное простирание и проходит через центральную часть Пичер-Филд; несколько западнее этого участка складка постепенно теряет свою индивидуальность и наконец совсем исчезает. Структурные карты кровли горизонта N [28, 42] показывают, что в юго-восточной части Пичер-Филд складка временно исчезает, а затем снова появляется так же, как это происходит в случае пересечения оси складки трогом Майами. Структурные карты кровли оолитового горизонта Шорт-Крик и доломитов Коттер также позволяют убедиться в существовании антиклинали Пичер.

Главные структурные направления. На фиг. 3 показаны очистные выработки рудоносного участка Пичер-Филд, расположение и конфигурация которых позволяют говорить о существовании нескольких основных структурных линий первого порядка. Две такие линии особенно отчетливы; они соответствуют северо-восточной и западной границам рудоносной зоны. Кроме них есть и другие, пересекающие участок Пичер-Филд в разных направлениях; эти структуры гораздо лучше видны на более детальных крупномасштабных картах. Мак-Найт [57] считает, что наблюдаемые в верхних частях разреза разрывные структуры «являются отражением расколов докембрийского фундамента..., по которым поднимались рудоносные растворы».

Возраст минерализации и изотопный состав свинца

Известно, что наиболее молодыми породами, в которых проявлена цинково-свинцовая минерализация, следует считать сланцы Чероки пенсильванского возраста. Это позволяет утверждать, что хотя бы какая-то часть оруденения, несомненно, образовалась еще позднее.

Изотопные анализы свинца, предпринятые для определения возраста минерализации, дают аномальные, противоречивые результаты, в связи с чем в геологическую литературу прочно вошло выражение «аномалия Джоплин, или свинец J».

В 1953 г. Каминг из университета в Торонто проанализировал несколько образцов галенита из Пичер-Филд и статистическим методом получил возраст оруденения 1000 млн. лет. Даже если допустить, что в ходе анализа допущена значительная ошибка, то и тогда возраст оруденения представляется неоправданно преувеличенным. Сам Каминг по этому поводу пишет:

> Можно, конечно, допустить, что мы имеем дело с рудами, которые возникли в результате переотложения минерального вещества каких-то более древних месторождений, и это в конечном счете единственное возможное предположение. Следует, однако, допустить, что существуют и некоторые другие варианты.
>
> Представляется в высшей степени сомнительным, что генезис аномального свинца может быть объяснен каким-либо процессом из числа рассмотренных выше, который проявлялся одновременно с процессом осадконакопления. Если время совместного нахождения свинца и урана было непродолжительным, то цифра 1000 млн. лет, конечно, слишком велика, поскольку руды по крайне мере так же молоды, как и породы миссисипской группы. Если же время сосуществования свинца и урана достаточно велико, то столь же значительным следует считать и возраст вмещающих толщ, что невозможно, так как противоречит твердо установленным геологическим фактам. Все это явно не позволяет связывать аномальную природу свинца с сингенетичными процессами.

Кеннон с соавторами [47] сделал попытку определить изотопный состав свинца в отдельных зонах роста крупного монокристалла галенита из Пичер-Филда. Данные анализа показывают, что период формирования подобных

кристаллов был очень длительным, возможно, более 100 млн. лет. В другой работе Кеннон [48] отмечает:

...подобные вариации изотопного состава позволяют предполагать длительный постепенный вынос свинца из пород с подходящими содержаниями свинца, урана и тория. Подобные породы, судя по данным изотопного анализа свинца, моложе докембрийских; скорее всего это какие-то разновидности палеозойских пород, входящие в состав рудовмещающей толщи района Три-Стейт. Процесс образования крупных зональных кристаллов галенита, вероятно, был прерывистым и охватывал либо весь период от 300 до 100 млн. лет назад, либо его часть, что по шкале Холмса соответствует позднему палеозою или мезозою.

Браун [55] также считает, что процессы концентрации рудоносных флюидов, породивших месторождения типа долины Миссисипи, вообще говоря, были очень медленными и охватывают период в 100—200 млн. лет, но «конечная стадия собственно отложения руд, вероятно, была значительно короче и не выходила за пределы первых десятков миллионов лет».

В последнее время изотопные анализы свинца для центральной и восточной частей внутренних районов США выполнены Хейлом [60], причем было установлено, что на многих месторождениях распространен свинец типа J. Кроме того, Хейл отмечает:

Наклоны кривых на графике с координатами Pb^{206}/Pb^{204} — Pb^{207}/Pb^{204} позволяют предполагать вынос свинца из пород фундамента, имеющих возраст 1300 ± 300 млн. лет... Галенит из сланцев, распространенных в долине Миссисипи, но вне пределов конкретных рудных районов, содержит свинец, по изотопным характеристикам отвечающий нормальному. Все теории, которые в качестве главного источника свинца для месторождений типа долины Миссисипи рассматривают эти сланцы, должны предложить и какое-то объяснение поразительному различию изотопного состава свинца месторождений и сланцев.

В целом не вызывает сомнений, что процесс образования свинцово-цинковых руд района Три-Стейт охватывал весьма значительный промежуток времени. Аномальный изотопный состав свинца говорит о сложности этого процесса. Месторождения залегают среди осадочных пород миссисипского возраста, а следовательно, оруденение возникло, во всяком случае, позднее, а может быть, и значительно позднее пород свиты Чероки.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Стратиграфическая позиция рудных тел

Почти все рудные тела района Три-Стейт залегают среди миссисипских осадочных пород, в особенности среди пород формаций Киокак и Уорсо. Миссисипские известняки несогласно перекрыты пенсильванскими сланцами Чероки. Эту сланцевую «шапку» обычно принято считать непроницаемым барьером на пути восходящих рудоносных растворов, способствовавшим локализации оруденения. Останцы сланцев Чероки в пределах штата Миссури иногда сопровождаются воронкообразными (sink-type) рудными телами. Сами сланцы оказываются в этом случае сильно подробленными и могут содержать промышленные руды, пригодные для разработки. Такие руды обычно связаны с рудами, залегающими в подстилающих породах миссисипских формаций.

Зибенталь [12] первым обратил внимание на связь между рудами среди миссисипских осадочных пород и рудами, залегающими на северном фланге не выходящих на поверхность сланцев Чаттануга, которые расположены несколько южнее наиболее интенсивно минерализованных участков рудного района. На фиг. 1 хорошо видно, что сланцы Чаттануга либо отсутствуют, либо не играют существенной роли в пределах главных рудных полей района. На юге района Три-Стейт известно несколько небольших рудоносных участков, расположенных непосредственно под сланцами или в нескольких десятках футов ниже их подошвы. В участках, где подстилающие сланцы Чатта-

нуга отсутствуют, в породах миссисипского возраста обычно есть какие-то признаки минерализации, однако последняя в тех же породах практически не проявлена, если сланцы Чаттануга являются составной частью стратиграфического разреза.

Сходные соотношения, видимо, характерны для северной окраины района, где распространена выдержанная 10-футовая пачка сланцев Нортвью. Точно установлено, что относительно более минерализованы те участки, где мощность этих сланцев меньше 10 футов (фиг. 1). Полоса интенсивной минерализации Ороного — Денвег явно соответствует участкам пониженной мощности сланцев Нортвью, вытянутым в северо-западном направлении.

Заметная, но непромышленная минерализация установлена в породах ордовикских формаций Коттер, Джефферсон-Сити, Рубиду и Гасконейд.

Минерализация совершенно отсутствует в доломитах формации Эминенс, в кембрийских формациях Бонн-Терр и Ламотт, а также в докембрийском комплексе изверженных пород фундамента.

На фиг. 4 показана относительная распространенность отдельных горизонтов формаций Уорсо и Киокак миссисипского возраста, характер проникновения некоторых из них в эрозионные впадины подстилающих горизонтов и сравнительная рудоносность зон стратиграфического разреза, которым присвоены буквенные обозначения. Рудоносные горизонты в незатронутых минерализацией участках сложены главным образом известняками с кремнистыми известняками или кремнистыми породами в виде прослоев и нодулей. Слои, представленные почти нацело массивными кремнистыми породами, могут быть источником промышленных руд только в тех случаях, когда они сильно подроблены и одновременно являются подстилающими или перекрывающими для рудных тел, которые залегают в пределах другого, более благоприятного горизонта. Известно также, что кремнистые породы нередко сопровождают горизонты преимущественного распространения рудных тел; карты степени «кремнификации» (chertification) широко использовались и в прошлом в ходе разведочных работ как существенное вспомогательное средство.

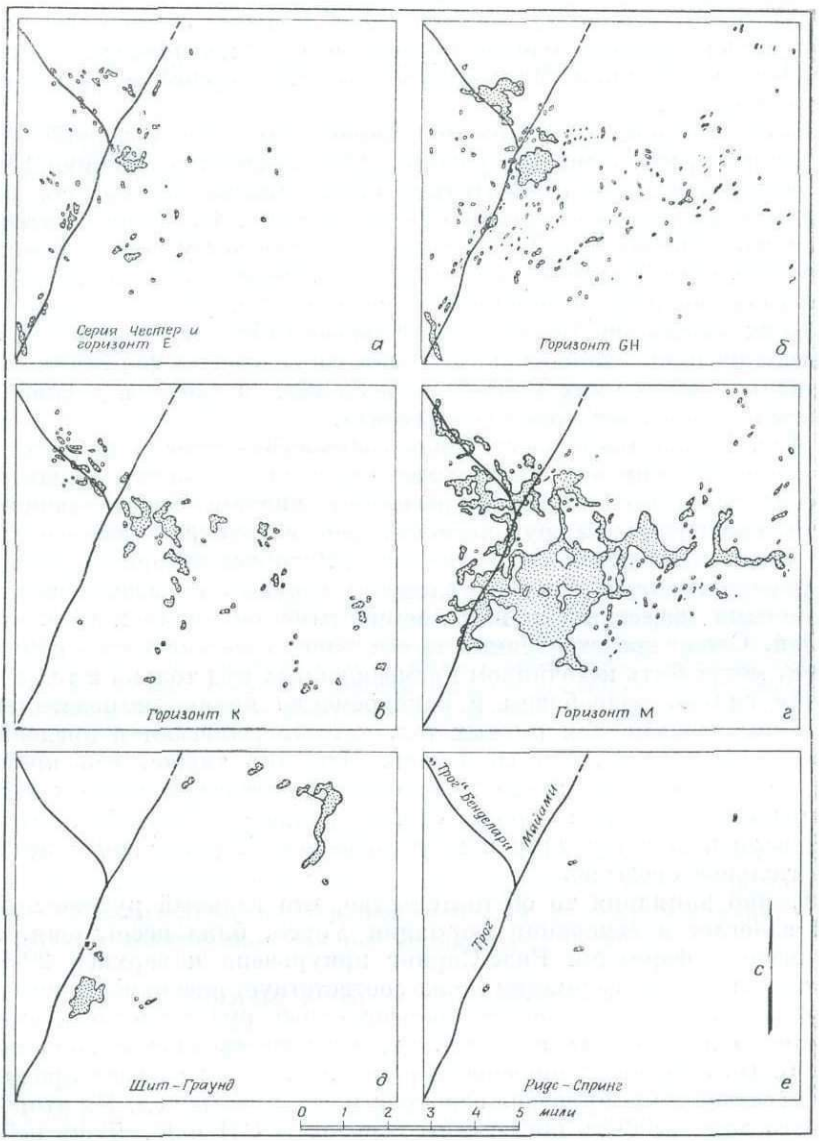
Достойно внимания то обстоятельство, что главный рудоносный горизонт M залегает в основании формации Уорсо, близ несогласия. Рудная минерализация формации Ридс-Спринг приурочена к верхней 20-футовой пачке пород, а кровля формации также соответствует поверхности несогласия.

Площадное распространение промышленных руд в пределах отдельных горизонтов, обозначенных буквами, для территории Пичер-Филд показано на фиг. 6. По степени рудоносности резко отличается от всех прочих горизонт M, к которому приурочена основная масса рудных тел. На второе место после него должны быть поставлены горизонты GH и K. Лишь небольшие и немногочисленные рудные тела, залегающие в пределах горизонта M, разрабатывались ниже двух крупных участков добычи среди пород горизонта GH. На фиг. 6, *а* показана распространенность рудных тел в пределах горизонтов Честер и E, причем подавляющее большинство рудных тел в этом конкретном случае приурочено к горизонту E. Очистные выработки в пределах пород свиты Шит-Граунд приурочены к флангам участка Пичер-Филд, а перекрывающие слои здесь обычно не минерализованы.

Небольшие рудные тела известны и среди пород формации Ридс-Спринг, причем их очень немного, и на площади Пичер-Филд они распространены очень неравномерно.

В пределах северо-восточной синклинальной части «трога» Бенделари главным рудоносным горизонтом является горизонт GH, но на юго-западе основные рудные тела сосредоточены в пределах горизонта M.

Взаимоотношения оруденения с породами горизонта K трудно выяснить в деталях из-за того, что кровля этого горизонта срезана эрозионной поверхностью.



Ф и г. 6. Площадное распространение промышленной минерализации в различных горизонтах пород на территории Пичер-Филд.

На всех шести схемах показаны контуры очистных выработок по отработанным рудным телам.

Минералогия месторождений

Гипогенные минералы. Из всех минералов в рудном районе Три-Стейт промышленное значение имеют только два — галенит и сфалерит, однако общее число известных здесь минеральных видов, как следует из табл. I, достаточно велико. Некоторые из упомянутых минералов редки и известны только на отдельных рудниках. Следующие ниже описания главных рудных минералов заимствованы у Хагни [45], поскольку именно его работа является и наиболее свежей и наиболее исчерпывающей.

Сфалерит наблюдается в виде желтовато-коричневых тетраэдрических кристаллов в пустотах, в виде светло-желтых кристаллов, рассеянных в массе джаспероидов и доломитов; он образует мелкие красновато-коричне-

вые кристаллы, выстилающие стенки полостей и трещин и тонкую вкрапленность в джаспероидах, а также, хотя и редко, слагает натечные агрегаты типа сталактитов. Содержание железа в сфалерите обычно меньше 0,5%. Наиболее существенными элементами-примесями сфалерита являются германий, галлий и кадмий, которые извлекаются при металлургической переработке концентратов. Сфалерит в районе распространен гораздо шире галенита; достаточно сказать, что отношение этих минералов в рудах, добытых за период с 1907 по 1964 гг., составляет 5,26 : 1.

Таблица I

Рудообразующие минералы района Три-Стейт [45]

Главные	
Сульфиды	Карбонаты
Галенит	Кальцит
Сфалерит	Доломит
Халькопирит	
Пирит	Силикаты
Марказит	Кварц
Второстепенные	
Самородные элементы	Окислы
Сера	Куприт
Сульфиды	Гематит
Борнит	Пиролюзит
Вюрцит	Лимонит
Гринокит	Карбонаты
Миллерит	Смитсонит
Ковеллин	Арагонит
Сульфосоли	Церуссит
Энаргит	Гидроцинкит
Сульфаты	Аурихальцит
Барит	Малахит
Англезит	Азурит
Гипс	Ледгиллит
Старкейит	Арсенаты
Халькантит	Пикрофармаколит
Мелантерит	Миметезит
Эпсомит	Фосфаты
Госларит	Вивианит
Линарит	Пироморфит
Ярозит	Вавеллит
Плюмбоярозит	Силикаты
Алуминит	Гемиморфит
Копиапит	Аллофан
Каледонит	Хризоколла
	Каолинит
	Глауконит

Галенит образует рассеянные кристаллы в джаспероидах и сером жильном доломите; иногда кристаллы выстилают стенки пустот, и совсем редко встречаются ксеноморфные зерна отложившиеся совместно с сульфидом цинка в виде сталактитов.

Халькопирит чаще всего наблюдается в хорошо ограненных кристаллах, растущих в пустотах на розовом доломите или сфалерите. Несмотря на то что халькопирит распространен достаточно широко, он не образует концентраций, имеющих промышленную ценность.

Пирит встречается в виде небольших кристалликов, комочков и ксеноморфных зерен среди джаспероидов, кремней, серых доломитов и известняков; известны сростки пирита с марказитом и халькопиритом, мелкие друзы в пустотах, стенки которых сложены розовым доломитом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и марказитом. Тонкая вкрапленность кристаллов пирита отмечается в кальците. Крупных масс пирит, как правило, не образует.

Марказит образует друзы кристаллов в пустотах среди розового доломита, сфалерита, галенита, халькопирита и даже позднего кальцита. Рассеянная марказитовая вкрапленность встречается в джаспероидах, серых доломитах и кремнистых образованиях. Кроме того, марказит встречается в сростках с галенитом и сфалеритом, которые слагают сталактитоподобные агрегаты.

Кальцит района Три-Стейт обычно прозрачный, бесцветный или с янтарным оттенком; его крупные кристаллы достигают в длину 2 футов. Особенно широко кальцит распространен по периферии участка Пичер-Филд и в краевых частях отдельных рудных тел, знаменуя переход от промышленных руд к зоне, сложенной преимущественно кальцитом.

Доломит известен в следующих разновидностях: 1) редко встречающиеся слои тонкозернистого серого осадочного доломита; 2) грубозернистый серый жильный доломит обычно в виде слоев с массивной структурой, которые нередко содержат брекчированные обломки и нодули кремней. Такой же доломит известен и в виде отдельных рассеянных кристаллов среди джаспероидов; 3) розовый доломит, обычно в виде кристаллов, выполняющих пустоты, а также трещины, рассекающие как серый жильный доломит, так и джаспероиды. Отдельные кристаллы грубозернистой доломитовой массы окрашены в белый цвет, однако постоянная механическая примесь джаспероида и раздробленных джаспероидов в интерстициях доломитовых кристаллов обусловливают серый цвет минерального агрегата в целом.

Упомянутый тонкокристаллический серый доломит, так называемый «осадочный», не обнаруживает прямых связей с рудной минерализацией, тогда как крупные кристаллы серого жильного доломита и более поздние

и еще более крупнозернистые агрегаты розового жильного доломита очень тесно ассоциируют с минералами свинца и цинка.

Кварц является наиболее распространенным жильным минералом рудных месторождений. Он известен в форме кремнистых образований, джаспероидов, кварцевых друз и единичных хорошо ограненных кристаллов.

Кремни сложены главным образом микрокристаллическим кварцем и проявляются в виде: 1) слоев с массивной структурой — в качестве примера можно назвать горизонты L и N; 2) слоев мощностью не более 2—6 дюймов, которые перемежаются с такими же или несколько более мощными слоями известняков — таковы горизонты GH, O, Q и R; 3) нодулей и линз в известняках, расположенных прерывистыми цепочками, которые параллельны плоскостям напластования,— таковы горизонты K и M; 4) неправильных метасоматических тел в известняках. Говоря об изобилии кремней, трудно впасть в преувеличение, поскольку они присутствуют буквально всюду в громадных количествах, в частности и в зонах брекчирования, вмещающих рудные тела.

Например, слои, перекрывающие рудное тело горизонта M, окварцованы или окремнены («cherty») без какого-либо уменьшения мощности, если сравнивать ее с мощностью тех же слоев в неминерализованных участках. Детальное изучение керна буровых скважин, пересекающих надрудные горизонты пород, показало, что некоторые кремнистые образования имеют структуру, очень похожую на структуру джаспероидов. Подобные кремни с джаспероидной структурой постепенно переходят в тонкозернистые известняки, которые по цвету и крупности зерна почти не отличаются от кремней. Поскольку цвет окремненных известняков не отличается не только от цвета первичных известняков (светло-коричневые и светло-серые), но и от цвета кремней, при документации скважин все породы нередко описывались как кремни. Авторы считают, что породы, подсекавшиеся скважинами, могли быть джаспероидами, но без органогенного материала или битуминозного вещества в интерстициях зерен, как это свойственно джаспероидам. Типичные джаспероиды рассмотрены авторами в следующем разделе, но ранее они были описаны и другими исследователями.

Джаспероиды сложены почти нацело микрокристаллитами кварца. В большинстве случаев порода окрашена в коричневый или черный цвет за счет примеси коричневого непрозрачного материала, который определен Смитом и Зибенталем [10] как битум. Джаспероиды, обнаруженные в ассоциации с сульфидами, имеют массивное сложение, однако отдельные слои отличаются очень небольшой мощностью и, как правило, чередуются со слоями кремней. Подобные джаспероиды в минерализованных зонах брекчирования цементируют обломки кремней, которые выглядят как бы «плавающими» среди джаспероидов. Мягкие илистые составляющие джаспероидов почти всегда устанавливаются при детальном изучении породы; это обычно кристаллы кварца с вкрапленностью сульфидов, глауконит и органическое вещество. Во многих мелких пустотах при просмотре шлифов при большом увеличении выявляются друзы микрокристаллов кварца.

Кристаллы позднего кварца, достигающие в длину 1—2 см, растут в некоторых пустотах на сульфидах и других минералах. Они встречаются не так уж часто и не повсеместно, но относительно широко распространены в рудных телах, которые залегают среди пород формаций Ридс-Спринг и Шит-Граунд.

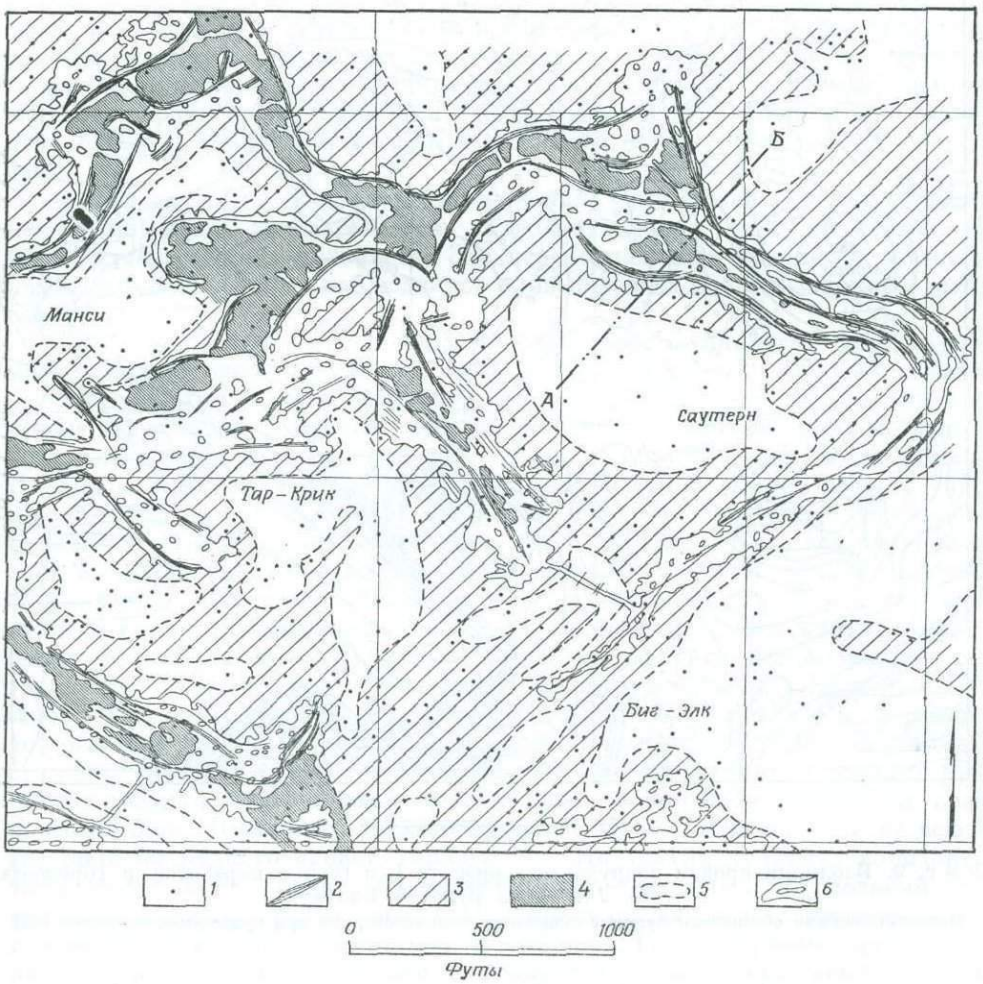
Гипергенные минералы. Вторичные минералы цинка, свинца, железа и меди наиболее полно проявлены в восточной части района Три-Стейт, а особенно там, где пенсильванские сланцы уничтожены эрозией, а рудные тела выходят на дневную поверхность. В начальный период промышленной разработки месторождений использовались небольшие тела окисленных руд, представленных смитсонитом, гемиморфитом и церусситом. Сказанное в наибольшей мере относится к рудоносному участку близ Гранби.

Зональность и околорудные изменения вмещающих пород

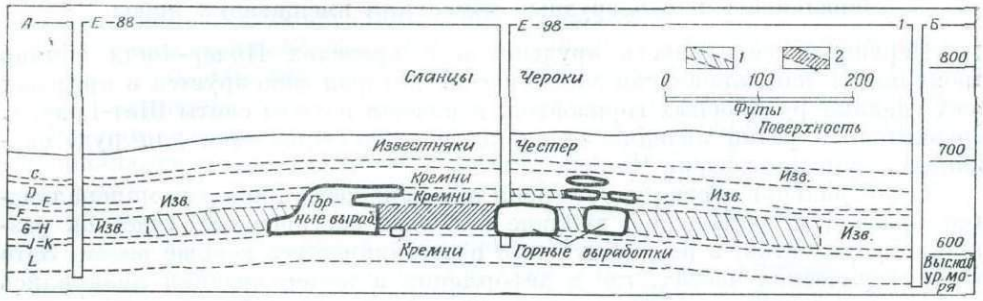
Первичная зональность оруденения в пределах Пичер-Филд обычно проявляется как площадная зональность, которая фиксируется в пределах всех главных рудоносных горизонтов, исключая породы свиты Шит-Граунд. Сравнительно редко явления зональности устанавливаются для руд, связанных с породами серии Честер.

В центральной части рудного поля интенсивность процессов минерализации привела к совмещению в плане наиболее обогащенных участков различных горизонтов, в результате чего известняки здесь вообще редки. Зато в периферических частях, где и деформации и минерализация проявились слабее, зональное строение отдельных рудных тел фиксируется очень отчетливо.

Типичная первичная зональность в пределах горизонтов К и М сводится к существованию центрального доломитового ядра, окруженного сульфидными рудами; затем следует зона джаспероидов и — по периферии рудного тела — зона неминерализованных известняков. Примеры ярко выраженной зональности показаны на фиг. 7, 8 и 9.

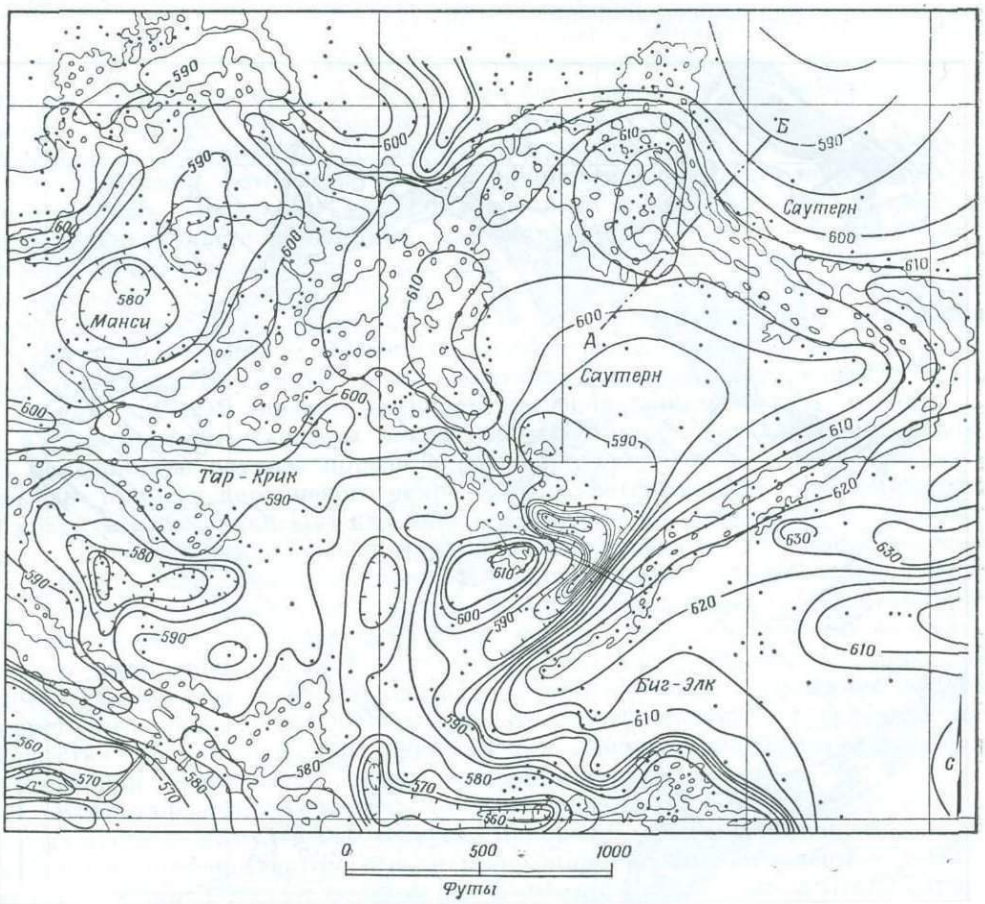


Ф и г. 7. Карта распространения горизонтов GH, J и K на руднике Билгарц, иллюстрирующая взаимоотношения минерализации с трещинами и сколовыми зонами [33].
1 — скважины; *2* — трещины и зоны скола; *3* — джаспероиды; *4* — доломиты; *5* — известняки; *6* — контуры горных выработок.



Ф и г. 8. Вертикальный разрез по линии *А — Б* через рудник Билгарц, на котором показаны взаимоотношения между джаспероидами, доломитами и рудами [33].

1 — джаспероиды; *2* — доломиты.



Ф и г. 9. Изолинии кровли подрудного горизонта L и горные выработки в горизонтах GH, J и K на руднике Билгарц.

Мелкими точками обозначены буровые скважины, использованные при проведении изолиний [33].

Упомянутое доломитовое ядро может быть овальным, круглым или вытянутым, но почти всегда имеет нечеткую внешнюю границу. Ширина ядра колеблется от первых футов до нескольких сотен футов, а длина нередко достигает нескольких тысяч футов. В составе ядра отмечаются обломки и нодули кремней, заключенные в серых жильных доломитах и менее распространенных джаспероидов. В отдельных случаях среди доломитов встречаются незамещенные реликты известняков. Сами доломиты могут быть и массивными, и слоистыми; иногда доломитами сложены крупные раздробленные блоки, сцементированные джаспероидами. Последнее особенно характерно для зоны так называемого «контакта» между доломитами и джаспероидами.

Область «контакта» представляет собой главную рудоносную зону, в пределах которой обычно проявлены выдержанные серии вертикальных или близких к вертикальным трещин. Розовый жильный доломит, как правило, выполняет эти трещины с доломитовой стороны «контакта», но на несколько футов может распространяться и в пределы зоны джаспероидов. На удалении от контакта, но еще среди джаспероидов некоторые трещины выполнены поздним кальцитом.

Зона джаспероидов характеризуется полным отсутствием доломитов; среди джаспероидов отмечаются многочисленные раздробленные угловатые обломки кремней от 1 дюйма до 2 футов в диаметре, трещины в которых также выполнены джаспероидами. В отдельных прослоях кремней и известняков, характерных, например, для горизонта GH, брекчирование проявлено слабо, а тонкие пропластки известняков нацело замещены джаспероидами.

Вдоль внешнего края зоны джаспероидов сами джаспероиды становятся как бы илистыми, возрастает роль кальцита; почва в этих участках обычно каменистая, без растительности. Эта переходная зона сменяется известняками, которые впервые наблюдались близ подошвы очистных горных выработок.

Было высказано предположение, что илисто-глинистые образования между зонами джаспероидов и известняков приурочены главным образом к участкам, где нет горизонтов K и L, а горизонт I, представленный глинистыми известняками, залегает непосредственно на горизонте M; этот горизонт, возможно, и является источником глинисто-илистого материала. В западной части Пичер-Филд стратиграфический разрез именно таков и зональный ряд, включающий доломиты, руды, джаспероиды, зону илисто-глинистых образований и известняки, очень отчетлив. Там, где рудоносная зона не проявлена в связи с широким распространением глинисто-илистых образований, джаспероиды также отсутствуют, а зональный ряд включает лишь доломиты, глинисто-илистую зону и не затронутые минерализацией известняки. На востоке Пичер-Филд, где в стратиграфическом разрезе есть горизонты K и L, небольшие рудные тела горизонта M на руднике Сен-Луис № 4 имеют резко выраженное зональное строение — центральное доломитовое ядро к периферии сменяется зонами руд, джаспероидов и известняков. На этом руднике зона джаспероидов очень узкая, а там, где руды выклиниваются, джаспероиды отсутствуют и доломиты сменяются сразу известняками. Подобные взаимоотношения, однако, наблюдаются не всюду, где роль надрудного играет горизонт L. На других рудниках горизонт L тоже может быть развит, но полоса илисто-глинистых образований, или «илистых джаспероидов», все равно проявляется между джаспероидами и известняками, хотя мощность ее и невелика. Таким образом, предположение о генетической связи илисто-глинистых образований исключительно с горизонтом глинистых известняков I и положением этого горизонта в разрезе вряд ли может быть принято без оговорок. Кроме того, следует заметить, что и более высоко расположенные горизонты пород (GH и другие), и более

древние (Ридс-Спринг) также не лишены илистых или глинистых составляющих. Авторы склонны считать, что большая часть илисто-глинистого материала в породах, обогащенных этим материалом, отражает первичные особенности осадконакопления.

Собственно известняк горизонта М, прилегающий к зонам минерализации, изучен Хагни и Саадаллахом, которые показали, что известняку свойственно зональное строение. «На значительном удалении от рудных тел преобладает аллохемный, главным образом криноидный известняк, тогда как микрокристаллический, пластинчатый и микропластинчатый кальцит играет явно подчиненную роль» [58].

По мере приближения к рудным телам роль органогенной составляющей известняка убывает, а общее количество пластинчатого кальцита увеличивается. Подобные постепенные изменения состава известняка начинаются, как удалось заметить, на расстоянии 40—80 футов от рудных тел.

Разнообразные полости и пустоты встречаются в пределах всех отмеченных зон; именно из них получены наиболее яркие образцы минералов района Три-Стейт. В рудных телах, расположенных на периферии участка Пичер-Филд, особенно широко распространены полости с кристаллами кальцита, причем полости приурочены к флангам отдельных рудных тел.

Изменения минерального состава в пределах некоторых других горизонтов района Три-Стейт касаются неминерализованных горизонтов, сложенных массивными кремнистыми породами. В составе этих горизонтов на участке Пичер-Филд присутствуют известняки, известковые кремнистые сланцы и кремни, но они, как правило, залегают сравнительно далеко от рудных тел. Повышенные концентрации кремнезема (кремни и джаспероиды) в непосредственной близости к рудным телам следует считать одной из форм проявления первичной зональности. Как уже отмечено выше, карты распространения «кремнефикации» в прошлом использовались как важное вспомогательное средство при проведении разведочных работ.

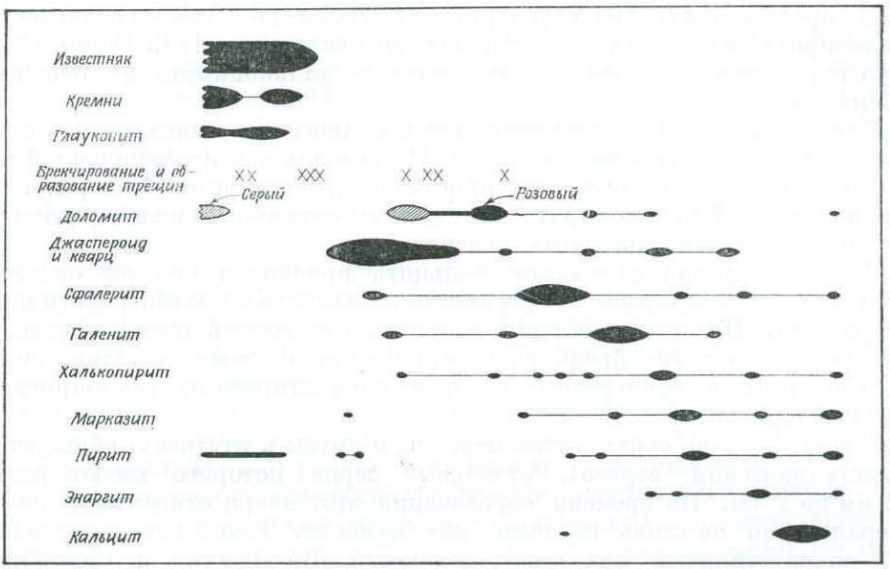
Парагенезис

Парагенетические отношения минералов, входящих в состав руд района Три-Стейт, рассмотрены многими исследователями, но наиболее современные и детальные работы по этому вопросу с использованием микро- и макрометодов принадлежат Хагни [45]. На фиг. 10 воспроизведена парагенетическая диаграмма Хагни, предусматривающая семь сменяющих друг друга периодов минерализации. Изложенная ниже последовательность выделения минералов дана в обобщенном виде и касается лишь главной стадии или главных стадий собственно рудоотложения.

Генезис кремнезема и сейчас остается дискуссионным вопросом. Вейдман [17], Бастин [18], Джилес [21], а также Фаулер, Лейден, Грегори и Эгер [20] убеждены, что бóльшая часть кремнезема, если не весь кремнезем, имеют эпигенетическое происхождение и отлагаются метасоматическим путем в известняках на ранних стадиях рудообразования. Хови [5], Хэворт [8], Смит [23], Тэрр [19] и Хагни [45], напротив, считают кремнезем в основном сингенетичным. Бакли и Бюхлер [9] придерживаются мнения о существовании и сингенетичного, и эпигенетичного кремнезема, причем последний мог проявиться за счет переноса его грунтовыми водами. Дэйк [14] высказал предположение, согласно которому большая часть кремнистых пород представляет собой продукт выветривания. В некоторых статьях предприняты попытки вникнуть во все детали процесса и предложить чрезвычайно сложные схемы решения этого спорного вопроса. Авторы настоящего очерка допускают, что бóльшая часть кремнезема должна быть признана сингенетической и диагенетической. Достаточно сказать, что большинство исследователей признает существование всей массы или основной части кремней мис-

сисипских пород до отложения миссисипских известняков формации Честер. Парагенетическая диаграмма Риджа [24] предусматривает для какой-то части кремнезема возможное сингенетичное происхождение, тогда как вся масса кремнезема признается бесспорно последоломитовой, но предшествующей брекчированию, т. е. диагенетической.

Еще один предмет разногласий — точное положение в парагенетической схеме доломита. Одни считают доломит более ранним по сравнению с джаспероидами [1, 4, 6, 15, 24, 31, 34], другие допускают синхронное формирование этих двух образований [10, 33, 45]. Авторы определяют серый жильный



Ф и г. 10. Последовательность образования минералов рудного района Три-Стейт [48].

доломит как гораздо более раннее образование по отношению к рудам и джаспероидам. Угловатые и полуокатанные блоки такого доломита обнаружены среди джаспероидов близ «контактовой» зоны, а это позволяет утверждать, что зона джаспероидов сформировалась позднее доломита. Кроме того, рудная зона на контакте джаспероидов и доломита может быть очень выдержанной на значительных расстояниях, но если джаспероиды обогащаются илисто-глинистой составляющей, качество руд резко падает, несмотря на наличие доломитового ядра. Доломитовые ядра и ассоциирующие с ними рудные тела в пределах многих обозначенных буквами горизонтов не всегда имеют какой-то интервал перекрытия и вовсе не обязательно сходные элементы залегания. Этот факт заставляет несколько усомниться в гидротермальном происхождении доломита и допускать, что первичные конседиментационные структуры в большей мере, чем вертикальные трещины, определяют локализацию доломитовых тел.

Джаспероиды, видимо, образовались одновременно с основной массой руд, но отложение руд скорее всего было более продолжительным. То, что джаспероиды замещали известняки, не вызывает сомнений, но авторы считают, что замещению одновременно подвергались и значительные массы илисто-глинистых образований.

Розовый жильный доломит встречается в следующих основных ситуациях: 1) выполняет трещины в сером доломите и джаспероидах; 2) в открытых пустотах и полостях; 3) образует каемки вокруг пятен и обломков серого доломита; 4) известен розовый доломит, постепенно переходящий в серый.

Спектральный анализ двух разновидностей доломита показал, что серый доломит несколько больше заражен элементами-примесями. Это наводит на мысль о возможном растворении и переотложении серого доломита в виде розовой разности.

Авторы полагают, что сфалерит и галенит отлагались одновременно с джаспероидами и продолжали отлагаться после того, как уже закончилось образование и джаспероидов, и позднего розового доломита.

Основная масса халькопирита отлагалась в виде кристаллов после розового доломита, сфалерита и галенита, но эти кристаллы гораздо чаще растут на сфалерите и доломите, чем на галените. С учетом этого факта Хагни предположил, что «сфалерит был более сильным осадителем для халькопирита, или галенит просто моложе последнего» [45]. Однако Хагни вынужден признать более поздний возраст халькопирита по отношению к обоим минералам.

Пирит и марказит в незначительных количествах отмечаются в известняках, кремнях и глинистых сланцах. В пределах зон промышленной минерализации они обычно образуют кристаллы, растущие на сфалерите, галените, доломите и халькопирите, а также встречаются в виде кристаллических вростков в зоне сплошных джаспероидов.

Главный период отложения кальцита проявился позднее отложения основной массы сфалерита, галенита и халькопирита и большей части пирита и марказита. Последние порции кальцита отлагались очень поздно. Это видно по многократно брекчированным блокам с джаспероидами, доломитом, галенитом и сфалеритом, которые сцементированы грубокристаллическим кальцитом.

Кварц, если не считать джаспероиды и друзы в пустотах, образует грубокристаллический агрегат, отдельные зерна которого имеют размеры от 2 мм до 2 см. По времени образования этот кварц относится к поздним минералам, но не столь поздним, как кальцит. Такой грубокристаллический кварц типичен для пород формаций Шит-Граунд и Ридс-Спринг, но редок в пределах горизонта М и стратиграфически более высоких горизонтов.

Здесь совершенно не рассматриваются менее распространенные, но все же присутствующие в составе руд минералы, поскольку читатель может найти их детальное описание в работе Хагни [45].

Морфология рудных тел

Все разнообразие рудных тел района Три-Стейт может быть сведено к трем основным морфологическим типам: 1) неправильные, относительно узкие и длинные лентообразные залежи («runs») различной мощности; 2) круглые в плане, лентообразные залежи; 3) пологие рудные тела таблитчатой формы, охватывающие значительные площади.

Рудные тела первого типа играют основную роль, идет ли речь об их количестве или о суммарных запасах. Они известны в пределах всех рудоносных горизонтов, исключая толщу Шит-Граунд (первоначально — горизонт О). Локализация подобных рудных лент определяется наличием искривленных трещин, связанных с внешней зоной центров доломитизации, которые описаны выше. «Ленты» («runs») обычно распространяются по обе стороны подобных трещин, а изредка проникают и в породы кровли над доломитовыми ядрами. В отдельных случаях последние настолько минерализованы, что подлежат выемке наряду с типичными сульфидными рудами. Некоторые «ленты» или группы рудных лент, распространяясь на значительную площадь, имеют тенденцию образовывать огромные рудные тела полукруглой формы. Лучшим примером может служить рудное тело, расположенное к югу от Бакстер-Спрингс в Канзасе, показанное на фиг. 3.

Описанная форма рудных тел наиболее характерна для периферических зон участка Пичер-Филд; там проявлены, конечно, и другие морфологические типы, но они замаскированы размахом эксплуатационных работ. Дугообразная площадь распространения последних ориентирована открытой стороной в направлении от центра Пичер-Филд.

Рудные тела данного морфологического типа имеют ширину от 10 до 500 футов, если интенсивной минерализации подвергается и доломитовое ядро, и мощность от 5 до 100 футов и длину от нескольких сотен до нескольких тысяч футов. В ряде мест, где рудные минералы сплошь распространены от подошвы горизонта M до подошвы пород серии Честер, вертикальный интервал эксплуатационных работ достигает 120 футов.

Близ краевых частей рудных залежей нередко можно видеть, что сульфиды в виде прожилков и вкрапленности проникают во вмещающие породы, причем чаще в сторону висячего бока благоприятного горизонта, чем в его подошву. То же самое наблюдается и в тех случаях, когда до контакта известняков еще далеко. Особенно отчетливо это явление наблюдается близ кровли рудной ленты в горизонте GH с образованием внешней полосы богатых галенитовых руд, располагающейся вне пределов собственно рудного тела с массивной текстурой.

Кольцевые рудные ленты встречаются повсеместно; в качестве наиболее яркого примера можно упомянуть кольцо Ороного в северной части рудника Джоплин в Миссури. Смит и Зибенталь [10] описывают кольцевые рудные тела, внешнее обрамление которых сложено неизмененными вмещающими породами, а внутренняя часть представлена доломитом, который заполняет по существу весь центр круга. Собственно рудная залежь имеет пологое падение во все стороны от ядра, образуя своего рода купол. В плане она имеет форму кольца, а в разрезе напоминает усеченный конус. Подобные залежи распространены на всей территории участка Пичер-Филд.

Рудные тела, залегающие среди пород горизонта O, представляют собой пологие таблитчатые залежи, от которых и пошло наименование горизонта Шит-Граунд [приблизительный перевод: пластовые месторождения.— *Перев.*]. Этим рудным телам свойственна стандартная мощность 12—15 футов, тогда как площадь их нередко достигает 40 и даже 200 акров.

Рудные минералы и ассоциирующие с ними джаспероиды образуют горизонтальные слои мощностью 0,5—4 дюйма, среди которых встречаются 6—12-дюймовые горизонты кремней. Рудные минералы также выполняют трещины в кремнистых породах, возникшие при образовании небольших складок. Рудные тела типа Шит-Граунд в пределах Пичер-Филд отличаются полным отсутствием трещиноватости и крайне незначительным брекчированием. В некоторых участках рудные тела подобного типа, т. е. распространяющиеся на большую площадь, локализованы среди пород горизонтов GH, K и M.

Факторы, определяющие морфологию рудных тел

Брекчирование и «пережимы пластов» («thinning»). Интенсивное брекчирование широко распространено в пределах всех участков минерализации и, судя по всему, не было отдельным эпизодом, а проявлялось неоднократно. Хагни [45] пишет:

> Главный период брекчирования фиксируется тотчас же после литификации известняков и кремней до отложения джаспероидов и серого доломита. Повторное брекчирование имело место вслед за образованием какой-то части и джаспероидов, и доломитов, поскольку установлены обломки этих пород, сцементированные тем же материалом. Отложение розового доломита предшествовало брекчированию; например, на руднике Грейс-B розовый доломит обнаружен в виде обломков. Наиболее поздний период трещинообразования также сопровождался брекчированием всех перечисленных выше минералов, обломки которых местами сцементированы кальцитом.

Смит и Зибенталь [10] рассмотрели три типа брекчий: 1) базальные брекчии, 2) пластовые брекчии (sheet breccias), 3) зональные брекчии. Например, брекчирование на руднике Джоплин, по мнению этих исследователей, связано с развитием редких разломов, деятельностью растворов, искривлением слоев и горизонтальными сдвигами. Межформационные брекчии также отмечаются, но степень их распространения и роль остаются невыясненными.

Базальные брекчии установлены в западной части Пичер-Филд, где они приурочены к эрозионному контакту горизонтов I и M. Так называемые пластовые брекчии выделены в пределах горизонта Шит-Граунд, но степень дробления отдельных слоев невелика и собственно брекчии развиты не столь уж значительно. Под зональными брекчиями авторы термина подразумевают брекчии в пределах горизонтов M и K на территории участка Пичер-Филд, которые являются одной из самых заметных особенностей структуры всего района. Длина подобных зон брекчирования очень велика и иногда достигает нескольких тысяч футов, ширина колеблется от 50 до 500 футов, а мощность варьирует от 5 до 30 футов.

Одни брекчии минерализованы, другие не содержат рудных минералов. Зоны брекчирования локализованы между неминерализованными известняками, а внешние края подобных зон иногда захватывают и верхний горизонт известняков. Доломитовое ядро, джаспероиды и сопровождающие их руды, описание которых дано в разделе «Зональность и околорудные изменения вмещающих пород», располагаются в участках брекчирования.

Обломочный материал брекчий представлен светло-окрашенными нодулями кремней и угловатыми блоками кремнистых пород, а роль цемента играют серый жильный доломит, джаспероиды, илистые джаспероиды и перетертый материал, возникший за счет последних. Обломки серого доломита обычно заключены в джаспероидах и располагаются главным образом близ «контакта» джаспероидов и доломитового ядра. Кремнистые породы образуют разнообразные по форме и размерам обломки от мелких, менее дюйма, до крупных, диаметром более двух футов. Во многих случаях отдельные обломки кремней подроблены настолько незначительно, что образуется своего рода мозаичный рисунок, по которому нетрудно восстановить первоначальную форму обломка. Горизонт L, подстилающий горизонт M, на участке Пичер-Филд местами минерализован; его мощность достигает 20—30 футов; на удалении от рудных тел она увеличивается до 50—70 футов. Подобные уменьшения мощности характеризуются специальным термином «пережимы пластов». То же явление характерно для горизонта K.

Каллаган [56], а также Хагни и Десэй [59] считают, что основным типом брекчий являются брекчии, возникшие в результате деятельности эрозионных и грунтовых вод с частичным растворением материала, за которым последовало уплотнение породы. Уменьшение мощности рудоносных горизонтов они склонны объяснять именно возникновением подобных зон брекчирования.

Наши предварительные данные позволяют утверждать, что по крайней мере некоторые пережимы рудоносных горизонтов имеют первичное происхождение и объясняются отложением горизонта M на неровную поверхность горизонта N. Участки пониженной мощности первого соответствуют воздыманиям кровли горизонта N. В подошве горизонта L при этом устанавливаются лишь небольшие депрессионные впадины над рудными телами.

Явление растворения и сжатия, вероятно, способствует уменьшению мощности рудоносного горизонта M, но его роль вряд ли велика. Наблюдаемые изменения мощности имеют первичную природу и возникли в период образования толщи известняков.

Трещиноватость. Вертикальные и почти вертикальные трещины, расположенные, как правило, близко друг от друга, либо вообще не смещают

разобщенные блоки пород, либо характеризуются очень небольшой амплитудой смещения. Трещины приурочены главным образом к контактам между доломитами и джаспероидами, т. е. к участкам максимального проявления рудной минерализации. Типичный случай взаимосвязи между трещинами и минерализацией показан на фиг. 7. Все трещины, независимо от того, сколовые они или разрывные, в настоящей статье рассматриваются просто как трещиноватость. Последняя может быть прерывистой, слабой или может вообще отсутствовать, но она всегда отчетливо тяготеет к зоне «контакта» между доломитами и джаспероидами. Другие трещины различного простирания не имеют значения в качестве факторов локализации оруденения.

Вообще изменение простирания трещин — явление весьма обычное, тем не менее эти изменения таковы, что трещины остаются приблизительно параллельными плоскости «контакта». Нередко можно видеть, как система прерывистых искривленных трещин со всех сторон окружает доломитовое ядро.

Трещины обычно круто падают в сторону от доломитов. Пренебрегая деталями, можно сказать, что все они имеют северо-восточное или северо-западное простирание. В трещинах эпигенетическая минерализация обычно отсутствует, но в незначительных количествах возможны сфалерит, галенит, розовый жильный доломит и кальцит. Минерализованные трещины служат надежным поисковым признаком, поскольку они чаще всего ведут к расположенным на глубине рудным телам. Наибольший интерес представляют трещины, развитые в пределах горизонта M и более высоких горизонтов. По-видимому, роль трещиноватости в локализации рудных тел горизонта Шит-Граунд не столь значительна.

В западной части Пичер-Филд, где горизонт I залегает непосредственно на горизонте M, авторы наблюдали горизонтальные борозды скольжения на заглинованной кровле горизонта I, которые ориентированы перпендикулярно к простиранию рудного тела. Штрихи скольжения в большинстве случаев проявления интенсивной минерализации и брекчирования, может быть, когда-то существовали, но в настоящее время они уничтожены.

Разломы. Общая характеристика разломов уже дана при описании региональной структуры района. Вне участков, непосредственно прилежащих к трогу Майами и «трогу» Бенделари, разломы сравнительно редки. Возраст их может быть и дорудным, и послерудным.

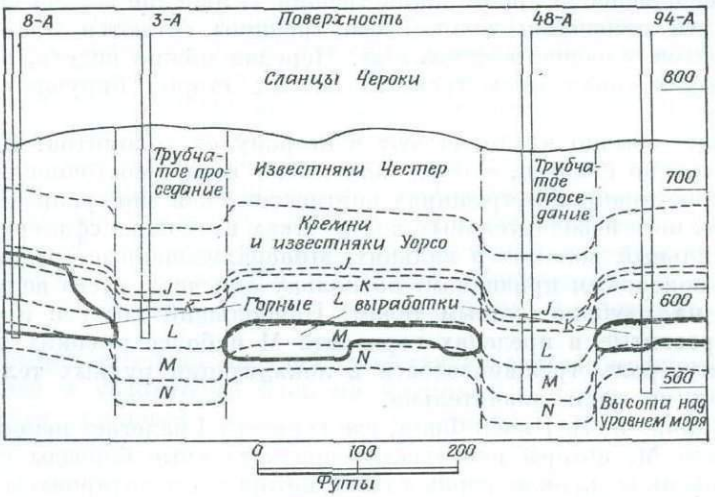
Рудная минерализация не приурочена исключительно к трогам, поскольку она преимущественно связана с зонами брекчий, которые наблюдаются и близ трогов и на некотором расстоянии от них.

Глубоким бурением установлено, что трог Майами в тех участках, где он имеет структуру грабена, захватывает и породы докембрийского фундамента. Изучение керна позволило авторам характеризовать и «трог» Бенделари как отражение крупного разлома глубинного заложения. Вполне возможно, что многие отчетливо выраженные антиклинальные и синклинальные структуры в миссисипских породах также связаны с разломами, которые выражены именно как разломы в пределах более глубоких горизонтов осадочных пород или даже только в породах фундамента. Подобные явления, видимо, особенно характерны для минерализованной полосы Ороного — Уэбб-Сити — Денвег. На структурных картах и разрезах этого участка можно видеть, как амплитуды смещения в пределах грабенов прогрессивно увеличиваются с глубиной, т. е. в более древних горизонтах стратиграфического разреза. Область минерализации близ поверхности выглядит как небольшая синклинальная впадина, которая на глубине, по мнению авторов, осложнена разломами, а еще глубже становится типичным грабеном.

Складчатость. Для некоторых горизонтов миссисипских пород, в частности для горизонтов N и L, были составлены детальные структурные карты. Судя по ним, можно предполагать более или менее выдержанную связь эпи-

генетической минерализации с антиклинальными структурами (см. фиг. 9), несмотря на то что последние едва заметны и нередко имеют высоту не более 10 футов. То обстоятельство, что локализация оруденения в какой-то мере определяется положением антиклинальных и синклинальных складок, не исчерпывает разнообразия реальных соотношений, так как многие рудные тела по отношению к складкам являются секущими.

Фаулер [25] отметил приуроченность рудных тел к почти вертикальным зонам скола в горизонтах, претерпевших весьма слабую складчатость. В зонах развития флексурообразных изгибов слоев руда способна локализоваться в любых участках. Лейден обратил внимание на то, что на площадях,



Фиг. 11. Вертикальный разрез через участки трубчатых проседаний пород на руднике Уэббер [33].

где оруденением охвачены и синклинальные и антиклинальные структуры, «руды горизонта М концентрируются только в синклиналях, а руды более высоких горизонтов GH и К — только в антиклиналях» [33]. Это правило нельзя считать универсальным, так как в крыльях большинства антиклинальных и синклинальных складок «трога» Бенделари — основного структурного элемента района — наблюдаются обратные соотношения (фиг. 6).

Крупный широкий купол в центральной части Пичер-Филд представляет собой элемент более крупной антиклинали Пичер (см. фиг. 3). Этот купол можно рассматривать как фокальную точку, от которой шло распространение рудоносных растворов.

Локальные проседания пластов (slumping). Локальные проседания пластов, распространяющиеся по вертикали на несколько стратиграфических горизонтов, отмечались в пределах Пичер-Филд неоднократно. На северо-западе этого участка многочисленные впадины в кровле горизонта М выполнены породами горизонта I. Просевшие блоки последних нарушают сплошность рудных тел, но отторгнутые участки обычно могут быть обнаружены на противоположной стороне зоны проседания. Не следует путать подобные случаи с участками проявления внешне похожих эрозионных депрессий. Процесс проседания пластов мог протекать до, в течение и после различных стадий брекчирования и минерализации.

Трубчатые проседания (pipe-slumps). В пределах района Три-Стейт выявлено несколько подобных структур, а в качестве конкретного примера на фиг. 11 показано две из них, относящиеся к руднику Уэббер. Это цилиндрические тела, в которых последовательность слоев соответствует стратиграфическому разрезу, а диаметр достигает 100—120 футов. Эти тела сна-

чала были отделены от окружающей массы пород, а затем сброшены без нарушения сплошности самих цилиндров на 30 и более футов. Как следует из фиг. 11, многие трубчатые проседания имеют допенсильванский возраст; они окружены кольцевыми вертикальными зонами скола, а на стенках трубчатых тел можно наблюдать поверхности и зеркала скольжения. Рудные ленты горизонта М могут прослеживаться вплоть до границ подобных труб, а опущенный фрагмент горизонта М в пределах самой трубы может быть также минерализованным, но может быть и безрудным. Лейден [33] описал постпенсильванские трубчатые проседания, которые вызваны частичным растворением пород горизонта М. Недавнее разбуривание впервые обнаруженного трубчатого проседания в районе Уэббера показало, что это проседание глубинного заложения, корни которого уходят в породы формаций Ридс-Спринг и Ферн-Глен. Еще глубже, в подстилающих ордовикских доломитах формации Коттер, смещения слоев не наблюдаются. Минерализация в пределах данного трубчатого проседания совершенно отсутствует.

Изучение жидких включений и пути миграции минералообразующих растворов

Изучение жидких включений в кристаллах сфалерита из района Три-Стейт выполнено Шмидтом, который показал, что температура образования этих кристаллов охватывает интервал 83—120° С, а в составе растворов основную роль играют хлориды натрия и кальция [16]. Отсюда следует важный вывод об отложении руд из горячих соленосных растворов.

Стойбер [30], используя критерии Ньюхауза [27], изучал геометрию минеральных агрегатов и по симметрии и асимметрии зон роста установил, что рудоносные растворы поступали от трога Майами. Направление движения растворов в участках к западу от трога было главным образом северо-западным или северо-восточным, а в участках к востоку от него — юго-восточным или юго-западным.

В некоторых зонах распространения выдержанных по вертикали трещин минерализация охватывает несколько стратиграфических горизонтов, при этом образуются крупные единые рудные тела. Это обстоятельство свидетельствует и о вертикальном движении рудоносных растворов.

В пользу значительной роли горизонтальной миграции рудоносных растворов свидетельствует распространение непромышленной минерализации на всю площадь рудного района, т. е. на сотни квадратных миль. В пределах Пичер-Филд горизонтальной миграции растворов способствовали как трещины, так и многочисленные зоны брекчирования. В отдельных случаях можно видеть, что интенсивно минерализованный горизонт подстилается и перекрывается породами, не содержащими даже следов полезных компонентов (фиг. 6). Иногда есть основания предполагать, что горизонтальной миграции растворов особенно способствовали трещиноватые горизонты некогда массивных кремнистых пород, которым свойственна некоторая зараженность свинцом и цинком, тогда как прилежащие породы, даже если это породы главных рудоносных горизонтов, могут быть совершенно пустыми. В породах горизонта Шит-Граунд и формации Ридс-Спринг выявлена горизонтальная зона минерализации мощностью 3—5 футов, которая отделена от известняков кровли и подошвы тонкими кремнистыми прослоями, мощность которых не превышает 6—12 дюймов.

Наиболее богатые зоны минерализации (Пичер-Филд и Уэйко — Лотон) вытянуты вдоль трога Майами и, грубо говоря, тяготеют к западной окраине рудного района. На фиг. 1 показано, что бóльшая часть зон минерализации вытянута в виде полос, имеющих северо-восточное простирание, но одновременно отдельные рудоносные участки имеют северо-западную ориентировку, соответствующую ориентировке региональных структур.

Точка зрения автора сводится к следующему. Первоначально движение растворов определялось ориентировкой главных структурных зон района, а их площадное распространение шло вдоль горизонтов пород, относящихся к формациям Киокак и Уорсо. Осаждение полезных компонентов и образование свинцово-цинковых рудных тел происходило там, где на путях миграции растворов встречались зоны брекчирования и другие благоприятные структуры.

Промышленная характеристика руд

С 1907 по 1920 гг. включительно разрабатывались руды; в которых содержание свинца и цинка соответственно составляло 0,45 и 1,77%. В период с 1921 по 1940 гг. содержание свинца в рудах повысилось до 0,74, а цинка до 3,07%, причем большая часть руд была получена на участках Пичер-Филд и Уэйко — Лотон. С 1941 по 1960 гг. в добываемых рудах содержание свинца и цинка упало до 0,42 и 1,70% соответственно. Отношение цинка к свинцу в добытых рудах за весь период с 1907 по 1964 гг. составило 4,06 и 5,26, если считать по сульфидам этих металлов. В наиболее ранний период добычи руд доля цинка в концентратах не превышала 50%. Качество руд, которые добывались на участках Пичер-Филд и Уэйко — Лотон, всегда было выше среднего для района. Оба эти участка приурочены к западной границе рудного района и вытянуты вдоль трога Майами.

Вейдман [17] предпринял попытку сравнить статистические данные, касающиеся объема добычи руд, их качества и цен для района Пичер — Майами за период с 1908 по 1930 гг. В 1910 г. добыто 250 тыс. т руд, содержащих 4,3% цинка и 2,4% свинца, которые получены с участка Коммерс на юго-западе Пичер-Филд. В 1921-22 гг. участок Пичер-Филд дал почти 3 млн. т руд с содержанием цинка и свинца 4,54 и 1,43% соответственно, а также свыше 6 млн. т руд с содержанием цинка и свинца 3,78 и 1,04% соответственно. В те годы нередко разрабатывались рудные ленты и блоки, в которых суммарное содержание сульфидов свинца и цинка превышало 15%.

Вейдман [17], говоря об участке Пичер-Филд, отмечал:

> Видимо, следует учитывать два существенных факта, когда мы рассматриваем вопрос о соотношении между рудами свинца и цинка: 1) совершенно очевидно отсутствие единообразия в строении отдельных рудных тел, так как отношение между цинком и свинцом очень резко колеблется от рудника к руднику; 2) общеизвестна тенденция преимущественного распространения галенита выше зон, обогащенных сфалеритом. Кроме того, изучение минерализации в пустотах и полостях, а также в пределах очистных выработок по крупным рудным телам с ярко выраженной вертикальной зональностью позволило выявить и горизонтальную зональность относительного распространения галенита и сфалерита. Она состоит в том, что руды с наиболее высоким относительным содержанием свинца явно тяготеют к синклинали Майами.

Вейдман [17] привел цифры, характеризующие производительность отдельных рудников. Выход рудного концентрата с 1 акра горных выработок колеблется от 880 т для рудника Линкольн в Джоплине до 9966 т на руднике Вудчук на территории Пичер-Филд. Вейдман сравнивает отношения цинковых руд к свинцовым для 34 рудников участка Пичер-Филд. Это отношение колеблется очень широко от 1 : 1,6 (рудник Скэммон-Хилл) до 24 : 1 (рудник Ройал).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Кембрийские и ордовикские доломиты и песчаники с резким несогласием отлагались на исключительно неровной поверхности, сложенной докембрийскими изверженными и, возможно, метаморфическими породами. Вслед за тем непосредственно к северу от Три-Стейт возникло крупное поднятие и некоторые ордовикские осадки были выведены на поверхность и под-

верглись эрозии. Это аркообразное поднятие (арка Шотокуа) было осью купола Озарк в постордовикское — домиссисипское время. Сланцы Чаттануга девонско-миссисипского возраста отсутствуют на площади, которая лишь ненамного меньше площади всего поднятия. В течение же миссисипского времени на всей территории района происходило отложение карбонатного материала, которое прерывалось локальными небольшими поднятиями и эрозией.

В позднемиссисипское время образовались многочисленные складки северо-западного простирания и произошло заложение трога Майами, развитие которого продолжалось и в период отложения пенсильванских пород. Вслед за образованием пенсильванской толщи проявилось поднятие, которое сместило ось купола Озарк и окончательно определило его географическую позицию на юге района Три-Стейт. Этому времени соответствует и период эрозии, в ходе которого сформировался современный рельеф.

Основная масса миссисипских известняков имеет тонкозернистую структуру и отличается незначительной примесью глинистой составляющей. Более грубозернистое строение свойственно известнякам горизонтов М и К, а также формации Хиндсвилл, которые, кроме того, обогащены обломками морских лилий (известковые брекчии).

Генезис кремней и кремнистых пород по-прежнему остается неясным. Одни считают их эпигенетическими, другие — сингенетическими, третьи — возникшими в результате совмещения тех и других процессов. Последняя точка зрения автора кажется наиболее приемлемой, однако основная роль в формировании кремней, видимо, принадлежит процессам диагенеза. Независимо от происхождения основная масса кремней и кремнистых пород пространственно связана с рудными телами.

Из многих периодов воздымания района и эрозии наиболее существенными были три, предшествующие образованию пород формаций Уорсо, Честер и пенсильванских отложений, а также четвертый — постпенсильванский. Распространено мнение, что многие брекчии сформировались именно в эти периоды за счет аккумуляции остаточных обломков кремней и за счет сжатия пород в результате выборочного растворения в пределах некоторых горизонтов. Другие исследователи связывают образование брекчий с тектоническими процессами — межпластовыми проскальзываниями и подвижками вдоль зон скалывания.

Многие из тех, кто занимался изучением района Три-Стейт, рассматривают серый жильный доломит как эпитермальное эпигенетическое образование, возникшее более или менее одновременно с джаспероидами и рудами. Есть и другая точка зрения, с которой согласны авторы. Она заключается в том, что отложение серого доломита произошло раньше. Одновременность доломита и руд обычно подтверждается при изучении под микроскопом, тогда как макронаблюдения не оставляют сомнений в том, что доломит имеет более древний возраст.

Как нам представляется, доломит может быть даже диагенетическим, замещавшим ныне не сохранившиеся конседиментационные структуры. Подобный подход позволяет сравнительно легко объяснить некоторые установленные факты:

1. Если допускать, что доломиты и джаспероиды образовались одновременно, то неясно, почему они локализованы по разные стороны трещинных структур, тем более что не всегда участки, прилежащие к рудоносным зонам, следует считать благоприятными для отложения доломита.

2. В отдельных случаях трещины развиваются и в пределах доломитового ядра, причем эти трещины, как правило, ориентированы параллельно крайне невыдержанному контакту между доломитом и джаспероидами. Этот случай, по-видимому, гораздо проще объяснять приуроченностью трещин к границе между двумя разнородными блоками пород.

3. Ширина, длина и общая форма центральных доломитовых блоков вряд ли соответствуют тем параметрам, которые можно было бы ожидать в случае образования доломита, руд и джаспероидов из одних и тех же растворов. В некоторых, правда, немногочисленных участках вне территории Пичер-Филд известны серые жильные доломиты, абсолютно не связанные с джаспероидами и свинцово-цинковой минерализацией.

4. Доломитовые ядра в различных стратиграфических горизонтах не всегда расположены один над другим, а общее простирание конкретных доломитовых тел совсем не обязательно должно совпадать с таковым для тел, расположенных выше и ниже.

5. Угловатые и полуокатанные изолированные блоки доломита широко распространены среди джаспероидов, особенно близ зоны «контакта».

6. Превращение нормальных джаспероидов в илисто-глинистые образования на отдельных участках «контакта» можно рассматривать как еще одно доказательство более древнего возраста доломита.

7. Там, где присутствуют джаспероиды, контактирующие с доломитом, там имеются и свинцово-цинковые руды. Если же джаспероиды отсутствуют, а доломиты окружены глинистыми сланцами или илисто-глинистыми породами, то руда либо отсутствует, либо не образует значительных скоплений. Рассмотренные соотношения геологических образований свидетельствуют о поразительном совмещении и во времени, и в пространстве процессов отложения кремнезема в виде джаспероидов и рудообразования.

Грубокристаллический розовый жильный доломит, по убеждению авторов, является результатом переотложения и перекристаллизации серого доломита.

Генезис джаспероидов также относится к числу противоречивых вопросов. Практически все джаспероиды отличаются темной окраской; они замещают известняки и сланцы и во многих случаях содержат реликтовый (?) битуминозный материал. Некоторые авторы верят в то, что глинистый материал представляет собой результат перемещения вещества из сланцевой свиты Чероки по трещинам и расселинам в породах миссисипского возраста. Наряду с этим допускается и возможность горизонтального переноса перемещенного вниз материала. Некоторые исследователи считают илы остатком после растворения известняков; еще одна точка зрения связывает генезис илистого вещества с выветриванием джаспероидов. Изучение образцов пород, полученных из многочисленных скважин ударно-канатного бурения, а также наблюдения в подземных горных выработках и откатных штольнях позволяют авторам высказать на этот счет и свое мнение: некоторые глинистые сланцы и большая часть илистых образований представляют собой нормальные осадочные образования миссисипского возраста.

После образования доломитов началась миграция растворов, породивших руды и джаспероиды. Происхождение этих растворов связывалось с различными процессами: 1) нисходящее просачивание грунтовых вод, 2) артезианская циркуляция тех же вод, 3) восходящее движение глубинных гидротермальных растворов и 4) миграция связанных и погребенных вод из глубоких впадин в результате уплотнения осадков. Если допустить, что аномальный изотопный состав свинца галенитов (свинец J) мы интерпретируем правильно, как функцию их возраста, то первый из четырех перечисленных способов возникновения рудоносных растворов вряд ли следует принимать во внимание. Способы второй, третий и четвертый или комбинация этих трех способов могут быть согласованы с аномальным изотопным составом свинца, источником которого могли служить ордовикские и кембрийские породы, а в какой-то степени и докембрийские. Изучение жидких включений позволяет считать наиболее возможными способами возникновения рудоносных растворов способы третий и четвертый.

Нет сомнений в том, что в период рудообразования осуществлялась интенсивная горизонтальная миграция растворов, поскольку и выше и ниже рудоносных горизонтов часто залегают совершенно не минерализованные известняки.

Все еще нельзя считать решенной проблему генезиса и парагенезиса некоторых минеральных агрегатов, тесно связанных с рудами Три-Стейт. Некоторые из них, такие, как доломиты, кремни и илисто-глинистые образования, могут быть и первично осадочными и реликтами нормальных осадочных пород. Вот некоторые пути исследования, которые могли бы помочь внести в спорный вопрос ясность. 1. Сравнительное изучение органических остатков в кремнях, залегающих среди доломитов, джаспероидов и неминерализованных известняков. 2. Изучение взаимоотношений между джаспероидами, илистыми образованиями и известняками, причем особое внимание следует уделить генезису агрегатов глинисто-илистых минералов. 3. Изучение известняковых останцов среди доломитов и сравнение их с известняками вне пределов рудных полей.

В различных частях данной статьи приведены факты, которые должны учитываться при любых попытках всесторонне осветить генезис рудоносных растворов для района Три-Стейт и участка Пичер-Филд в особенности. К числу важнейших установленных фактов следует относить: 1. Особую роль сланцев Чаттануга и Нортвью как факторов локализации оруденения в миссисипских и кембро-ордовикских породах. 2. Закономерное размещение интенсивно минерализованных участков относительно главных структурных элементов района, которые хорошо фиксируются там, где сланцы Чаттануга отсутствуют, а сланцы Нортвью имеют незначительную мощность. 3. Изучение изотопных отношений свинца. 4. Изучение газово-жидких включений. 5. Данные Стойбера [30], установившего, что рудоносные растворы распространялись в породы миссисипского возраста от трога Майами. 6. Взаимоотношения рудных тел с вмещающими породами, в частности с подстилающими и перекрывающими горизонтами, установленные в подземных горных выработках и при изучении керна многочисленных буровых скважин.

Все сказанное выше позволяет авторам прийти к выводу, что образование руд района Три-Стейт связано с деятельностью теплых соленосных растворов, которые возникли в каком-то удаленном источнике и мигрировали через толщу кембро-ордовикских осадков, пока не встречали тектонически ослабленные зоны типа трога Майами. Дополнительным благоприятным фактором следует считать наличие тектонических окон в толще сланцев Чаттануга; для этих «окон» характерно также уменьшение мощности сланцев Нортвью. Все эти обстоятельства способствовали концентрации восходящих растворов в толще миссисипских известняков. От структур, подобных трогу Майами, рудоносные растворы мигрировали во все стороны горизонтально, отлагая полезный груз в участках, претерпевших достаточную структурную подготовку, в частности в зонах доломитизации и брекчирования.

Недавно проведенный в Нью-Йорке симпозиум на тему «Генезис стратиформных свинцово-цинково-баритовых месторождений с флюоритом» показал, что относительно месторождений «типа долины Миссисипи» единое мнение, по-прежнему, не существует. Одни исследователи считают их сингенетическими, другие — эпигенетическими.

ЛИТЕРАТУРА

1. Schmidt A., Leonhard A., The lead and zinc regions of southwest Missouri, Mo. Geol. Surv. Rept. for 1874, 380—734, 1874.
2. Branner J. C., Simonds F. W., Ark. Geol. Surv. Ann. Rept., 1888, 4, XIII, 27—37, 1891.

3. Penrose R. A. F., Jr., Manganese, its uses, ores and deposits, Ark. Geol. Surv. Rept. for 1890, **1**, 642, 1891.
4. Jenny W. P., The lead and zinc deposits of the Mississippi Valley, A.I.M.E., Tr., **22**, 171—225, 1893.
5. Hovey E. O., A study of the cherts of Missouri, in Appendix A, Lead and Zinc. Deposits, Winslow A. and Robertson J. D., Mo. Geol. Surv. Rept., **6**, **7**, 727—739, 1894.
6. Winslow, A., Robertson J. D., Lead and zinc deposits, Mo. Geol. Surv. Rept., **6**, **7**, 763, 1894.
7. Adams G. I., Ulrich E. O., Zinc and lead deposits of northern Arkansas, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **24**, 118, 1904.
8. Haworth E., et al., History, geography, geology, and metallurgy of Galena—Joplin lead and zinc, Kans. Univ. Geol. Surv., 8, 1—126, 1904.
9. Buckley E. R., Buehler H. A., The geology of the Granby area, Mo. Bur. Geol. and Min. Repts., 2d ser., **4**, 1—120, 1906.
10. Smith W. S. T., Siebenthal C. E., Description of the Joplin district, U.S. Geol. Surv. Geol. Atlas, Folio, 148, 1—20, 1907.
11. Siebenthal C. E., Mineral resources of northeastern Oklahoma, U. S. Geol. Surv. Bull., **340**, 187—230, 1908.
12. Siebenthal C. E., Origin of the zinc and lead deposits of the Joplin region, Missouri, Kansas, and Oklahoma, U.S. Geol. Surv. Bull., **606**, 1—283, 1916.
13. Anderson C. O., Milling in the Tri-State district, 110—129 in Weidman S., The Miami — Picher zinc — lead district, Oklahoma, Okla. Geol. Surv. Bull., **56**, 1—177, 1932.
14. Dake C. L., The ore deposits of the Tri-State district (Missouri — Kansas — Oklahoma), (disc.) A. I. M. E., Tr., **102**, 241—242, 1932.
15. Fowler G. M., Lyden J. P., The ore deposits of the Tri-State district (Missouri—Kansas — Oklahoma), A.I.M.E., Tr., **102**, 206—251, 1932.
16. Newhouse W. H., The composition of vein solutions as shown by liquid inclusions in minerals, Econ. Geol., **27**, 419—436, 1932.
17. Weidman S., The Miami — Picher zinc — lead district, Oklahoma, Okla. Geol. Surv. Bull., **56**, 1—177, 1932.
18. Bastin E. S., Relations of cherts to stylolites at Carthage, Missouri, Jour. Geol., **41**, 371—381, 1933.
19. Tarr W. A., The Miami — Picher zinc — lead district, Econ. Geol., 28, 463—479, 1933.
20. Fowler G. M., et al., Chertification in the Tri-State (Oklahoma — Kansas — Missouri) mining district, A.I.M.E., Tr., **115**, 106—163, 1934.
21. Giles A. W., Boone chert, Geol. Soc. Amer. Bull., **46**, 1815—1878, 1935.
22. McKnight E. T., Zinc and lead deposits of northern Arkansas, U.S. Geol. Surv. Bull., **853**, 1—311, 1935.
23. Smith W. S. T., Chertification in the Tri-State (Oklahoma — Kansas — Missouri) mining district (disc.), A.I.M.E., Tr., **115**, 156—159, 1935.
24. Ridge J., The genesis of the Tri-State zinc and lead ores, Econ. Geol., **31**, 298—313, 1936.
25. Fowler G. M., Structural control of ore deposits in the Tri-State lead and zinc district, in Bastin E. S., Editor, Contributions to a Knowledge of the Lead and Zinc Deposits of the Mississippi Valley Region, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **24**, 1—156, 1939.
26. Moore R. C., et al., Stratigraphic setting-Tri-State District of Missouri, Kansas and Oklahoma, in Bastin E. S., Editor, Contributions to a Knowledge of the Lead and Zinc Deposits of the Mississippi Valley Region, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **24**, 1—156, 1939.
27. Newhouse W. H., The direction of flow of mineralizing solutions, Econ. Geol., **36**, 612—629, 1941.
28. McKnight E. T., et al., Maps showing structural geology and dolomitized areas in part of the Picher zinc-lead Field, Okla. and Kan., U.S. Geol. Surv. Tri-State zinc-lead investigations, Prelim. Maps 2—6, 1944.
29. Martin A. J., Summarized statistics of production of lead and zinc in the Tri-State (Missouri — Kansas — Oklahoma) mining district, U.S. Bur. Mines I. C., 7383, 1—67, 1946.
30. Stoiber R. E., Movement of mineralizing solutions in the Picher Field, Oklahoma — Kansas, Econ. Geol., **41**, 800—812, 1946.
31. Behre C. H., et al., Zinc and lead deposits of the Mississippi Valley, 18th Int. Geol. Cong. Rept., pt. 7, 48—61, 1950.
32. Kercher R. P., Kirby J. J., Upper Cambrian and lower Ordovician rocks in Kansas, Kans. Geol. Surv. Bull., **72**, 1—140, 1948.
33. Lyden J. P., Aspects of structure and mineralization used as guides in the development of the Picher Field, A.I.M.E., Tr., **187**, 1251—1259, 1950.
34. Bastin E. S., Paragenesis of the Tri-State jasperoid, Econ. Geol., **46**, 652—657, 1951.
35. Brown J. S., A graphic statistical history of the Joplin or Tri-State lead-zinc district, Mng. Eng., 3, № 9, 785—790, 1951.

36. Moore R. C., et al., The Kansas rock column, Kans. Geol. Surv. Bull., 89, 1—132, 1951.
37. Cumming G. L., Written personal communication (10—28—53), to J. P. Lyden, 1953.
38. Bieber C. L., Structural geology of southwestern Missouri, Unpubl. manuscript, Mo. Geol. Surv., 1955.
39. Reed E. W., et al., Ground water recources of Ottawa County, Oklahoma, Okla. Geol. Surv. Bull., 72, 1—203, 1955.
40. Clarke S. S., Brockie D. C., Jackleg drilling in the Tri-State district, long-hole prospecting and production, Min. Eng., 78, № 1, 27—30, 1956.
41. Huffman G. G., et al., Geology of the flanks of the Ozark Uplift, Okla. Geol. Surv. Bull., 77, 1—281, 1958.
42. Fowler G. M., Structural deformation and ore deposits, Eng. and Min. Jour., 161, № 6, 183—188, 1960.
43. Howe W. B., Koenig J. W., The stratigraphic succesion of Missouri, Mo. Div. Geol. Surv. and Water Res. Repts., 40, 2d ser., 1—185, 1961.
44. Spreng A. C., Mississippian System, 49—78, Mo. Div. Geol. and Water Res. Repts., 40, 2d ser., 1—185, 1961.
45. Hagni R. D., Mineral paragenesis and trace element distribution in the Tri-State zinc-lead District, Missouri, Kansas and Oklahoma, unpublished Ph. D. Thesis, Univ. Mo. at Rolla, 1—252, 1962.
46. Schmidt R. A., Temperatures of mineral formation in the Miami — Picher — disrict as indicated by liquid inclusions, Econ. Geol., 57, 1—20, 1962.
47. Cannon R. S. Jr., et al., U.S. Geol., Surv. Prof. Paper, 450-E, E73-E77, 1963.
48. Cannon R. S., Jr., Lead isotope variation with crystal zoning in a galena crystal, Science, 142, № 3592, 574—576, 1963.
49. Hagni R. D., Grawe O. R., Mineral paragenesis in the Tri-State district, Missouri, Kansas, Oklahoma, Econ. Geol., 59, 449—457, 1964.
50. McHugh J. W., Broughton M. N., Symposium on the Arbuckle, Tulsa Geol. Soc. Digest, 32, 1—186, 1964.
51. Burgess W. J., Stratigraphic dolomitization in Arbuckle rocks in Oklahoma, 45—48, in Symposium on the Arbuckle, Tulsa, Geol. Soc. Digest, 32, 1—186, 1964.
52. Clark J. M., The Arbuckle of Northwest Arkansas, 79—90, in Symposium on the Arbuckle, Tulsa Geol. Soc. Digest, 32, 1—186, 1964.
53. Harlton B. H., Surface and subsurface subdivisions in Cambro-Ordovician carbonates of Oklahoma, 38—42, in Symposium on the Arbuckle, Tulsa Geol. Soc. Digest, 32, 1—186, 1954.
54. McCracken M. H., The Cambro-Ordovician rocks of northeastern Oklahoma and adjacent areas, 49—75, in Symposium on the Arbuckle, Tulsa Geol. Soc. Digest, 32, 1—186, 1964.
55. Brown J. S., Oceanic lead isotopes and ore genesis, Econ. Geol., 60, 47—68, 1965.
56. Callahan W. H., Paleophysiographic premises for prospecting for strata bound base metal mineral deposits in carbonate rocks, CENTO, Symposium on Mining Geology and Base Metals, Ankara, Turkey, 191—248, 1965.
57. McKnight E. T., Personal communication to D. C. Brockie, Nov. 16, 1965.
58. Hagni R. D., Saadallah A. A., Alteration of host rock limestone adjacent to zinc-lead ore deposits in the Tri-State District, Missouri, Kansas, Oklahoma, Econ. Geol., 60, 1607—1619, 1965.
59. Hagni R. D., Desai A. A., Solution thinning of the M bed host rock limestone in the Tri-State District, Missouri, Kansas, Oklahoma, Econ. Geol., 61, 1436—1442, 1966.
60. Heyl A. V., et al., Isotopic study of galenas from the Upper Mississippi Valley, the Illinois — Kentucky and some Appalachian Valley mineral districts, Econ. Geol., 61, 933—961.

4

ФЛЮОРИТОВО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНОГО РАЙОНА ИЛЛИНОЙС—КЕНТУККИ

Р. М. Греган, Дж. К. Бредбери

Рудный район Иллинойс — Кентукки расположен в приграничных областях одноименных штатов и занимает площадь около 1000 кв. миль. Первые сведения о находках на территории флюоритовых и свинцовых руд относятся к 1812 г. Промышленная добыча началась в штате Кентукки в 1815 г., а в штате Иллинойс—в 1842 г. До 1870 г. месторождения рассматривались и эксплуатировались преимущественно как свинцовые. С 1870 г. начинается быстрый и непрерывный рост добычи флюорита. К 1880 г. район Иллинойс — Кентукки становится важнейшим флюоритодобывающим рудным районом, обеспечивающим около 80% добычи флюорита в США. Свое ведущее положение он сохранил до настоящего времени. В 1964 г. в рудном районе Иллинойс — Кентукки было добыто: 161,4 тыс. т флюорита на сумму 8,1 млн. долл.; 10,2 тыс. т цинка на сумму 3052 тыс. долл. и 2,1 тыс. т свинца на сумму 820 тыс. долл. Всего с момента начала эксплуатации к 1964 г. (включительно) в рудном районе было добыто: флюорита 8405 тыс. т, цинка 115,4 тыс. т и свинца 54,2 тыс. т.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Стратиграфия

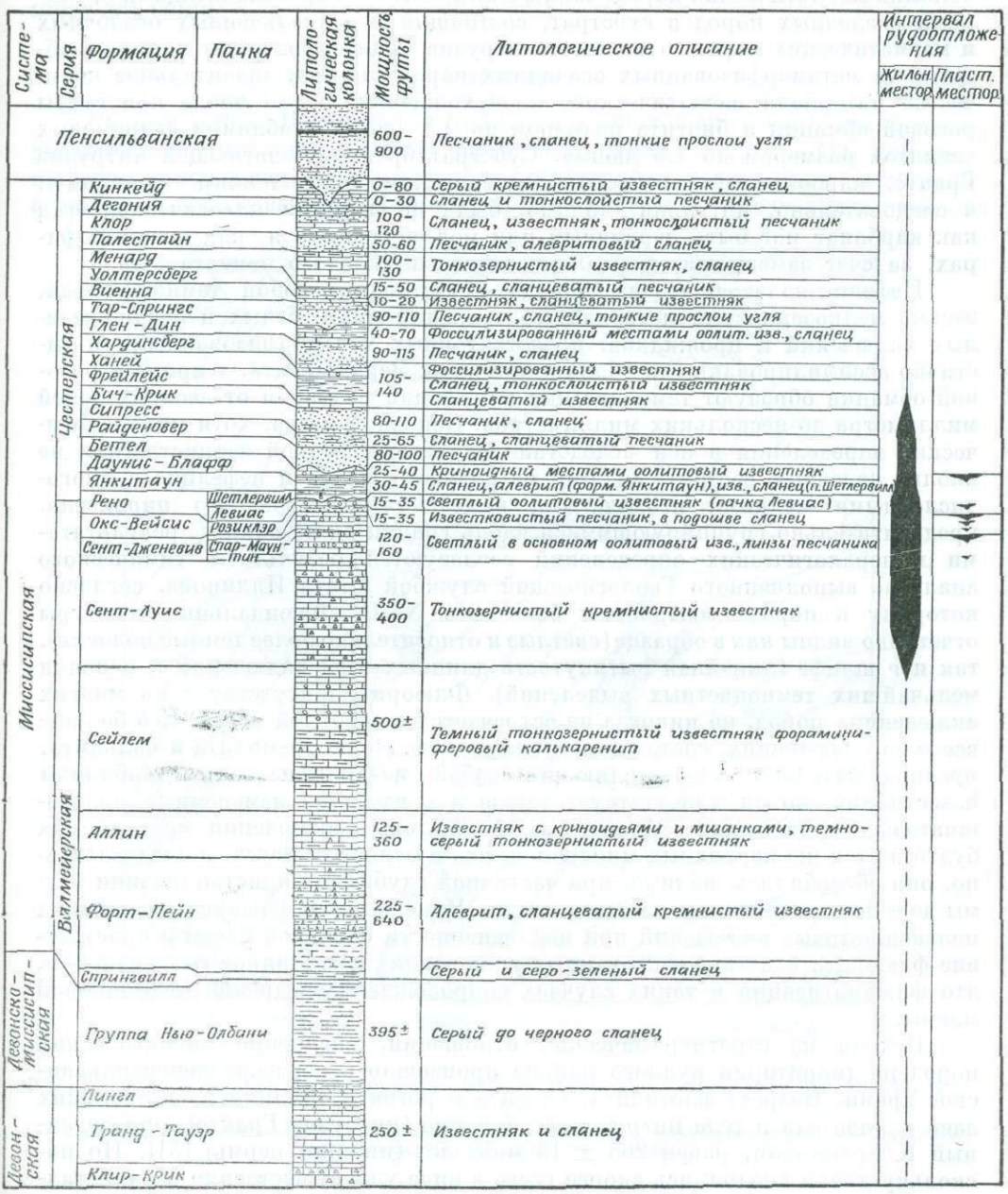
На территории рудного района Иллинойс — Кентукки обнажаются коренные породы от девонского до пенсильванского возраста включительно. Террасовые отложения мелкозема, песка, гравия и лессовый покров плоскогорий имеют плейстоценовый возраст. Систематизация и краткое описание коренных пород приведены на фиг. 1.

Интрузивные породы, представленные в районе дайками и силлами слюдяных перидотитов и лампрофиров и телами интрузивной брекчии, были описаны Клеггом и Бредбери [29] и Бредбери [38]. Еще одни своеобразные магматические образования, ассоциирующие с недавно открытым выходом интрузивной брекчии на северо-западе района [54], были определены Бредбери как тонкозернистые нефелин-полевошпатовые породы.

Слюдяные перидотиты темно-серые до темно-зелено-серых, от мелко- до среднезернистых, порфиритовые состоят из оливина (обычно серпентинизированного), флогопита и пироксена. Степень замещения оливина и пироксена серпентином и слюды зеленым хлоритом различна — от слабой до сильной. Как акцессорный минерал обычно присутствует апатит.

Лампрофиры серые до темно-серых или серо-зеленые до темно-серо-зеленых, очень мелкозернистые, структурно изменяющиеся от порфиритовых до массивных. Они отличаются от слюдяных перидотитов по отсутствию оливина и идентифицируемых псевдоморфоз серпентина по оливину. Следы присутствия первичного оливина в лампрофирах могли исчезнуть под действием интенсивного процесса замещения силикатов карбонатом. Однако присутствие примерно 3% Na_2O в одном из лампрофировых тел по сравнению с не более 0,46% в слюдяных перидотитах [38] говорит в пользу предположения, что лампрофиры или по крайней мере некоторая их часть являются образованием, отличным от слюдяных перидотитов.

Интрузивные брекчии представляют собой обломочные породы, образующие дайкоподобные или, возможно, некковые тела. Большое число их



Фиг. 1. Стратиграфический разрез пород рудного района Иллинойс — Кентукки.

Интервалы развития оруденения отнесены к вмещающим литологическим разностям; так, например, основных три промышленных горизонта пластовых метасоматических месторождений отвечают верхам формации Даунис-Блафф, верхам формации Сент-Дженевив и пачке Спар-Маунтин.

сложено исключительно обломками осадочных пород, заключенными в измельченный осадочный же субстрат; некоторые брекчии содержат редкие обломки магматических пород, заключенные вместе с преобладающими обломками осадочных пород в субстрат, состоящий из измельченных осадочных и магматических пород; одно тело (интрузив Грантс) содержит наряду с обломками метаморфизованных осадочных пород также и значительное количество материала магматического происхождения, в том числе кристаллы роговой обманки и биотита размером до 0,5 дюйма и обломки эгириновых сиенитов размером до 1,5 дюйма. Субстрат брекчии, слагающей интрузив Грантс, карбонатный (согласно рентгеновским определениям — доломит), а следовательно, интрузия, видимо, была не целиком кластической, так как карбонат мог быть первичным или мог образоваться, как в лампрофирах, за счет замещения кристаллического силикатного цемента.

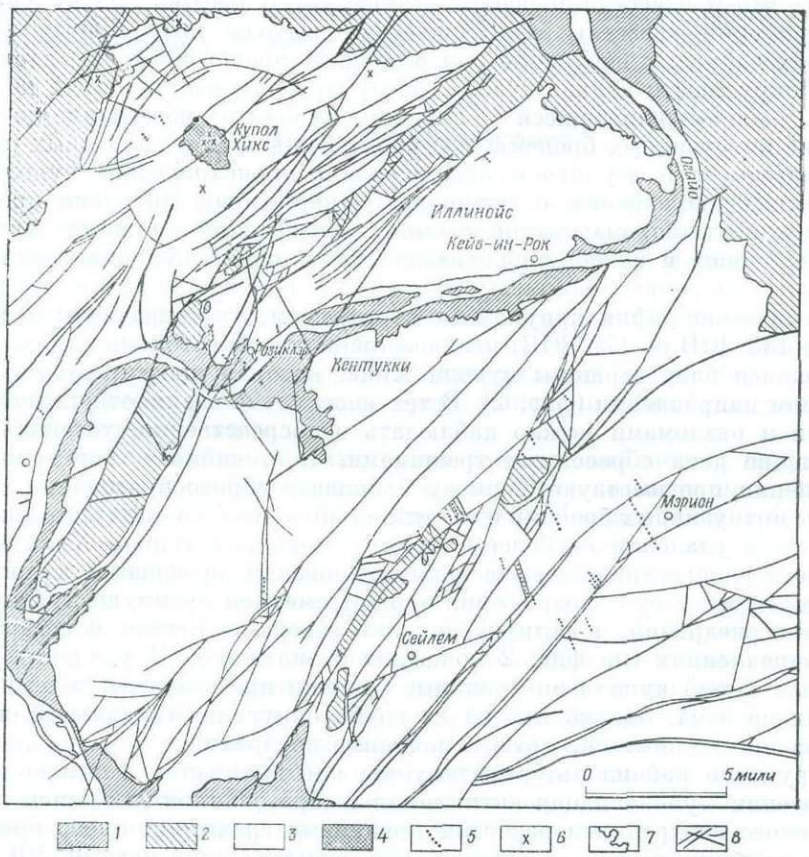
Нефелин-полевошпатовая порода представляет собой темно-зеленый, весьма мелкозернистый материал, содержащий много белых и бледно-зеленых включений и прожилков, представленных метаморфизованными и частично ассимилированными обломками пород. Зерна авгита, эгирина и роговой обманки образуют темноцветные включения размером от десятых долей миллиметра до нескольких миллиметров. Основная масса, хотя минералогические определения в ней вследствие ее весьма тонкой зернистости и не вполне надежны, состоит, видимо, из полевого шпата и нефелина с многочисленными мелкими игольчатыми выделениями натриевого пироксена, предпочтительно группирующимися вдоль границ включений. С результатами минералогических определений согласуются результаты химического анализа, выполненного Геологической службой штата Иллинойс, согласно которому в породе содержится более 9% Na_2O. Флюидальные текстуры отчетливо видны как в образце (светлые и относительно более темные полоски), так и в шлифе (линейная вытянутость длинных осей включений и цепочки мельчайших темноцветных выделений). Флюорит присутствует во многих включениях пород, но никогда не встречается в основной массе. Его больше всего во включениях, состоящих преимущественно из тремолита и кальцита, предположительно представляющих собой метаморфизованные обломки известняков, но он присутствует также и в частично измененных полевошпатовых включениях. Многие полевошпатовые включения состоят как будто из тех же первичных минералов, что и основная масса, а следовательно, они обособились, видимо, при частичной глубинной кристаллизации магмы до ее внедрения в палеозойские толщи. Измененность флюоритсодержащих полевошпатовых включений при неизмененности основной массы и присутствие флюорита в метаморфизованных включениях известняков говорит о том, что флюоритизация в таких случаях сопровождала внедрение нефелиновой магмы.

Исходя из стратиграфических отношений, внедрение магматических пород на территории рудного района произошло в послесреднепенсильванское время. Возраст флогопита, биотита и роговой обманки из нескольких даек перидотита и тела интрузивной брекчии (интрузив Грантс), определенный K/Ar-методом, равен 265 ± 15 млн. лет (нижняя пермь) [51]. Но поскольку дайки внедрялись скорее всего в виде уже существенно раскристаллизованного материала [27], время образования основных породообразующих минералов могло предшествовать времени собственно внедрения, и нижнепермский возраст следует рассматривать как максимальный. То же справедливо относительно интрузива Грантс, содержащего определенно интрателлурические крупные включения биотита и роговой обманки. Возраст монацита из брекчии купола Хикс [33], определенный α-свинцовым методом, отвечает раннему верхнемеловому времени — 90—100 млн. лет [35]. Возможно, что единичному определению возраста не следует придавать особого значения, однако отметим, что меловое время может отвечать: 1)

времени интрузивной активности на территории района; 2) времени эксплозивной активности и внедрения более молодых, чем мафические дайки, брекчий; 3) времени генетически связанной с магматизмом, но более молодой минерализации.

Структура

Рудный район Иллинойс — Кентукки расположен в наиболее сложно дизъюнктивно дислоцированной части центральных штатов. Он занимает в общем понижающееся на северо-запад структурное поднятие, ограниченное с севера и севера-востока Иллинойским бассейном и с юго-запада поймой



Ф и г. 2. Геологическая карта рудного района Иллинойс — Кентукки [6, 19, 42, 49, 50, 54].

1 — аллювий; *2* — пенсильваний; *3* — миссисипий; *4* — девон; *5* — мафические дайки; *6* — интрузивные брекчии; *7* — контакты; *8* — разломы.

реки Миссисипи. С запада район ограничивает ветвь Шонитаун-Рафской тектонической зоны, представленную на основном своем протяжении крупным надвигом. Последний заходит на территорию штата Иллинойс в нескольких милях севернее рудного района, изгибается в юго-западном направлении и сливается с простирающейся на северо-восток Нью-Мадридской тектонической зоной. Площадь самого района расчленена серией параллельных сбросов на ряд узких, длинных блоков (фиг. 2). Эти сбросы имеют северо-восточное простирание и прослеживаются в юго-западном направле-

нии вплоть до отложений поймы [45], где они, по-видимому, сочленяются с Нью-Мадридской тектонической зоной.

Купол Хикс, представляющий собой овальное поднятие с максимальным превышением около 4000 футов, образует структурный центр территории (фиг. 2). На его вершине на площади около 1 кв. мили обнажаются девонские известняки и кремнистые сланцы, являющиеся самыми древними породами района; их окаймляют менее устойчивые к выветриванию сланцы группы Нью-Олбани миссисипско-девонского возраста. Таким образом, выходы известняков отмечают и максимальные топографические отметки, и структурный центр района. Кольцо пород группы Нью-Олбани обнимают породы формации Форт-Пейн (алевриты, известняки и кремнистые сланцы), образующие кольцевую куэсту, поднимающуюся почти до тех же высотных отметок, что и известняки центра структуры. В центре купола Хикс и по его периферии известны многочисленные выходы интрузивных брекчий; в формах дайковых внедрений они особенно хорошо обнажены вдоль внутренней окружности кольца куэсты. Закартированы радиальные и кольцевые сбросы, распространяющиеся от вершины купола на расстояние до 4 миль. Наличие интрузивных брекчий, а также радиальных и кольцевых разломов свидетельствует о вероятном эксплозивном происхождении купола Хикс [22, 50]. Предположению о возможной лакколитовой интрузии противоречат результаты аэромагнитной съемки, проведенной на части территории рудного района и не обнаруживающей под куполом Хикс магнитной аномалии.

Мафические дайки приурочены к разрывам, простирающимся с азимутами от 135° ЮВ до 170° ЮВ; исключение составляет только дайка, обнаруживающаяся близ вершины купола Хикс, которая простирается в северо-восточном направлении (фиг. 2). В тех местах, где взаимоотношения между дайками и разломами можно наблюдать непосредственно, устанавливается пересечение даек сбросовыми трещинами, т. е. дайки по времени своего становления предшествуют периоду блокового сбрасообразования [18, 19]. Выходы интрузивных брекчий известны в районе только на территории штата Иллинойс в удалении не более 6 миль от вершины купола Хикс (фиг. 2). В области распространения девонских отложений на вершине купола Хикс и в ее непосредственной периферии они встречаются преимущественно в виде дайковых внедрений, простирающихся в северо-восточном и северо-западном направлениях (на фиг. 2 показаны схематично). В удалении от центральных частей купола интрузивные брекчии представлены телами, форма которых не ясна, однако исходя из грубо округлой и овальной площади выходов предполагается, что это некковые внедрения.

Структура района интерпретируется как вытянутая в северо-западном направлении куполовидная антиклиналь, образованная действием сил магматического внедрения и разбитая трещинами гравитационного проседания при сокращении объема охлаждавшихся магматических масс [6, 50]. Однако поскольку мафические дайки северо-западного простирания свидетельствуют о вызванных, по-видимому интрузивным нагнетанием растягивающих напряжениях, действовавших в северо-восточном — юго-западном направлении, а подчиненная северо-восточным азимутам система сопряженных сбросов свидетельствует о напряжениях растяжения, действовавших приблизительно в перпендикулярном направлении, то отношения между магматическим внедрением и блоковым сбрасообразованием не могут быть поняты как результат простого вертикального выдавливания с последующим обрушением. Хейл и др. [50] предположили, что в промежутке между внедрением и охлаждением магмы произошли подвижки по разломам северо-восточного заложения нью-мадридской системы, предопределившие характер последующего блокового сбрасообразования. Возможно также, что начальные фазы разломной тектоники совпали по времени с магматическим внедре-

нием. Если первые разрывы возникли в обстановке сжимающих усилий и разрешались в основном вдоль Шонитаунской тектонической зоны, то дайки могли внедриться одновременно в сопряженные трещины отрыва, а блоковое сбрасообразование приурочиться к трещинам разгрузки, возникшим после снятия сжимающих напряжений. Однако, каковы бы ни были взаимоотношения во времени между начальными фазами трещинообразования и магматическим процессом из геологической карты (фиг. 2) очевидно, что процессы позднего блокового сбрасообразования происходили уже после возникновения купольной структуры. Поскольку из полевых наблюдений следует, что они были также и постмагматическими, то скорее всего блоковое сбрасообразование было последним значительным событием в тектоническом развитии района. Действительно, как о том говорят периодические землетрясения [44], некоторые подвижки по разломам нью-мадридской системы продолжаются вплоть до настоящего времени.

Возраст минерализации

Флюорит-сульфидная минерализация рудного района Иллинойс — Кентукки по времени образования моложе разломов, секущих пенсильванские отложения. Она также моложе основных проявлений магматической деятельности, что подтверждается наличием прожилков флюорита и сульфидов в дайках [18, 19], а также находками кристаллов флюорита в пустотах интрузивных брекчий [22, 50]. Так как, согласно изотопному датированию, магматические проявления в районе принадлежат пермскому или послепермскому времени, соответственно время минерализации будет также пермским или послепермским.

Из рассмотрения некоторых других соотношений можно получить еще ряд уточняющих, хотя и небезусловных, сведений о возрасте минерализации. Так, по имеющимся данным, в районе поймы Миссисипи блоковое сбрасообразование завершилось в основном до отложения меловых осадков, поскольку пенсильванские и миссисипские слои нарушены сильнее, чем перекрывающие их верхнемеловые породы [45]. Это обстоятельство позволяет предположить, что к моменту отложения верхнемеловых осадков процесс минералообразования уже завершился [1]; незначительные нарушения залегания верхнемеловых слоев можно считать соотносительными постминерализационными подвижками по сбросам в рудном районе. Далее, многие геологи, знакомые с регионом южного Иллинойса, считают, что меловые отложения налегали не на выровненную поверхность, как это думал Росс [45], а на явно выраженный сбросовый рельеф с основным этапом блокового сбрасообразования, непосредственно предшествующим верхнемеловому времени. В пользу мелового возраста минерализации говорит также и частный, основанный на единственном определении факт раннего верхнемелового возраста монацита из брекчии купола Хикс.

Таким образом, процесс минерализации, образовавший флюоритово-сульфидные месторождения, датируется не позднее чем пермским, возможно, ранним верхнемеловым временем.

---

[1] Какую именно часть разреза верхнего мела представляют эти отложения, точно не известно. Базальные галечники или конгломераты соотносят с породами формации Таскалуса [40], накопление которых началось, по-видимому, в раннем верхнем мелу, возможно, порядка 90 млн. лет назад, если следовать шкале Калпа, относящей начало мелового времени к возрасту 100 млн. лет. В верховьях поймы конгломерат, однако, залегает трансгрессивно в основании формации Мак-Нейри, осадки которой отлагались ближе к средней части верхнего мела.

ФОРМЫ РУДНЫХ ТЕЛ

В районе Иллинойс — Кентукки известны трещинно-жильные, пластовые метасоматические и остаточные флюоритовые залежи, образующиеся в последнем случае за счет выветривания близповерхностных частей первичных тел.

Жильные месторождения

Жилы приурочены к крутым разломам или зонам главным образом сбросового характера. Амплитуды вертикального смещения по трещинам, выполненным балансовыми рудами, обычно составляют 50—500 футов. Фиксируемые по зеркалам скольжения направления смещений большей частью близки к вертикальным, но иногда отмечаются и почти горизонтальные подвижки. Там, где боковые породы разломов брекчированы незначительно, рудные жилы представлены обычно единым телом, выполняющим трещину целиком от одной ее ровной, четкой ограничивающей поверхности до другой; там же, где разлом представлен зоной интенсивного дробления, продуктивные жилы выполняют только часть зоны или ветвятся, обтекая крупные блоки и проникая в виде маломощных прожилков в боковые породы на расстояние до 50—100 футов. Различно брекчированные участки могут чередоваться в пределах одного рудного тела. Также может резко изменяться от участка к участку падение и простирание залежей.

Большинство жил сложено кальцитом, замещенным локально в большей или меньшей мере флюоритом, который образует рудные столбы различной формы и размеров. В некоторых жилах кальцита меньше и руда выполняет карманы, возможно образовавшиеся за счет замещения флюоритом боковых пород [28]. Иногда флюорит цементирует брекчию боковых пород, обычно песчаников и окремненных известняков [3]. Этот последний тип руд наименее характерен.

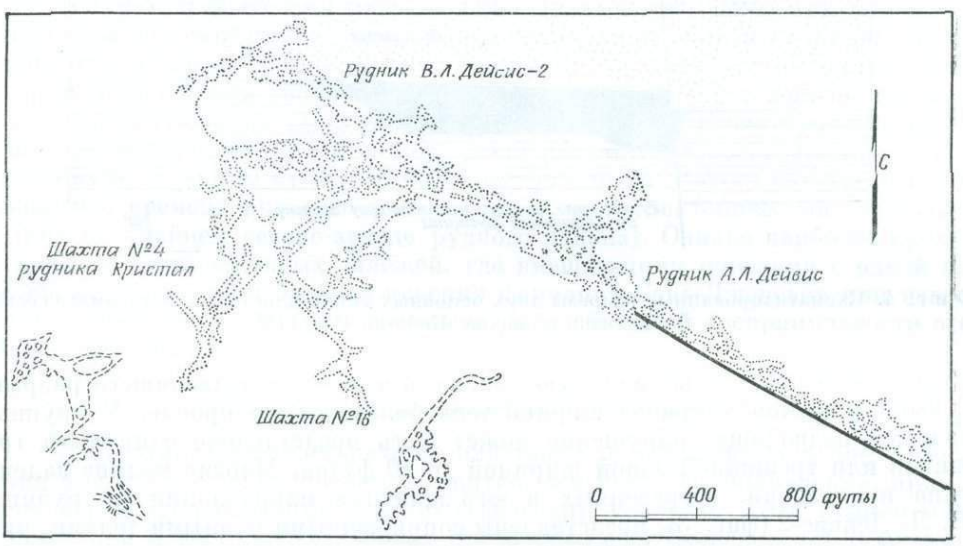
Мощность жил изменяется от долей дюйма до 45 футов. Мощность флюоритовых столбов, выполняющих иногда всю жилу, а иногда только ее часть, местами достигает 25—35 футов, но более обычны мощности 1—15 футов. Некоторые встреченные горными выработками рудные столбы были замечательно протяженными и непрерывными, в то время как другие обнаруживали незакономерные выклинивания и раздувы. Главное рудное тело жилы Блу-Диггинс месторождения Фэрвью на площади Розиклэр отрабатывалось непрерывно на протяжении 5700 футов. Оно имело вертикальную протяженность от 600 до 700 футов, мощность в среднем 3,5 фута, а участками до 30 футов. Рудное тело жилы Розиклэр на руднике Розиклэр отрабатывалось непрерывно на протяжении 4850 футов с поверхности до глубины 720 футов при средней мощности 5—6 футов и максимальной 14 футов. Рудный столб месторождения Дейзи также на площади Розиклэр имел в длину 2000 футов, вертикальную протяженность 250 футов и среднюю мощность 3 фута при максимальной мощности 9 футов. Это, однако, все исключительные случаи. Для обычных рудных столбов в лучших флюоритовых рудниках района Иллинойс — Кентукки более характерны размеры от 250 до 400 футов в длину при вертикальной протяженности 100—200 футов и средней мощности 5 футов.

По простиранию и падению рудные столбы переходят в пустую кальцитовую породу; иногда наблюдаются случаи ограничения тела поперечным разломом или сближения и слияния его с другим рудным столбом, приуроченным к другому сбросу или другой ветви того же сброса. В плане вдоль многих разломов крупные рудные столбы локализуются с интервалами 200 или более футов пустой жильной породы (хороший тому пример жила Блу-Диггинс на площади Розиклэр), однако авторам не известно ни одного случая, чтобы аналогичная картина имела место при прослеживании тел на глубину.

Возможно, что это связано с относительно небольшими глубинами горных работ. Самая глубокая выработка в районе на руднике Фэрвью по жиле Блу-Диггинс достигла глубины 900 футов, выйдя в бедную флюоритом в основном кальцитовую породу; общее количество руды, взятой на месторождении с глубины более 800 футов, незначительно. Под многие крупные рудные столбы на площади Розиклэр были пробурены разведочные скважины, но они не дали никаких обнадеживающих результатов. Под жилами, разрабатываемыми «Алуминиум-компани-оф-Америка», была, например, обнаружена зона брекчии кальцитовой породы и известняка [37]. Пустые продолжения продуктивных жил были подсечены бурением на 500 и 700 футов ниже вышележащих руд месторождений Дейзи и Хилсайд [14]; эти буровые скважины достигли глубин соответственно 1000 и 1300 футов от поверхности.

Пластовые метасоматические месторождения

В отличии от жильных месторождений, встречающихся во всех частях рудного района, пластовые метасоматические месторождения известны только на двух площадях: севернее и северо-западнее Кейв-ин-Рок в штате



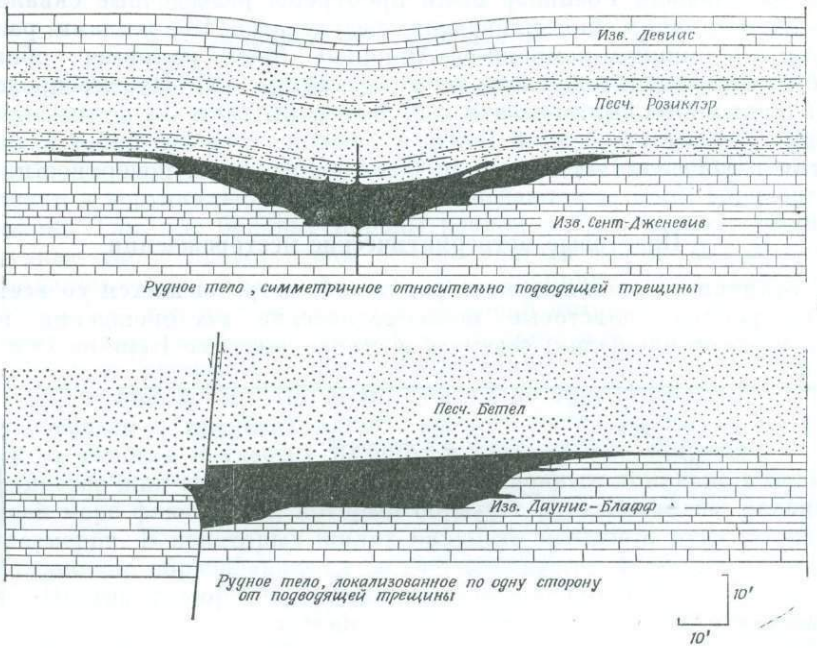
Фиг. 3. План эксплуатационного горизонта участка площади Кейв-ин-Рок, иллюстрирующий типичные формы рудных тел (по Бреку [39], с изменениями).

Иллинойс и южнее и восточнее Карсвилл в штате Кентукки на другом берегу реки Огайо против Розиклэр. Так как объем горных работ, проведенных на месторождениях площади Карсвилл, незначителен, основным источником знаний по геологии пластовых метасоматических месторождений послужили исследования, проведенные на площади Кейв-ин-Рок [19, 39].

Пластовые метасоматические месторождения большей частью линейны в плане и серповидны или клиновидны в разрезе (фиг. 3 и 4). Обычная ширина рудных тел 50—200 футов, но может достигать 500 футов; обычные мощности от 5 до 20 футов, а на отдельных участках до 30 футов. В краевых частях залежи выклиниваются, поэтому граница горных работ определяется исходя из представления об экономически рентабельной мощности тела. Длина большинства рудных тел лежит в пределах 200—1500 футов, хотя было найдено несколько залежей длиной более 3000 футов и одно тело длиной более двух миль, отработку которого ведут независимо в юго-западной

части залежи рудник Оксфорд, находящийся во владении «Озарк-Махонинг-компани», и в северо-восточной части рудник № 1 «Минерва-компани».

Как показано на разрезах (фиг. 4), рудные минералы замещают благоприятные пласты известняков, распространяясь в боковом направлении от центральной (или краевой) трещины, сброса или небольшого нарушения.



Фиг. 4. Схематизированные разрезы двух основных типов пластовых метасоматических залежей площади Кейв-ин-Рок [15].

Рудное тело имеет максимальную мощность в области подводящего разрыва и выклинивается к краям; ширина тела больше в его кровле. У крупных залежей подводящее нарушение может быть представлено единичной трещиной или трещинной зоной шириной до 10 футов. Многие мелкие залежи типа проявлений, встреченных в юго-западном направлении от рудника В. Л. Дейвис-2 (фиг. 3), представлены сопряженными рудными телами, приуроченными к отдельным пересекающимся трещинам.

Остаточные месторождения

Выветривание вмещающего известняка и жильного кальцита трещинных и пластовых метасоматических тел ведет к накоплению менее растворимого флюорита в остаточных месторождениях, состоящих из кусков флюорита в смеси с остаточной глиной и галькой вмещающей породы. Из-за такого относительного обогащения флюоритом промышленные остаточные залежи могут образовываться и над непромышленными жилами. Кора, покрывающая крупную жилу, может содержать остаточное месторождение мощностью до 60 футов.

Большинство остаточных месторождений образовалось над жильными телами, что связано, по-видимому, с их большей распространенностью в рудном районе и значительной вертикальной протяженностью. Однако возможно также, что залежи пластового замещения хуже поддаются выветриванию, чем залегающие в относительно более трещиноватых породах жильные тела.

Сколько всего руды было добыто из остаточных месторождений за всю историю ведения эксплуатационных работ в районе, точно не известно, но скорее всего в сравнении с добычей из первичных месторождений это должно быть незначительное количество. Остаточные руды могли составить заметную долю добычи по рудникам штата Кентукки [23—26, 31, 41], но в общей добыче рудников штата Иллинойс их лепта была весьма малой. Это различие, видимо, связано с относительно большей нарушенностью и брекчированностью пород вдоль разломов на части территории района, входящей в штат Кентукки.

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РУД

Хотя флюоритовая минерализация в рудном районе Иллинойс — Кентукки охватывает значительную часть стратиграфического разреза (от девонских до пенсильванских слоев), большинство промышленных месторождений локализовано в породах миссисипского возраста в интервале от известняков формации Сент-Луис и до середины серии Честер (фиг. 1).

Жильные месторождения

В стратиграфическом разрезе для жильных месторождений характерен наибольший диапазон развития. Богатейшие жилы вблизи Розиклэр отрабатывались от низов формации Сент-Луис и до середины серии Честер. Некоторые, но не столь значительные количества руды были добыты также из залежей, выходящих за этот стратиграфический интервал,—«вниз» вплоть до середины девона (рудник Роз, расположенный непосредственно к юго-востоку от вершины купола Хикс) и «вверх» до отложений раннего пенсильванского времени включительно (рудники вдоль тектонической зоны Ласк-Крик на крайнем северо-западе рудного района). Однако наиболее продуктивны те части жильных залежей, где вмещающими породами с одной или с обеих сторон тела были отложения формации Сент-Дженевив или известняки формации Сент-Луис, возможно, из-за большей восприимчивости этих пород к дроблению.

Пластовые метасоматические месторождения

В стратиграфическом разрезе пластовые метасоматические месторождения имеют более ограниченное развитие, чем жильные проявления, приурочиваясь к трем основным стратиграфическим уровням. Хотя рудная минерализация известна уже в низах формации Сент-Дженевив в 120 футах от ее кровли в брекчиях предполагаемого гидротермального обрушения [39], первый нижний крупный промышленный горизонт локализован только на уровне песчаной пачки Спар-Маунтин приблизительно в 60 футах от кровли формации. Следующие два крупных рудных горизонта приурочены к кровле известняков Сент-Дженевив непосредственно под песчаником пачки Розиклэр и к кровле известняков формации Даунис-Блафф непосредственно под песчаником формации Бетел. Локально рудоносными могут быть горизонты в верхней части формации Сент-Дженевив и в пачке Левиас формации известняков Рено или в известняках в низах пачки Шелтервилл непосредственно над отложениями пачки Левиас. Насколько известно авторам, выше по разрезу формации Бетел пластовые метасоматические руды не распространяются.

МИНЕРАЛОГИЯ

Хотя минеральный состав жильных и пластовых месторождений обычно совпадает, два типа руд несколько отличаются друг от друга по количественным пропорциям присутствующих минералов, их пространственным

взаимоотношениям и текстурам вследствие имевших место различий в характере процессов минералообразования. Различные вопросы минералогии поэтому обсуждаются ниже для каждого типа месторождений раздельно.

Минеральный состав

Жильные месторождения. Основным промышленно ценным минералом в жильных месторождениях является флюорит. Сфалерит и галенит присутствуют в непостоянных, но обычно незначительных количествах. Ведущий жильный минерал — кальцит. Кроме того, присутствует кварц, пирит, халькопирит и барит.

Флюорит представлен главным образом грубозернистыми и массивными скоплениями, хотя в спорадических пустотах в жилах встречаются и кубические формы выделений. Преобладают цвета от белого до бледно-серого, но достаточно обычны также переходы к фиолетовым и синим, местами зеленым тонам. Среди кальцитовой массы флюорит обособляется в виде пластинообразных и линзовидных скоплений более или менее параллельных ограничениям вмещающей трещины, т. е. образует как бы жилы внутри кальцитовой жилы. В богатых частях флюоритово-кальцитовой залежи флюорит может слагать большую часть объема тела, в более бедных образует только узкие жилки и прожилки среди кальцитовой породы. Отдельные участки некоторых жил могут практически не содержать кальцита; в таких случаях, как уже отмечалось в разделе «Формы рудных тел», флюорит может замещать боковые породы.

Сфалерит и *галенит* встречаются главным образом в виде небольших скоплений, рассеянной вкрапленности и прожилков во флюорите и боковых породах. Сфалерит обычно красно-коричневого, галенит характерного стального цвета. Распределение обоих сульфидов, даже в пределах флюоритовой жилы, неравномерное, от исчезающе малых содержаний до нескольких процентов. Среднее суммарное содержание сфалерита и галенита в рудах большинства жильных месторождений составляет 1—2%.

Известны два примера исключительных по масштабу скоплений цинковых минералов на части территории района, входящей в штат Кентукки. Значительные количества высокосортной цинковой руды были добыты на руднике Хатсон [18]; предположительно меньшие количества цинкового карбоната были взяты открытым способом на отработанном к настоящему времени руднике Олд-Джим [7]. Обе залежи расположены вблизи мафических даек и частично пересекают их; на обеих отсутствуют флюорит и галенит. Все остальные крупные скопления цинковых минералов представляют собой, по-видимому, обогащенные цинком, обычно с сопутствующим галенитом, участки флюоритовых жил. Некоторые из этих цинковых тел ассоциируют с мафическими дайками, некоторые не ассоциируют.

Распределение галенита в жильных месторождениях аналогично распределению сфалерита; за исключением отмеченных выше двух особых случаев, оба минерала обычно встречаются вместе. Местами галенит образует скопления, но большей частью они недостаточно масштабны для рентабельной отработки. Тем не менее вполне возможно, что некоторые промышленные флюоритовые жилы первоначально отрабатывались как свинцовые. Такими, например, могли быть некоторые жилы системы Розиклэр, если верить проспекту 1872 г., сообщавшему в восторженных тонах о богатых свинцовых месторождениях вблизи «Роз-Клэр».

В отличие от галенита месторождений долины Миссисипи галенит флюоритоворудного района содержит немного серебра. Максимальные его содержания, согласно опубликованным сведениям, достигают 14 унций на 1 т свинцового концентрата при средних содержаниях 5—7 унций на 1 т в месторождениях штата Иллинойс и до 3 унций на 1 т в месторождениях, расположен-

ных на территории штата Кентукки [7]. Хейл и др. [52] сообщили о концентрациях серебра 12 унций на 1 т в свинцах жил купола Хикс и площади Розиклэр, 4—6 унций на 1 т в свинцах месторождений близ Сейлем и Мэрион в штате Кентукки и 2—3 унции на 1 т в свинце жил близ Принстон в штате Кентукки на крайнем юго-востоке района.

Кальцит — наиболее распространенный минерал жильных месторождений. Представлен он обычно белыми до светло-серых грубозернистыми, массивными скоплениями. Подобно флюориту, он может выстилать стенки полостей, образуя скаленоэдрические кристаллы размером до 3—4 дюймов, обычно 1—2 дюйма. По падению жил доля кальцита по отношению к флюориту возрастает, из-за чего о флюоритовых телах часто говорят, что они «садятся в кальцит».

Кварц присутствует в меньших количествах. В жилах он обычно встречается в пустотах в виде мелких покрывающих кальцит и флюорит зерен. Он также часто встречается в боковых породах, где образует идиоморфные кристаллы, замещая прилегающий к зальбандам жилы известняк.

Пирит широко распространен, но присутствует в флюоритовых телах в очень небольших количествах. Он образует кристаллические присыпки на флюоритовых кубах или прожилки по трещинам в флюорите или боковых породах. В нескольких местах были встречены корочки радиально-лучистого пирита, выстилающие стенки пустот.

Марказит встречается в изобилии в сфалеритовых жилах рудника Хатсон [18]. Карриер [7] сообщил о скоплениях пирита и лимонита в отработанных трубках рудника Олд-Джим, но не смог установить, связана ли минерализация с дайковой интрузией или цинковыми рудами.

Халькопирит встречается достаточно часто в виде кристаллов в флюорите или налетов в пустотах, но в очень небольших количествах. Бастин [11] сообщил о находке четырехфунтового скопления халькопирита в флюорите на руднике Хилсайд, но отметил, что это исключительный случай.

Барит — довольно обычный минерал жильных месторождений, но распространен спорадично и обычно нигде не является ведущим, вследствие чего и не было предпринято никаких особенных попыток к его промышленной добыче [30, 7]. Он встречается в жилах в виде компактных кристаллических масс или в виде покрывающих флюорит плоских пластинчатых кристаллов; чаще наблюдался в верхних частях жил. Этот факт вместе с тем обстоятельством, что на окраинах района встречаются жилы, в которых барит является ведущим минералом, позволил Бреку [46] выдвинуть предположение о зональном отложении барита.

Гипергенные минералы в целом не представляют промышленной ценности. При описании сфалерита и галенита отмечались местные скопления *смитсонита* и *церуссита*. Как продукт окисления небольших скоплений халькопирита встречаются *куприт* и *малахит*. Установленный на верхних горизонтах рудника Хилсайд *гипс* [11], по-видимому, также является вторичным минералом, образованным в результате реакции между жильным кальцитом и сульфатным ионом, освобождавшимся при окислении сульфидов.

Пластовые метасоматические месторождения. Как и в жильных телах, основной промышленно ценный минерал пластовых метасоматических месторождений — флюорит. Сфалерит и галенит в некоторых проявлениях присутствуют в значительных количествах, но в некоторых практически отсутствуют. Остальные первичные минералы представлены кальцитом, кварцем, баритом, халькопиритом, пиритом, марказитом, витеритом и стронцианитом. На руднике Патрик были установлены небольшие количества пироморфита.

Флюорит образует грубо- и тонкозернистые слои в полосчатых рудах, рассеянную вкрапленность в частично замещенных породах, крупные и мелкие кристаллы на стенках полостей, массивные тела разнообразной формы

внутри рудных залежей и жилки в руде, а также в перекрывающих и боковых породах. Некоторые флюориты бесцветные, белые или серые, но многие окрашены в различные оттенки фиолетового, желтого или розового цветов; зеленые и синие тона не характерны. Во многих кристаллах ясно видна параллельная граням куба зональность. Обычно она выглядит как одевающая бесцветное или желтое ядро кристалла фиолетовая или голубая оболочка. Иногда удается встретить отдельные и весьма крупные кристаллы — *находки такого рода представляют большой интерес для коллекционеров.* Кристалл из коллекции образцов рудника Кристал имеет грань длиной 12,5 дюймов.

Сфалерит на некоторых месторождениях практически отсутствует, на некоторых же, как, например, на рудниках Дейвис-Дирдорф, Уэст-Грин и Минерва-1, распространен и является важным компонентом руд. Образуется главным образом за счет замещения прослоев тонкозернистого известняка полосчатых руд, *оформляясь обычно в виде тонкозернистых же скоплений.* Во внутрирудных пустотах встречаются более крупные кристаллы, но и они редко достигают размеров более 0,25 дюйма. Цвет сфалерита большей частью темно-коричневый до черного, что говорит о высоком содержании железа, однако в низкосортной флюоритовой руде (неполностью замещенном известняке) нередко встречаются и красно-коричневые, и желто-коричневые кристаллы. Кадмий присутствует, но распределен неравномерно. Бэйли [21] сообщил, что некоторые отрабатывавшиеся «Озарк-Махонинг-компани» рудные тела содержали значительные количества кадмия; согласно его данным, высококадмиевый цинковый концентрат содержит 0,8—1,08% кадмия, однако он не приводит никаких данных по бедным кадмием концентратам. Среднее содержание кадмия в сфалерите рудника Минерва-1 за все время ведения горных работ оценивается как близкое к 1% [19, 20]. Кроме кадмия, в промышленных количествах присутствует германий. На руднике Минерва-1 его содержание в цинковом концентрате равно в среднем 0,025%. Данные по содержаниям германия в рудах «Озарк-Махонинг-компани» не публиковались, но скорее всего они близки к таковым в сфалеритах рудника Минерва. *В некоторых сфалеритах установлен галлий, однако о его содержаниях* и распределении известно мало [19].

Галенит более распространен, чем сфалерит, но, как и последний, редко образует рентабельные для промышленной разработки скопления. Так, например, из числа рассматривавшихся выше месторождений залежь, отрабатываемая рудником Дейвис-Дирдорф, содержит значительные количества галенита, в то время как расположенные поблизости рудные тела Уэст-Грин и Минерва-1 *практически безгаленитовые. Встречается галенит большей* частью в виде кристаллических скоплений размером 0,25—3 дюйма в крупнозернистых прослоях полосчатых руд и по стенкам полостей. В нем имеется некоторая примесь серебра; по данным «Озарк-Махонинг-компани», проба галенитового концентрата, полученного при обогащении 24 вагонеток руды, взятой в основном из месторождения Дейвис-Дирдорф, содержала 7,38 унций серебра на 1 т концентрата.

Кварц присутствует в различных месторождениях в очень непостоянных количествах. Он представлен двумя основными формами: 1) мелкими двупирамидальными кристаллами в тонкозернистых пластах полосчатых руд, во вкрапленных рудах и на некоторых месторождениях в прилегающих к руде известняках и 2) мелкими до крупных кристаллами, образующими кристаллические корки на зернах других минералов в пустотах. В одних месторождениях кварца может быть очень много, в других он практически отсутствует. Некоторые полосчатые руды месторождений Дейвис-Дирдорф и Лед-Хилл представлены переслаиванием полос флюорита и крупнозернистого и мелкозернистого кварца. Изобилие кварца в ряде месторождений и его тесная *ассоциация с рудой не оставляют сомнений относительно его происхожде-*

ния именно как продукта основного процесса минерализации; однако не исключено, что некоторая часть кварца образовывалась также за счет перекристаллизации песчаных зерен и частиц алеврита, присутствовавших в исходном известняке.

Барит, подобно кварцу, встречается спорадически. В одних месторождениях или частях месторождений его может быть очень много, в других он встречается редко. Обычно образует тонкозернистые скопления, замещающие известняк, кальцит и флюорит, реже в пустотах встречаются гнезда мелколистоватых кристаллов барита, еще реже — сталактитовые формы. В нескольких случаях наблюдалось полное замещение баритом крупнозернистого флюорита полосчатых руд при почти полной незамещенности тонкозернистых прослоев. В целом массивный или крупнозернистый флюорит как будто замещается баритом предпочтительнее, чем тонкозернистые разности. Барит, по-видимому, отлагался на поздних стадиях процесса минералообразования и локализовался главным образом в верхних, нижних и крайних боковых частях месторождений.

Халькопирит, пирит и марказит присутствуют в незначительных количествах обычно в виде кристаллических корок на поверхности флюоритовых кубов. Отмечались иглоподобные включения халькопирита внутри флюоритовых кристаллов; «иглы» в таких случаях обычно ориентированы под прямым углом к граням флюоритового куба и направлены своим острым концом от центра кристалла к его периферии. Основания халькопиритовых «игл» часто лежат в одной плоскости, отмечая тем самым прошлую, отвечающую одному из моментов роста, грань кристалла.

Витерит был установлен на месторождениях Минерва и Уэст-Грин, *стронцианит* — на месторождении Минерва. Витерит образует сероватые псевдогексагональные сдвойникованные мозаичные кристаллы до 3 дюймов длины и 1,5 дюйма ширины во внутрирудных пустотах. В некоторых местах создается впечатление, что он образуется как продукт изменения барита. Стронцианит встречается в виде бледно-розовых листоватых зерен и коричневатых скоплений радиальной структуры. Явных кристаллических форм выделения минерала не установлено.

Смитсонит, *церуссит*, *англезит* и *малахит* известны только в очень небольших количествах в зоне окисления близповерхностных месторождений. Они образуются при разложении грунтовыми водами сфалерита, галенита и халькопирита соответственно.

Пироморфит встречается в виде мелких желтоватых до сине-зеленых кристаллов вместе с галенитом, церусситом и англезитом в окисленных рудах свинцоворудного месторождения Патрик. Хотя непосредственно в горных выработках пироморфит удается встретить редко, он постоянно выявляется при обогащении на концентрационных столах в виде широкой зеленой каймы поверх свинцового концентрата. Пироморфит является вторичным минералом.

Битумы встречаются на месторождениях в нескольких различных формах. «Живая» нефть выполняет сферические включения в флюорите, в некоторых выработках сочится из вмещающих пород. «Мертвая» нефть образует черные пленки в трещинах и по стенкам пор во вмещающих породах, на поверхности кристаллов флюорита и кальцита в руде. Асфальты различной вязкости встречаются в пустотах в руде и в боковых породах. Брек [39] как основной битум руд описал твердый хрупкий асфальтит. Крупное скопление асфальтита, выполняющего часть объема полости во вмещающих известняках, было обнаружено на руднике Хилл. По сообщению геолога «Озарк-Махонинг-компани» Перри, полость имела размеры в плане 10 × × 3 фута, высоту 1—1,5 фута и была заполнена асфальтитом от дна почти до половины. Верхняя поверхность асфальтитовой массы была практически горизонтальной. Битум оказался в основном стекловатым, но поверх-

ность его была покрыта примерно однодюймовым слоем мутного пенистого материала. Образцы, переданные Перри и Ханченом, были исследованы в лабораториях Геологической службы штата Иллинойс, где материал был определен как асфальтит — грэемит (grahamit).

В образце видно, что однодюймовый пенистый слой отделяется от стекловатой массы резким, но слегка волнистым контактом. В самой стекловатой массе отчетливо различаются два текстурных элемента: 1) неправильной формы *обломки с жирным стекловатым блеском* и 2) *макроскопически тонкогранулированный* цемент. Под бинокуляром в цементе наблюдается некоторая пузыристость; видно также, что создающееся при макроосмотре впечатление гранулированности вызывается мелкими неровностями и бугристостью поверхности, похожей на то, что можно получить, если энергично перемешать уже частично схватившуюся желатиновую массу. Впечатление гранулированности усиливается также неоднородностью цемента, вызванной множеством мелких субпараллельных микроразрывов, следующих друг за другом с расстояниями в 1 мм и менее с локальными смещениями до 0,5 мм.

Единственными признаками минерализации, установленными в образцах грэемита, являются обнаруженные в одном образце спайные кусочки флюорита и в пенистом материале другого образца кристаллы и группы кристаллов кварца размером до 1 мм. Некоторые кварцевые кристаллы содержали включения, по всей видимости, твердого битума, из чего следует, что они скорее всего образовались in situ.

Брекчированность грэемита и «бугристая» текстура цемента свидетельствуют о том, что битум был уже по крайней мере частично консолидированным, когда его нарушило действие дополнительной дегазации; последняя могла быть просто следующей стадией более или менее непрерывного процесса или могла стимулироваться притоком тепла, возможно, тепла, привносившегося минерализованными терминами. Холл и Фридман [43] предположили, что после главной стадии флюоритообразования до отложения кварца или одновременно с ним имел место интенсивный приток магматических вод. Хотя такое усиление притока может быть и не связано с повышение температуры минерализующих растворов, возрастные отношения между грэемитом и включениями флюорита и кварца подтверждают, что грэемит образовался после флюорита, но до отложения кварца или одновременно с ним.

Изменение боковых пород

Жильные месторождения. Изменение боковых пород в жильных месторождениях выражается в основном в *окремнении*, которому, по-видимому, подвергались одинаково как известняки, так и песчаники. Хардин [28] сообщил о замещении известняка вдоль жил, приуроченных к разлому Бэбб (штат Кентукки), мелкокристаллическим дипирамидальным кварцем и мелкими стяжениями халцедона; согласно оценкам этого автора, «в пределах полосы в 20 футов в прилегающие к жиле известняки обычно привносится 5—20% кремнезема». Трейс [41] установил, что вмещающие известняки на руднике Кейстон (штат Кентукки) «в различной степени окремнены на расстоянии 10—30 футов от зальбанда жилы». Гаррисон [32] сообщил о повышенных содержаниях кремнезема в известняках висячего бока на расстоянии до 18 дюймов от зальбандов жил системы Розиклэр, разрабатываемых «Алюминиум-компани-оф-Америка». Песчаники обычно изменяются процессами гидротермальной переработки до кварцитов, за счет чего некоторые разломы на поверхности, особенно на части территории района, входящей в штат Кентукки, проявляются в виде кварцитовых гребней.

Бестин [11] отметил в двух местах на руднике Хилсайд в непосредственно прилегающем к зальбанду жилы известняке *железистый кальцит*.

Пластовые метасоматические месторождения. В смысле каких-либо минералогических преобразований боковые породы пластовых метасоматических месторождений изменены крайне слабо. За счет опережающего отложение флюорита растворения и выноса кальцита некоторые наиболее насыщенные примесями известняки несколько размягчены. Брек [39], терминологически определивший такого рода опережающее растворение и вынос кальцита как *декальцитизацию*, описал меловидные, мелкоземистые слои доломита в области выклинивания рудного тела Оксфорд, возникшие, по-видимому, как остаточные скопления от подвергшихся декальцитизации известняков.

Доломитизация в общем минералообразовании играла, по-видимому, подчиненную роль. Брек [39] описал несколько интенсивно доломитизированных пластов вмещающих известняков внутри рудных тел, но связал их генезис с процессом накопления остаточного доломита при растворении и выносе из пластов доломитизированного известняка. Редкие жилки местами железистого доломита свидетельствуют о мобилизации и переотложении доломита вмещающих пород. В нескольких ярдах или десятках ярдов от флюоритовых тел в выветрелых вмещающих известняках отмечались бурые слои. Возможно, что таким образом проявлялись пласты с привнесенным железистым доломитом, но не исключено, что соответствующие слои легче поддавались выветриванию за счет предшествовавшей гидротермальной декальцитизации и накопления железистых карбонатов.

Кварц широко распространен в виде мелких дипирамидальных кристаллов в известняке вкрапленных руд и в тонкозернистых прослоях между пластами чистого крупнозернистого флюорита в полосчатых рудах. Он встречается также по краям некоторых рудных тел, однако интенсивное окремнение известно только в нескольких местах. На месторождениях Дейвис-Дирдорф и Лед-Хилл, локализованных на юго-западном продолжении тектонической зоны Дейвис-Дирдорф, кварц полностью заместил прослои известняка, в результате чего образовались породы полосчатой текстуры. Не замещенные кварцем слои сложены известняком же или флюоритом. На руднике Хилл в северо-восточной части территории Кейв-ин-Рок бурый микрокристаллический кварц замещает известняк на уровне песчаной пачки Спар-Маунтин [39]. Так как месторождения Дейвис-Дордорф и Лед-Хилл также локализованы на стратиграфическом уровне пачки Спар-Маунтин (первый нижний крупный промышленный горизонт пластовых метасоматических залежей), распределение кварца свидетельствует о наличии на территории Кейв-ин-Рок вертикальной зональности минералообразования.

Текстуры и структуры руд

Жильные месторождения. Как наиболее распространенные, а участками и единственные жильные минералы флюорит и карбонат встречаются главным образом в виде сплошных масс, причем линзовидные тела флюорита обычно занимают центральную часть жил. Там, где флюорита мало, он образует узкие жилки и прожилки в кальците. Контакты флюорита с массивной кальцитовой породой могут быть самыми разнообразными. В одном образце можно увидеть ровные и корродированные грани кристаллов кальцита, вдающиеся в флюорит, флюоритовые кристаллы, выступающие в кальцитовую массу, замещение кальцита по плоскостям спайности флюоритом и плавно искривленные контакты между флюоритом и кальцитом. Такая пестрота контактовых взаимоотношений означает, что замещение кальцита флюоритом сопровождалось по крайней мере местным переотложением кальцита. Возможно, что растворы временами достигали концентрации насыщения и даже перенасыщались карбонатными ионами, освобождавшимися при разло-

жении материала жил, и в связи с этими участками отлагали кальцит, вместо того чтобы растворять его.

Маломощные жилки флюорита в кальците имеют большей частью взаимонесогласные ограничения, что, как принято считать, свидетельствует об их метасоматическом происхождении. Однако тот факт, что грани кристаллов кальцита во многих местах вдаются во флюорит, позволяет предположить, что непараллельность контактов может быть в известной степени вызвана также и дополнительным отложением кальцита по стенкам трещин до отложения флюорита.

Известны также случаи пересечения флюорита жилками позднего кальцита, но такие взаимоотношения не типичны.

Другим характерным текстурным признаком многих жил является параллельная контактам полосчатость. Полосы могут быть узкими или широкими, могут обнаруживаться в массивном флюорите как чередование слоев флюорита и кальцита или флюорита и вмещающей породы. В массивном флюорите полосчатость обычно определяется цветом полос, например, как чередование слоев фиолетового и бледноокрашенного флюорита. Местами слои флюорита могут различаться по количеству сопутствующих сульфидов. Во многих жилах, кроме полосчатых, отмечаются и сланцеватые текстуры, причем на некоторых поверхностях скола могут быть видны зеркала скольжения, запечатлевшие пострудные подвижки по разлому. Центральные части жил, даже не несущих признаков рассланцевания, нередко содержат пропластки тектонической глинки мощностью от 1 до 6 дюймов.

Галенит обычно встречается в виде рассеянной вкрапленности и метасоматических прожилков в флюорите. Мощность жилок обычно не более 1 дюйма, контакты образованы гранями кубических зерен галенита. Фотографии галенита, локализовавшегося вдоль плоскостей спайности кальцита, приведены Каррие ром [5].

Сфалерит образует отдельные кристаллические включения, скопления и прожилки во флюорите. Местами по плоскостям спайности происходит замещение сфалеритом флюорита [5]. В некоторых пустотах наблюдалось отложение кристаллов флюорита поздней генерации на кристаллах сфалерита. Сфалерит может также присутствовать в виде рассеянной вкрапленности в боковых породах жил. Его взаимоотношения с галенитом не вполне ясны. Хотя оба сульфида пользуются распространением в одних и тех же локальных участках, из-за присущей им рассеянной формы выделения непосредственные взаимоотношения удается наблюдать редко. В одном образце из рудника Джефферсон отмечалось пересечение флюорита прожилком галенита, содержащего островную вкрапленность сфалерита; поскольку флюорит также содержит редкую, представленную единичными кристаллами вкрапленность сфалерита, можно предполагать, что сфалерит галенита является остаточной примесью от вмещающего флюорита.

Халькопирит обычно встречается в виде мелких зерен как во флюорите, так и в других сульфидах. Количества его столь незначительны, что никаких достоверных соотношений зафиксировать невозможно.

Пирит количественно наименее распространен, встречается в виде зерен и корок на гранях кристаллов флюорита и других сульфидов. Образует также тонкие прожилки в жилах и боковых породах.

Барит встречается в виде незакономерно распределенных кристаллических скоплений в флюоритовых жилах, замещает флюорит. Известны находки кристаллов барита в пустотах жил.

Пластовые метасоматические месторождения. Текстуры руд пластовых метасоматических месторождений могут быть определены как полосчатые, слабополосчатые и вкрапленные.

Полосчатые руды представлены слоями крупнокристаллического, преимущественно светлоокрашенного, практически чистог флюорита; они пере-

слаиваются с мелкозернистыми и более темными слоями, содержащими флюорит и другие минералы вместе с незамещенным известняком. Чередование слоев придает руде явный полосчатый облик, почему за ней и закрепилось местное название «енотовый хвост». Мощность слоев изменяется от долей дюйма до нескольких дюймов, обычно от 0,5 до 1 дюйма. Некоторые слои протягиваются на многие футы, другие быстро обрываются или расщепляются. В большинстве случаев полосчатость в основном параллельна главной контролирующей плоскости или изгибается и склоняется подобно обычной слоистости осадков. В некоторых обнажениях, однако, полосчатость искривлена, изогнута или разорвана таким образом, что возникающие формы трудно связать с какой-либо первичноосадочной структурой.

Флюорит крупнозернистых слоев образует две кристаллические корки, обращенные поверхностями нарастания к центру слоя. Местами эти корки смыкаются по неправильной, делящей слой примерно пополам плоскости, местами расходятся, давая место для центрального жильного выполнения или полости. Такая гребенчатая текстура свидетельствует, видимо, о том, что флюоритовые кристаллы нарастали в свободном пространстве.

Тонкозернистые, более темные слои гребенчатых текстур не обнаруживают. Они содержат флюорит, различные примеси, такие, как кальцит, железистый доломит, кварц и в некоторых месторождениях сфалерит. Из этих примесей кальцит и округлозернистый кварц являются остаточными от замещенного известняка; мелкокристаллический игольчатый кварц, по-видимому, образовался в ходе общего процесса минерализации. Относительно железистого доломита не известно, является ли он первичным или новообразованным минералом.

В некоторых полосчатых рудах месторождения Лед-Хилл и рудника Кейв-ин-Рок крупнозернистые слои представлены гребенчатым кварцем или гребенчатыми нарастаниями кварца на флюорите, а мелкозернистые слои сложены тонкозернистым кварцем, полностью замещающим известняк. В некоторых других месторождениях наблюдается полное или почти полное замещение баритом крупнозернистых слоев флюорита.

Хотя многие залежи сложены в основном полосчатыми рудами, известны также залежи, представленные частично или почти полностью рудами слабополосчатого типа, т. е. рудами, также состоящими из слоев различного цвета, зернистости и чистоты, но с менее четким проявлением этих признаков. В общем слабополосчатые руды содержат меньше флюорита, чем полосчатые, однако различия эти, как и в текстурном плане, носят скорее количественный характер. Часто можно наблюдать чередование пластов слабополосчатых и полосчатых руд.

Некоторые рудные пласты, не обнаруживающие никаких признаков полосчатости, содержат в том или ином количестве флюорит и иногда сфалерит в рассеянной форме. Такого рода слои встречаются местами среди полосчатых руд, но более обычны по периферии залежей. Они большей частью представлены слабоминерализованными известняками и, по-видимому, отвечают стадии, предшествующей возникновению слабополосчатых руд.

Массивный флюорит образует горизонтальные жилы и линзы в основном в кровле и по краям залежей и неравномерно распределенные скопления, близкие по форме к вертикальным жилам различной мощности. В некоторых рудных телах, залегающих в известняках формации Сент-Дженевив, массивный флюорит местами выполняет V-образные структуры, созданные падающими по направлению к центральной трещине пластами известняка или полосчатых руд [15]. Отложение массивного флюорита происходило, по-видимому, в основном в пустотах, но некоторая его часть могла образоваться и за счет непосредственного замещения известняка.

Наличие опознаваемых реликтовых структур известняка в рудах, согласно разделяемой всеми авторами точке зрения [2, 5, 8, 10, 11, 13], опреде-

ленно указывает на их метасоматический генезис. К числу такого рода структурных признаков относятся фоссилизированные формы, стилолиты, оолиты, границы первичных кристаллов кальцита и кварца и следы тонкой нормальноосадочной слоистости, фиксированные строчками алевритовых и глинистых частиц.

Полосчатые руды, по-видимому, образовались за счет параллельнослоистых, участками косослоистых, очень чистых известняков. Скрытая в свежих обнажениях слоистая текстура известняка отчетливо видна в выветрелых выходах по краям рудных залежей в районе рудников Виктория и Остин. Крупнозернистые, чисто флюоритовые слои, видимо, образовались за счет замещения относительно более крупнозернистых и более чистых слоев известняка. Слабополосчатые руды развились, напротив, по слабослоистым, структурно менее оолитовым и обычно более мелкозернистым известнякам, по-видимому, содержавшим примесь глинистого и кремнистого материала.

Вмещающие большинство месторождений полосчатых руд известняки формации Сент-Дженевив от слоя к слою и по простиранию весьма неоднородны литологически, что практически лишает возможности сопоставления разрезов на расстояниях, больших, чем первые сотни ярдов. Соответственная латеральная литологическая неоднородность присуща и залегающим на одном и том же стратиграфическом уровне рудам различных месторождений и частей месторождений. Примером могут служить локализованные в самых верхах формации Сент-Дженевив пространственно сближенные, отрабатываемые одним и тем же рудником Виктория, залежи Карлос и Аддисон (первая представлена отчетливо полосчатыми рудами, вторая, напротив, содержит много слабополосчатых разностей). Быструю изменчивость обнаруживает на многих месторождениях также и вертикальная последовательность переслаивания полосчатых и слабополосчатых руд.

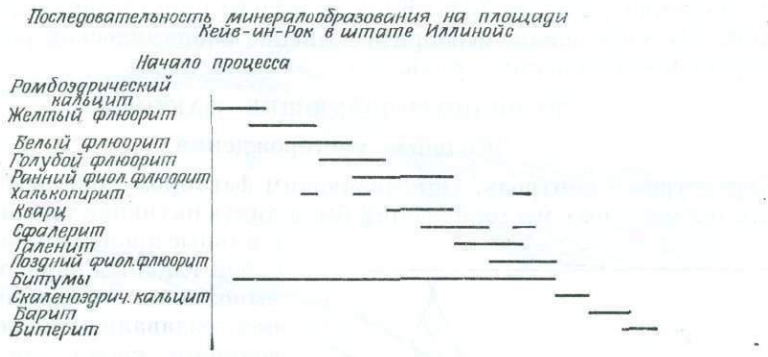
Брек [39], ссылаясь на пример некоторых руд района Ледвилл в штате Колорадо [9], приводит ряд серьезных доводов в пользу впервые выдвинутой Бастином [11] гипотезы о происхождении текстур полосчатости за счет диффузии и последовательно пульсирующего замещения. Действительно, в рудах месторождения Кейв-ин-Рок можно встретить редкие типы полосчатых текстур, обязанных своим происхождением процессам диффузии; таковы концентрически зональные окаймления флюорита вокруг включений известняка в руде. Однако авторы считают, что в целом руды района Иллинойс структурно принципиально несхожи с рудами района Ледвилл, а полосчатость руд месторождения Кейв-ин-Рок в основном обусловлена первичноосадочным сложением оолитовых известняков.

Минеральные парагенезисы

Хотя *жильные* и *пластовые метасоматические* месторождения несколько различаются между собой по количественному минеральному составу, общая последовательность минералообразования в обоих случаях была, по-видимому, одинаковой. В жильных месторождениях первым отлагался кальцит, которым представлен основной объем жильного выполнения. В пластовых метасоматических месторождениях ранний кальцит также присутствует [43], но составляет незначительную часть залежей. Флюорит замещал кальцит жил, образуя флюоритовые жильные тела. В пластовых метасоматических проявлениях флюорит также замещал ранний кальцит, но основные руды образовались за счет замещения вмещающих известняков. Как в жильных, так и в пластовых метасоматических месторождениях стадии отложения кальцита и флюорита несколько перекрывались. Холл и Фридман [43] разработали детальную схему последовательности минералообразования для месторождений группы Кейв-ин-Рок, выделив пять различно окрашенных генераций флюорита (фиг. 5).

Кварц, сфалерит и галенит, по-видимому, отлагались почти одновременно, причем в течение значительного промежутка времени вместе с флюоритом. Присутствующие только в очень небольших количествах халькопирит и пирит встречаются внутри и на поверхности флюоритовых кристаллов и скорее всего отлагались во времени так, как это показано на фиг. 5.

Поздний скаленоэдрический кальцит известен и в жильных, и в пластовых метасоматических месторождениях в виде наростов на флюорите, кварце



Ф и г. 5. Последовательность минералообразования на площади Кейв-ин-Рок [43].

и сульфидах, но в обоих типах не образует крупных скоплений, Полости выстланные зубчатыми кристаллами кальцита («собачьи зубы»), находятся и в жильных, и в пластовых телах.

Барит встречается в пустотах и замещает известняк, кальцит и флюорит. Витерит и стронцианит (известные только на руднике Минерва-1) находятся также в пустотах. Витерит местами как будто образуется в качестве продукта изменения барита.

Битумы в виде включений во флюорите фиксируются в течение всего процесса минерализации. Известны также натеки битумов на поверхности кристаллов позднего флюорита.

Сорта руд

По ряду причин (таких, как низкие цены на флюорит, его прямая в отличие от руд большинства металлов товарность, детальность коммерческих спецификаций и массивная форма залегания) сортность руд в смысле процентного содержания не играла в флюоритодобывающей промышленности той традиционной определяющей роли, как в добыче металлов. На жильных месторождениях сорта руд обычно выражаются в виде мощности зоны CaF_2 в жиле. Например, на плане рудника соответствующие сведения могут представляться как «CaF_2 1 фут» или «CaF_2 5 футов»; при этом флюорит в общем объеме жильного выполнения, представленного обычно также кальцитом и материалом боковых пород, может составлять и 15, и 100%. Надо полагать, что каждая компания соответственно стоимости горных работ исходит из своего минимально-рентабельного для отработки значения мощности; однако, как правило, в течение вот уже многих лет к промышленным телам в районе относятся только жилы с общей мощностью зоны флюорита не менее 2 футов. Конечно, это значение мощности справедливо только как средняя величина; на практике учитываются также условия отработки, вид и характер распределения примесей (особенно кремния) и другие факторы. В известной степени рентабельность того или иного участка жилы зависит от присутствия или отсутствия сфалерита и в меньшей мере галенита, хотя сульфиды рас-

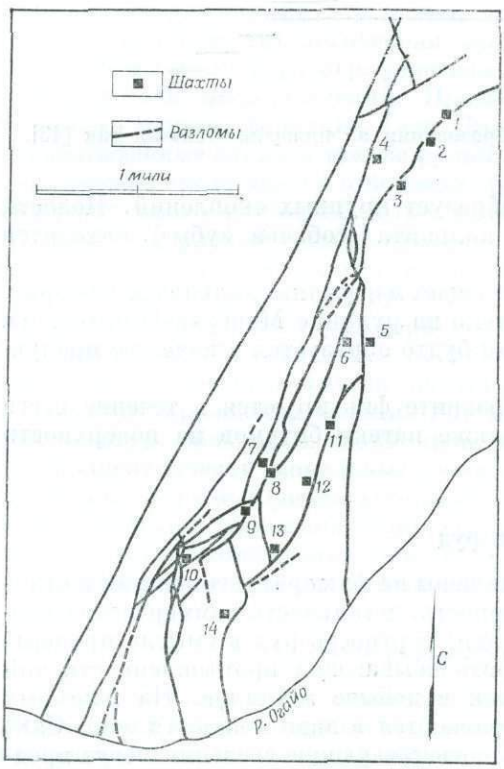
пределены настолько неравномерно и содержания их обычно столь низки, что они мало влияют на экономику добычи.

В пластовых метасоматических месторождениях процентные содержания CaF_2, сфалерита и галенита имеют большее значение. Хотя никаких определенных пределов минимальных содержаний не установлено, рентабельными обычно считаются руды, содержащие при отсутствии сопутствующих сульфидов не менее 30% CaF_2. Известны, однако, случаи, когда вблизи проходящихся горных выработок отрабатывались тела с содержанием флюорита вплоть до немногим более 20%. Если сульфиды присутствуют в количествах, больших 4%, содержание флюорита в оценке экономической рентабельности руд играет второстепенную роль.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Жильные месторождения

Структурный контроль. Определяющим фактором локализации и формы рудных тел жильных месторождений была дизъюнктивная тектоника. Так как жильные проявления представляют собой главным образом трещинные выполнения, разрывные нарушения создавали одновременно и проводящий канал для циркуляции растворов, и полость для минерального осаждения.



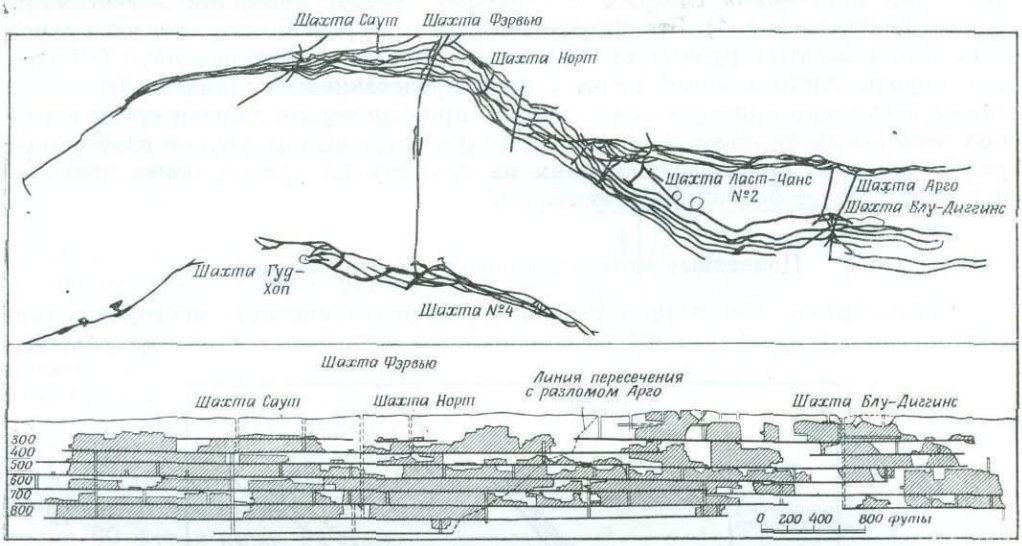
Ф и г. 6. Тектоническая схема и размещение рудников на площади Розиклэр (по Бакстеру и Деборо [49] с изменениями).

Основные рудники площади Розиклэр: *1* — шахта Стьюарт; *2* — шахта Юрика № 1; *3* — шахта Юрика № 6; *4* — шахта Хокинс; *5* — шахта Хилсайд-Плант; *6* — шахта Дейзи № 2; *7* — шахта Арго; *8* — шахта Блу-Диггинс; *9* — шахта Ласт-Чанс; *10* — шахта Фэрвью; *11* — шахта Нью-Гелия (рудник Розиклэр); *12* — шахта Розиклэр-Плант; *13*—шахта № 4 (рудник Гуд-Хоп); *14* — шахта Гуд-Хоп.

На фиг. 6 показана схема разломов на площади Розиклэр, в пределах которой локализована самая продуктивная в районе Иллинойс — Кентукки жильная система. На фиг. 7 показана часть эксплуатационных выработок «Алуминиум - компани - оф - Америка» в южной части системы Розиклэр. Жилы выполняют сложную систему ветвящихся и пересекающихся сбросов. Разлом Розиклэр (вдоль него расположены шахтные стволы 11, 12, 13 и 14) и разлом Блу-Диггинс (шахты 8, 9 и 10) приблизительно параллельны друг другу и простираются по азимуту 20—30° СВ; их сечет простирающийся субмеридионально разлом Хилсайд (шахта 5). Разломы Арго (шахта 7) и Дейзи (шахта 6), по-видимому, ответвляются от разлома Блу-Диггинс. К северо-востоку от разлома Хилсайд минерализация протягивается в северо-восточном направлении по зоне, представляющей собой, видимо, систему взаимопересекающихся сбросов. Разлом Хокинс (шахта 4), характеризующийся максимальными по всей системе Розиклэр смещениями, показан предположительно как продолжение разлома Арго. Шахта, пройденная по жиле разлома Хокинс, дала очень небольшие количества руды.

Падение разломов западное, обычно под углами 70—80°; единственное исключение составляет сброс Блу-Диггинс, падающий на восток под углами редко круче 65°, местами вплоть до 45°. На глубине около 800 футов разлом Блу-Диггинс пересекает падающий ему навстречу сброс Дейзи.

Вертикальные амплитуды сбросовых смещений по разломам системы Розиклэр изменяются от нескольких футов до 650 футов. В интервале смещений от 25 до 500 футов расстояние перемещения по разлому не влияет существенно на мощность локализующейся в нем жилы. Жилы, приуроченные



Ф и г. 7. План и продольный разрез эксплуатационной системы «Алуминиум-компани-оф-Америка» на площади Розиклэр (по Шеферу и др. [37] с использованием данных, предоставленных «Алуминиум-компани-оф-Америка», 1965).

к сбросам с вертикальными амплитудами подвижек менее 25 футов, однако обычно более узкие; возможно, при таких небольших подвижках неровности плоскости сброса еще не успевают сказаться настолько, чтобы обусловить достаточное раскрытие трещины. При дифференциальных вертикальных перемещениях более 500 футов жила за счет интенсивного дробления и истирания боковых пород выполняется брекчированным и милонитизированным материалом.

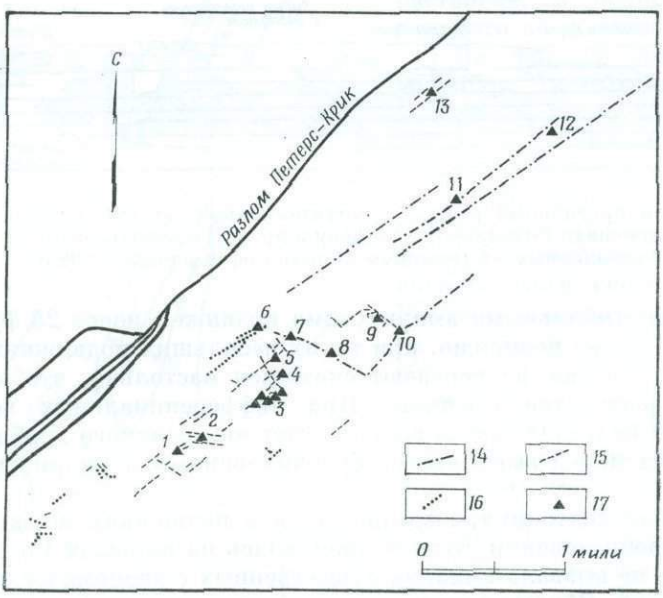
Пострудная тектоника, выразившаяся в подвижках по жилам и поперечном сбрасообразовании, хотя и проявилась на площади Розиклэр вполне отчетливо, но не вызвала никаких существенных с экономической точки зрения последствий. Сбросы вдоль жил и параллельно им местами обусловили некоторые смещения жильных тел. Поперечные разломы могут смещать саму жилу, но обычно не настолько, чтобы возникали трудности в проведении горных работ. Некоторые поперечные сбросы минерализованы. Так, например, разлом, секущий жилу Блу-Диггинс, содержит сфалерит, цементирующий брекчию боковых пород. Однако, насколько известно, ни один из поперечных сбросов не несет промышленной минерализации.

Стратиграфический контроль. Хотя локализация руд жильных месторождений в известной мере зависела от физико-химической «благоприятности» пород, в целом этот факт не был контролирующим. Тем не менее литология вмещающих пород все же оказывала известное общее влияние на процесс, определяя размеры и выдержанность рудных столбов и тем самым стратиграфическую позицию промышленных залежей. Наиболее крупные в смысле длины, вертикальной протяженности и средней ширины рудные тела

локализованы в основном на интервале пересечения разломами легче поддающихся дроблению известняков формаций Сент-Дженевив и Сент-Луис. Высокопродуктивны также участки жил, пересекающие, как правило, массивные часто окварцованные известняки формаций песчаников Бетел и Сипресс. Напротив, к сланцам, сланцевым известнякам и песчаникам, как к более устойчивым в процессе дробления породам, приурочены участки относительного сужения жил. Как следствие, наиболее рудопродуктивны в целом по территории участки разломов на стратиграфических уровнях кровли формации песчаников Сипресс и особенно кровли формации известняков Сент-Дженевив (фиг. 1). Эта литологическая приуроченность не всегда строгая. Много богатых рудных столбов было найдено на интервалах, где боковые породы жилы с одной из ее сторон представлены сланцами. Известно также несколько примеров жил, давших промышленные залежи среди верхних честерских отложений, но оказавшихся пустыми или только слабоминерализованными при прослеживании на глубину на уровни более древних и в общем более благоприятных пород.

Пластовые метасоматические месторождения

Структурный контроль. Пластовые метасоматические месторождения располагаются вдоль *зон трещиноватости* и *небольших дорудных сбросов*,



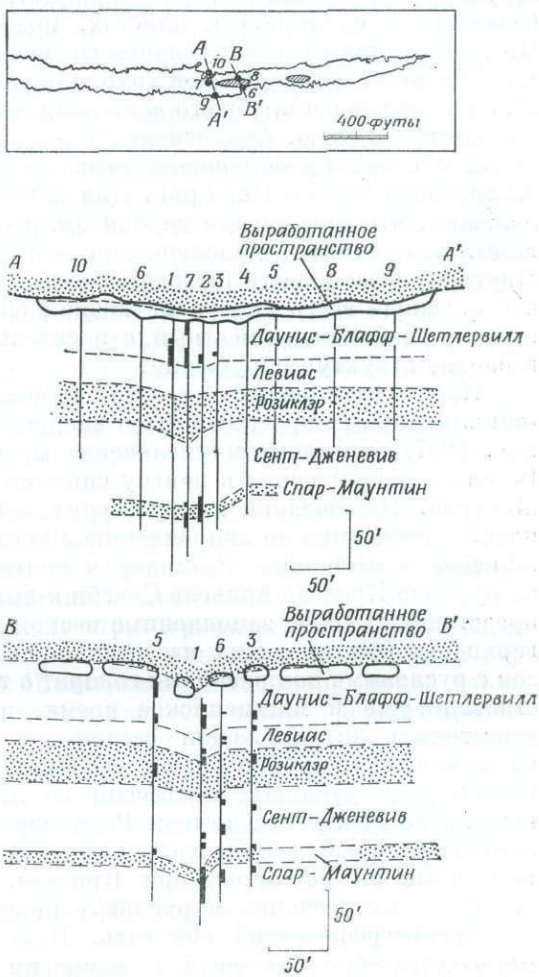
Ф и г. 8. Основные рудоконтролирующие структурные элементы и размещение рудников на площади Кейв-ин-Рок (по Трогану [15], с изменениями).

1 — шахта Аддисон месторождения Виктория; *2* — шахта Карлос месторождения Виктория; *3* — шахты 1, 2, 5, 6, 7 месторождения Кристал; *4* — шахта 3 месторождения Кристал; *5* — шахта 4 месторождения Кристал; *6* — шахта месторождения Дейвис-Дирдорф; *7* — шахта месторождения В. Л. Дейвис-2; *8* — шахта месторождения А. Л. Дейвис; *9* — шахта месторождения Уэст-Грин; *10* — шахта месторождения Ист-Грин; *11* — шахта месторождения Оксфорд; *12* — шахта месторождения Минерва-1; *13* — шахта месторождения Хилл-Ледфорд; *14* — известняк Даунис-Блафф; *15* — кровля известняка Сент-Дженевив; *16* — горизонт песчаника Спар-Маунтин; *17* — основные шахты.

простирающихся соответственно по азимутам 30—60° СВ и 95—150° ЮВ (фиг. 8). Наибольшая протяженность характерна для зон северо-восточного заложения; вдоль них локализуются наиболее крупные рудные залежи, например рудное тело вдоль юго-восточной из числа двух показанных на фиг. 8 трещинных зон (северо-восток площади) имеет в длину более 2 миль.

Хотя основная масса руд локализовалась вдоль этих трещинных зон путем непосредственного замещения известняков, ряд признаков указывает на то, что происходило также выщелачивание пород. Некоторые из этих признаков [например, утоньшение внутрирудных слоев известняка и сопряженное проседание непосредственно перекрывающих рудное тело пластов (фиг. 4), отороченные кристаллическими нарастаниями пустоты в руде и относительно редкая встречаемость в верхних частях рудных тел, сцементированных флюоритом брекчий] являются скорее сопутствующими, чем контролирующими факторами. Однако один тип выщелачивания, а именно брекчиевые трубки обрушения, имел, по-видимому, по крайней мере местное рудоконтролирующее значение.

Брек [39] описал две брекчиевые трубки, одну на руднике Норт-Грин и другую на месторождении Хилл. На руднике Норт-Грин глыбы песчаника Бетел были установлены на 100 футов и песчаника Розиклэр на 60 футов ниже их соответственного стратиграфического положения, причем скважина, достигшая глубины 110 футов от подошвы песчаной пачки Спар-Маунтин, так и не вышла из тела минерализованных брекчий. На месторождении Хилл песчаник Розиклэр просел вниз по брекчиевой трубке на расстояние до 75 футов. Структуры обрушения были обнаружены также в северо-восточной части месторождения Минерва-1 (Саксби, личное сообщение, 1967). На фиг. 9 показаны положение брекчиевых трубок на одном из горизонтов рудника Минерва и два разреза, иллюстрирующих отношение брекчий обрушения к вмещающей их структуре. На разрезе $A - A'$, проведенном вблизи тела брекчий, видно плавное искривление подошвы песчаника Бетел, образующего характерный для пластовых метасоматических месторождений синклинальный прогиб. На разрезе $B - B'$, проведенном через одну из брекчиевых трубок, видно «нырянье» подошвы песчаника Бетел в зону обрушения. Непосредственно в выработке фиксируется крутое до 45° погружение подошвы песчаника Бетел и подлежащих известняков Даунис-Блафф к центру трубки. И песчаники, и известняки подроблены, а затем сцементированы рудными минералами, однако относительные смещения блоков песчанико



Ф и г. 9. План брекчиевых тел на руднике Минерва-1 и разрезы, иллюстрирующие детали структуры.

Вертикальными линиями на разрезах показаны буровые скважины; совпадающие номера отвечают различным скважинам. Под номером 1 на разрезе BB' показана проекция скважины, пробуренной в боковых породах непосредственно за брекчиевой трубкой (по схемам, предоставленным Саксби).

и известняков незначительны. По всей видимости, процесс обрушения происходил не катастрофически, а развивался постепенно по механизму последовательного проседания.

Об интенсивной деятельности минерализующих растворов в районе структур обрушения говорит присутствие промышленной минерализации (флюорит и сфалерит) в пластах, подлежащих главному рудному телу. По наблюдениям Саксби (личное сообщение, 1967), эта минерализация распространяется от брекчиевой трубки неравномерно, главным образом на юго-запад в направлении общего восстания пород и значительно менее на северо-восток по падению. Аналогичные пространственные соотношения минерализации и структур обрушения отмечались Броком [39] на месторождениях Хилл, Норт-Грин и Ист-Грин. Для изучавшихся им рудных тел Брек предположил, что брекчиевые трубки были основными рудоподводящими каналами. Это, однако, маловероятно для двухмильного тела месторождения Минерва, содержащего брекчии обрушения только в своей северо-восточной части. Скорее всего минерализующие растворы поднимались по всей трещинной зоне, собираясь в местный, относительно более концентрированный поток в районе структур обрушения.

Предположение об участии процессов седиментации в образовании «синклинальных прогибов» было впервые высказано Саксби (личное сообщение, 1967), отметившим увеличение мощности базальных слоев песчаника Бетел по направлению к центру синклинального прогиба на месторождении Минерва. Наблюдение в нескольких местах такого увеличения мощности пластов песчаника по направлению к центру рудного тела на месторождении Минерва и песчаника Розиклэр в контакте с известняком Сент-Дженевив на руднике Кристал привело Саксби к выводу, что «синклинальные прогибы» представляют собой заполненные песком пологие русловые депрессии на поверхности нижележащих известняков. Совпадение рудоносных трещинных зон с русловыми понижениями говорит о том, что эти нарушенные зоны существовали уже в миссисипское время, проявляясь в эрозионном рельефе известняков до отложения песчаников. Так как песчаник Бетел лежит на известняке Даунис-Блафф несогласно [54], гипотеза о существовании такого рода русловых депрессий не лишена оснований. Предполагаемое несогласие между песчаником Розиклэр и известняком Сент-Дженевив [54] говорит в пользу возможности того, что и структурные соотношения, установленные на месторождении Кристал, могут представлять собой также выполненные песчаником русловые понижения.

Стратиграфический контроль. Постоянная приуроченность пластовых метасоматических залежей к немногим определенным стратиграфическим интервалам явно свидетельствует о том, что некоторые пласты были особенно благоприятны для локализации руд. Как уже отмечалось выше, выделяется три основных рудовмещающих горизонта, снизу вверх: 1) внутри известняка Сент-Дженевив на уровне песчаной пачки Спар-Маунтин; 2) в верхах формации известняка Сент-Дженевив непосредственно под песчаником Розиклэр; 3) в верхах формации известняка Даунис-Блафф под песчаником Бетел. Причина или причины, предопределившие особенную благоприятность этих трех интервалов, однако, неясны. Единственным очевидным общим признаком является то, что во всех трех случаях они представлены известняками, однако в разрезе, сложенном преимущественно известняками, это, конечно, не исключительное отличие. Литологически нижние два горизонта представлены светлыми, оолитовыми, весьма чистыми известняками; верхний горизонт представлен известняками, серыми до серо-коричневых, тонко- и крупнозернистыми, местами оолитовыми, обычно содержащими фауну и мелкоземистые примеси. В стратиграфическом отношении сближаются между собой верхние два горизонта; именно, оба интервала расположены непосредственно под перекрывающими в базальных слоях сланцеватыми

песчаниками, которые предположительно могли служить экранами для минерализующих растворов. Нижний горизонт, хотя и перекрыт местами известковистыми песчаниками пачки Спар-Маунтин, в действительности наиболее минерализован в участках, где песчаник отсутствует и вышележащие слои представлены темными известняками [39]. Эти очевидные различия в стратиграфической характеристике, однако, наводят на мысль о некотором закулисном контролирующем факторе. Возможно, что каждый благоприятный интервал пережил, как предположил Брек [39], действие эрозии и (или) переработку во время стратиграфического перерыва. Несогласный характер контакта между отложениями формаций Даунис-Блафф и Бетел общепризнан; по ряду признаков не исключено, что верхи формации Сент-Дженевив также, по крайней мере частично, подвергались действию эрозии. Однако горизонт пачки песчаника Спар-Маунтин не несет никаких признаков эрозионного воздействия, и верхний, и нижний его контакты постепенны [54]. Но поскольку пачка Спар-Маунтин представлена линзовидными телами, т. е. отлагалась не по всей площади, возможно, что нижележащий пласт мог подвергнуться переработке в местах, где не было песчаных осадков. К сожалению, из-за плохой обнаженности не представляется возможным провести сравнительный анализ текстур перекрывающих оолитовых известняков и оолитовых пластов самой пачки. Действительно, соответствующий переходный интервал вскрыт только в шахтных выработках, т. е. там, где оолитовые слои минерализованы.

Очевидно, что предположение о перерыве в осадконакоплении в кровле всех трех рудолокализующих горизонтов, пусть даже подкрепленное полевыми наблюдениями, еще не объясняет определенно как таковой причины особенной благоприятности этих пластов. Следует отметить, что этот признак не является даже исключительным. В стратиграфическом разрезе района существует еще одно несогласие между известняком пачки Левиас и перекрывающими отложениями пачки Шелтервилл. Это возражение, однако, легко снимается, так как известняк пачки Левиас местами содержит промышленную минерализацию. Таким образом, наиболее сильным аргументом в пользу контролирующей силы фактора стратиграфических перерывов является то обстоятельство, что он, по-видимому, единственный общий для всех трех благоприятных горизонтов исключительный признак.

Пути движения растворов

Относительно жильных месторождений, локализующихся в протяженных в плане и на глубину разломах, вполне логично предположить, что эти же самые разломы служили и основными проводниками для движения растворов. Относительно пластовых метасоматических месторождений площади Кейв-ин-Рок существует общепринятая [19, 55] гипотеза, согласно которой основной рудоподводящей структурой был разлом Крик, параллельно удаленный от минерализованного блока на расстояние 0,5 мили. Предполагается, что, поднимаясь по этому сбросу, характеризующемуся смещениями более чем на 1000 футов, растворы встречали участки, запечатанные тектонической глинкой, и уходили в более мелкие трещины боковых пород, которые отводили их вбок и вверх вплоть до встречи с благоприятными вмещающими породами.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ

Хотя временные отношения между некоторыми геологическими событиями, связанными с генезисом флюоритовой минерализации, не вполне ясны, можно все же наметить определенную логическую последовательность

геологических событий, которая по крайней мере не противоречит имеющимся данным.

1. Сжатие в юго-восточном направлении, обусловившее надвигание и, возможно, некоторые сдвиговые перемещения по Шонитаунской тектонической зоне.

2. Одновременное со сжатием внедрение в фундамент щелочной магмы по ослабленному юго-восточному направлению, вызвавшее куполообразное воздымание вышележащих слоев и проникновение в них по трещинам растяжения магматического материала с образованием мафических даек.

3. Снятие сжимающих напряжений, охлаждение и сокращение объема магмы, вызвавшее оседание вышележащих слоев и сбросовые смещения по заложенным еще в период сжатия северо-восточным трещинам.

4. Эксплозивная магматическая активность, образовавшая купол Хикс и интрузивные брекчии. Она протекала, по-видимому, почти одновременно со сбрасообразованием.

5. Последующая, но тесно сближенная во времени с магматической активностью минерализация.

ВТОРИЧНЫЕ РУДЫ

Растворение карбонатного материала при выветривании пород ведет к образованию остаточных залежей флюорита, которые отрабатывались во многих частях района. Хотя среди остаточных тел нет крупных месторождений и преобладают мелкие, они представляют собой благоприятный объект в том смысле, что для извлечения заключенного в глинистой массе флюорита требуется лишь простейшее оборудование типа погрузочной лопаты или драглайна и промывочного стола. Сколько всего флюорита было добыто в районе Иллинойс — Кентукки из остаточных месторождений, точно не известно, но скорее всего остаточными рудами представлена только небольшая доля от общей продукции района.

Окисленные сульфидные руды в районе Иллинойс — Кентукки почти не эксплуатировались. В одном случае на месторождении Патрик на площади Кейв-ин-Рок в штате Иллинойс «Лед-корпорейшн-оф-Алуминиум-компани-оф-Америка» начала отработку галенит-церусситовой залежи, но встретилась с трудностями получения товарного продукта из церуссита [19]. Согласно Карриеру [7], в штате Кентукки было несколько крупных скоплений смитсонита. Из них наиболее значительными были, по-видимому, залежи на месторождении Хатсон, где в настоящее время ниже зоны окисления встречены сфалеритовые руды, и на руднике Олд-Джим, работы на котором не ведутся уже много лет.

ГЕНЕЗИС РУД

В течение длительного периода времени большинством исследователей флюоритовых месторождений района Иллинойс — Кентукки принималась точка зрения, согласно которой руды месторождений отложились из отделившихся от магмы флюидов [5, 11, 19]. Наличие в районе тел интрузивных пород и традиционное представление о флюорите как о магматогенном материале считались достаточным основанием для подобного утверждения. Брек [47] привел ряд заслуживающих внимания аргументов в пользу латераль-секреционной гипотезы; однако последующие публикации по минералогии и химическому составу интрузивных пород, составу флюидных включений в рудных и жильных минералах, изотопному составу и содержанию примесей в галенитах рудного района поддержали скорее точку зрения о магматогенно-гидротермальном происхождении руд.

Недавнее обнаружение нефелин-полевошпатового интрузива и определение в карбонатизированной интрузии обломков эгиринового сиенита свидетельствуют о наличии на глубине тела сиенитового состава. Повышенные концентрации флюорита, тория, редких земель, бериллия, циркония, ниобия и титана в брекчиях района купола Хикс отвечают ассоциации элементов, связанных с щелочными породами [50]. Таким образом, вероятным источником флюоритоносных растворов являлась скорее всего интрузия щелочной магмы.

Температуры минералообразования, определенные Фреасом [34] и Гроганом и Шродом [16] по флюидным включениям в различных минералах флюоритовых тел, отвечают интервалу 90—140° с учетом поправки в +13° на литостатическое давление на предполагаемой глубине минералообразования 3000 футов. Это приблизительно в 2—3 раза больше, чем температуры пород, рассчитанные из представления о нормальном геотермическом градиенте. По предварительным данным, в течение времени роста отдельных кристаллов температура среды менялась иногда на 15°, причем более высокие значения температуры обычно отвечают начальным стадиям роста. Сфалерит и кварц отлагались при несколько более низких температурах, чем флюорит. Фреас [34], сопоставляя свои данные по температурам и последовательности минералообразования, пришел к выводу, что в течение периода рудообразования имели место два импульса поступления гидротермальных растворов одинакового состава и температуры.

Состав рудообразующих растворов изучали предварительно Гроган и Шрод [16] и детально Холл и Фридман [43]. В общем флюид представлял собой концентрированный Na-Ca-Cl-рассол, насыщенность и состав которого изменялись во времени в ходе последовательного минералообразования.

Флюид включений в раннем флюорите по своим свойствам весьма близок к рассолам нефтяных месторождений, что дает основание предполагать, что это были обогащенные магматогенным фтором реликтовые воды. Флюид включений в кварце, однако, сильно отличается от флюида в раннем флюорите. Он менее концентрированный и содержит меньше дейтерия. Он не похож ни на современные поровые воды, ни на метеорные воды района, ни на продукт их смешения. Холл и Фридман предположили, что такой флюид образовался за счет разбавления системы относительно бедными фтором магматическими водами. Этот вывод основывается в значительной мере на полученных ранее данных, свидетельствующих о низком содержании дейтерия в магматической воде различных вулканических стекол, водусодержащих минералов гранитов и вулканических пород. Флюиды включений в сфалерите и галените по своему характеру промежуточны между растворами, заключенными в кварце и флюорите, что говорит об увеличении в системе относительной доли реликтовых вод. Состав флюидов включений в позднем флюорите близок к таковому во включениях в раннем флюорите. Предполагается, что такая эволюция состава отражает истощение магматического источника, приведшее в результате к замещению магматических флюидов богатыми фтором реликтовыми водами. Поздние сульфатные жильные минералы содержат значительно менее концентрированные растворы с весьма низким содержанием иона Cl^-. Содержание дейтерия в них также низко, как и во флюидах, заключенных в кварце. Возможно, что этот состав отражает дополнительное разбавление системы смесью магматических и метеорных вод.

Хейлом и др. [52] был недавно определен изотопный состав восьми галенитов района Иллинойс — Кентукки, в том числе трех проб из месторождений площади Кейв-ин-Рок и одной из минерализованной брекчии купола Хикс. Все галениты в сравнении с обычным свинцом относительно обогащены радиогенными изотопами и принадлежат к I-типу. Галенит из купола Хикс, однако, содержит меньше радиогенного свинца, чем другие. Если полученные значения Pb^{206}/Pb^{204} вынести на топографическую карту соответ-

ственно местам отбора проб, то отмечается общее увеличение отношения в направлении на юго-восток от купола Хикс.

Распределение флюорита, сфалерита и галенита в районе Иллинойс — Кентукки не обнаруживает никакой зональности; однако в галенитах отмечается уменьшение содержания серебра [52] в юго-восточном направлении от территории купол Хикс — площадь Розиклэр, а баритовые проявления более часто встречаются на периферии района [46]. По данным Хейла (личное сообщение, 1967), дополнительные анализы еще ряда галенитов района показали уменьшение содержания серебра также и в южном и западном направлениях от купола Хикс. Установленная таким образом зональность распределения серебра и барита вместе с наблюдением об увеличении доли радиогенного свинца в юго-восточном направлении от купола Хикс позволяет предположить, что рудоносные растворы поднимались в районе купола Хикс, а затем мигрировали в радиальном направлении. В отношении содержания радиогенного свинца можно предположить, что магматический свинец по мере удаления от источника прогрессивно обогащался радиогенным изотопом вмещающих пород.

В самое последнее время Амштуц и Парк на основании петрографического изучения руд выдвинули гипотезу о сингенетическом происхождении пластовых метасоматических залежей [53]. По нашему мнению, однако, описываемые ими как результат диагенетических преобразований текстуры руд могут быть с тем же успехом интерпретированы как реликты сохранившихся при замещении первичных текстур, осложненных эффектами растворения и переотложения вещества в ходе процессов минерализации.

Таким образом, флюоритово-цинково-свинцовые месторождения рудного района Иллинойс — Кентукки имеют смешанный магматогенно-гидрогермальный с участием реликтовых вод генезис. Латераль-секреционная и сингенетическая гипотезы могут удовлетворительно объяснить некоторые факты, но вся совокупность данных по месторождениям, в том числе такие признаки, как контроль со стороны сбросов и трещинных систем, связь флюоритовой минерализации с интрузивной активностью пермского или послепермского времени и тяготеющая к центру эксплозивной магматической активности зональность, может быть лучше объяснена с позиций изложенной в настоящей статье точки зрения.

ВЫВОДЫ

1. Флюоритово-цинково-свинцовые месторождения рудного района Иллинойс — Кентукки приурочены к разломам и системам трещиноватости и локализуются главным образом в средних и верхних формациях миссисипской системы. Интрузивные породы в районе представлены мафическими дайками и интрузивными брекчиями.

2. Рудный район расположен на площади развития сложного сбрососбразования, ограниченного с севера и северо-запада тектонической зоной Шонитаун — Раф-Крик и, по-видимому, соединяющегося на своем юго-западном продолжении с простирающейся на северо-восток Нью-Мадридской тектонической зоной.

3. Фундамент района образован пологим сводом северо-восточного простирания, вершиной которого является купол Хикс, представляющий собой хорошо выраженную куполовидную структуру с выходами интрузивной брекчии. Предполагается, что свод был образован действием глубинной интрузии щелочной магмы, становлению которой сопутствовало внедрение в северо-западные трещины растяжения мафических даек; в ходе охлаждения магмы скопившиеся газовые массы обусловили эксплозивную активность, образовавшую купол Хикс, а также дайки и некки интрузивных брекчий. Сбрососбразование стимулировалось отчасти уменьшением объема осты-

вавшей магмы, отчасти снятием сжимающих напряжений, образовавших тектоническую зону Шонитаун — Раф-Крик.

4. Рудные месторождения представлены двумя основными типами: жильными и пластовыми метасоматическими проявлениями. Жильные месторождения представляют собой тела выполнения вертикальных или субвертикальных сбросовых трещин; пластовые месторождения представлены телами замещения определенных пластов известняка вдоль трещин или небольших сбросов. Остаточные месторождения образовывались за счет выветривания первичных форм обоих типов.

5. Возраст минерализации был определен изотопным датированием минералов интрузивных пород как пермский или послепермский. Ряд данных говорит в пользу предположения о раннем верхнемеловом возрасте минерализации.

6. Приуроченность месторождений к разломам и системам трещиноватости и ассоциация флюорита с повышенными содержаниями редких земель, бериллия, ниобия и титана в интрузивных брекчиях купола Хикс свидетельствуют об эпигенетическом характере минерализации. Источником тепла, флюорита и металлов предположительно служило абиссальное тело щелочной магмы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Norwood J. G., Report on the Rosiclare lead mines, in Worthen A. H., Geology, Geol. Surv. of Ill., 1, 366—372, 1866.
2. Bain H. F., The fluorspar deposits of southern Illinois, U.S. Geol. Surv. Bull., 225, 1—75, 1905.
3. Ulrich E. O., Smith W. S. T., The lead, zinc, and fluorspar deposits of western Kentucky, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 36, 1—218, 1905.
4. Fohs F. J., Fluorspar, Eng. and Min. Jour., 81, № 1, 45—46, 1906.
5. Currier L. W., Igneous rocks, fluorspar, lead, and zinc, in Weller S., et al., The geology of Hardin County and the adjoining part of Pope County, Ill., Geol., Surv, Bull., 41, 235—244, 247—304, 1920.
6. Weller S., et al., Geology of Hardin County, Ill. Geol. Surv. Bull., 41, 1—416, 1920.
7. Currier L. W., Fluorspar deposits of Kentucky, Ky. Geol. Surv., ser. 6, 13, 1—198, 1923.
8. Spurr J. E., The Illinois-Kentucky ore magmatic district, Eng. and Min. Juor., 122, N 18, 19, 695—699, 731—738, 1926.
9. Emmons S. F., et al., Geology and ore deposits of Leadville mining district, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 148, 1—368, 1927.
10. Schwerin M., An unusual fluorspar deposit, Eng. and Min. Jour., 126, № 9, 335—339, 1928.
11. Bastin E. S., The fluorspar deposits of Hardin and Pope Counties, Illinois, Ill. Geol. Surv. Bull., 58, 1—116, 1931.
12. Hatmaker P., Davis H. W., The fluorspar industry of the United States, with special reference to the Illinois-Kentucky district, Ill. Geol. Surv. Bull., 59, 1—128, 1938.
13. Currier L. W., Wagner O. E., Jr., Geology od the Cave in Rock bistrict, U.S. Geol. Surv. Bull., 942, pt. 1, 1—72, 1944.
14. Muir N. M., Daisy fluorite mine, Rosiclare Lead and Fluorspar Mining Co., Hardin County, Illinois, U. S. Bur. Mines R. I. 4075, 1—16, 1947.
15. Grogan R. M., Structures due to volume chrinkage in the bedding-replacement fluorspar deposits of southern Illinois, Econ. Geol., 44, 606—616, 1949.
16. Grogan R.M., Shrode R. S., Formation temperatures of southern Illinois bedded fluorite as determined from fluid inclusions, Amer. Mineral., 37, 555—566, 1949.
17. U.S. Bureau of Mines Minerals Yearbooks 1949—1965, U.S. Bur. Mines, Dept. Interior, Washington, D.C.
18. Oesterling W. A., Geologic and economic significance of the Hutson zinc mine, Salem, Kentucky, Econ. Geol., 47, 316—338, 1952.
19. Weller J. M., et al., Geology of the fluorspar deposits of Illinois, Ill. Geol. Surv. Bull., 76, 1—147, 1952.
20. Anderson O. E., How Minerva Oil Company produces high-grade ceramic fluorspar, Eng. and Min. Jour., 154, № 3, 72—78, 1953.
21. Bailie H. E., Concentrating operations of the Ozark — Mahoning Company at Rosiclare, Illinois, Cowdrey and Jamestown, Colorado, A.I.M.E. Reprint, 1—18, 1954.
22. Brown J. S., et al., Explosion pipe in test well on Hicks Dome, Hardin County, Illinois, Econ. Geol., 49, 891—902, 1954.

23. Klepser H. J., Fluorspar deposits in western Kentucky, Part 3, Senator — Schwenk area, Tabb fault system, Caldwell County, U.S. Geol. Surv. Bull. 1012-F, 115—130, 1954.
24. Thurston W. R., Hardin G. C., Jr., Fluorspar deposits in western Kentucky, Part 3, Moore Hill fault system, Crittenden and Livingston counties, U.S. Geol. Surv. Bull., 1912-E. 81—113, 1954.
25. Trace R. D., Fluorspar deposits in western Kentucky, Part 2, Central part of the Commondore fault system, Crittenden County, U.S. Geol. Surv. Bull. 1012—C, 39—57, 1954.
26. Trace R. C., Fluorspar deposits in western Kentucky, Part 2, Mineral Ridge area, Livingston and Crittenden counties, U.S. Geol. Surv. Bull. 1012-D, 59—79, 1954.
27. Clegg K. E., Metamorphism of coal by peridotite dikes in southern Illinois, Ill. Geol. Surv. R.I., **178**, 1—18, 1955.
28. Hardin G. C., Jr., Babb fault system, Crittenden and Livingston Counties, in Fluorspar deposits in western Kentucky, U.S. Geol. Surv. Bull. 1012-B, pt. 1, 7—37,1955.
29. Clegg K. E., Bradbury J. C., Igneous intrusive rocks in Illinois and their economic significance, Ill. Geol. Surv. R. I., **197**, 1—19, 1956.
30. Bradbury J. C., Barite in the southern Illinois fluorspar district, Ill. Geol. Surv. Circ., **265**, 1—14, 1959.
31. Hardin G. C., Jr., Trace R. D., Geology and fluorspar deposits, Big Four lault system, Crittenden County, Kentucky, U. S. Geol. Surv. Bull., 1042-S, 699-724, 1959.
32. Harrison W. H., Slusher operations on narrow veins solves stoping problem, Min. Cong. Jour., **46**, № 10, 32—34, 1960.
33. Trace R. D., Significance of unusual mineral occurrence at Hicks Dome, Hardin County, Illinois, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 400-B, 63—64, 1960.
34. Freas D. H., Temperatures of mineralization by liquid inclusions, Cave in Rock fluorspar district, Illinois, Econ. Geol., **56**, 542—556, 1961.
35. Heyl A. V., Brock M. R., Structural framework of the Illinois — Kentucky mining district and its relation to mineral deposits, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 424-D, 3—6, 1961.
36. Kulp J.L., *Geological time scale*, *Science*, **133**, № 3459, 1105—1114, 1961.
37. Schaefer R. W., et al., Mining, milling, and water-control methods, Rosiclare Fluorspar Works, Aluminum Company of America, U.S. Bur. Mines, I. C., 8012, 52, 1961.
38. Bradbury J. C., Trace elements, rare earths, and chemical composition of southern Illinois igneous rocks, Ill. Geol. Surv. Circ., **330**, 1—12, 1952.
39. Brecke E. A., Ore genesis of the Cave in Rock fluorspar district, Hardin County, Illinois, Econ. Geol., **57**, 499—535, 1962.
40. Pryor W. A., Ross C. A., Geology of the Illinois parts of the Cairo, LeCenter, and Thebes qaudrangles, Ill. Geol. Surv. Circ., **332**, 1—39, 1962.
41. Trace R. D., Geology and fluorspar deposits of the Levias-Keystone and Dike-Eaton areas, Crittenden County, Kentucky, U.S. Geol. Surv. Bull., 1122-E, 1—26, 1962.
42. Baxter J. W., et al., Areal geology of the Illinois fluorspar district, Part 1 — Saline Mines, Cave in Rock, Dekoven, and Repton quadrangles, Ill. Geol. Surv. Circ., **342**, 1—43, 1963.
43. Hali W. E., Friedman I., Composition of fluid inclusions, Cave in Rock fluorite district, Illinois, and Upper Mississippi Valley zinc-lead district, Econ. Geol., **58**, 886—911, 1963.
44. McGinnis L. D., Earthquakes and crustal movement as related to water load in the Mississippi Valley region, Ill. Geol. Surv. Circ., **344**, 1—20, 1963.
45. Ross C. A., Structural framework of southernmost Illinois, Ill. Geol. Surv. Circ., **351**, 1—27, 1963.
46. Brecke E. A., Barite zoning in the Illinois-Kentucky fluorspar district, Econ. Geol., **59**, 299—302, 1964.
47. Brecke E. A., A possible source of solutions of the Illinois-Kentucky fluorspar district, Econ. Geol., **59**, 1293—1297, 1964.
48. McGinnis L. D., Bradbury J. C., Aeromagnetic study of the Hardin County area, Illinois, Ill. Geol. Surv. Circ., **363**, 1—12, 1964.
49. Baxter J. W., Desborough G. A., Areal Geology of the Illinois fluorspar district, Part 2 — Karbers Ridge and Rosiclare quadrangles, Ill. Geol. Surv., Circ., 385, 1—40, 1965.
50. Heyl A. V., et al., Regional structure of the southeast Missouri and Illinois — Kentucky mineral districts, U.S. Geol. Surv. Bull., 1202-B, 1—20, 1965.
51. Zartman R. E., et al., K — Ar and Rb — Sr ages of some alkalic intrusive rocks from central and eastern U.S., Amer. Jour. Sci., **265**, 848—870, 1967.
52. Heyl A. V., et al., Isotopic study of galenas from the Upper Mississippi Valley, the Illinois — Kentucky, and some Appalachian district, *Econ. Geol.*, **61**, 933—961, 1966.
53. Amstutz G. C., Park W. C., Stylolites of diagenetic age and their role in the interpretation of the southern Illinois fluorspar deposits, Mineralium Deposita, **2**, 44—53, 1967.
54. Baxter J. W., et al., Areal geology of the Illinois fluorspadistrict, Part 3 — Herod and Shetlerville quad rangles, Ill. Geol. Surv. Circ., **413**, 1—41, 1967.
55. Brecke E. A., Sulfide and sulfur occurrences of the Illinois Kentucky fluorspar district, Econ. Geol., 62, 376—389, 1967.

5

ГЕОЛОГИЯ РУДНОГО РАЙОНА ОСТИНВИЛЛ—АЙВАНХО, ШТАТ ВИРГИНИЯ

У. Х. Браун, Э. Н. Вейнберг

Свинцово-цинковые месторождения Остинвилл и Айванхо расположены в юго-западной Виргинии, в пределах складчатой провинции Аппалачской долины и Аппалачского хребта.

Начало добычи свинцовых руд относится к середине XVIII в., но уже через сто лет этот район для США стал главным поставщиком свинца. Извлечение цинка началось вскоре после окончания Гражданской войны, причем до 1902 г. разрабатывались только окисленные, «мягкие» руды. В 1902 г. рудник Остинвилл был приобретен «Нью-Джерси-цинк-компани», которая перешла на добычу первичных свинцово-цинковых руд. В 1927 г. построено современное предприятие с использованием флотационного процесса обогащения. В 50-х годах на одном из новых участков, расположенных вокруг основного рудника, вступил в строй рудник Айванхо.

Сведения о добыче в прошлом скудны. Известно, что с 1838 по 1868 гг. из недр извлечено около 10 000 т свинца и примерно столько же за предыдущие 80 лет. Добыча цинка до 1905 г. составила около 160 000 т. В период с 1905 по 1927 гг. эксплуатационные работы были практически прекращены, но велась разведка и разрабатывалась технология обогащения. С 1927 г. по настоящее время добыто 868 000 т цинка и 185 000 т свинца. Сейчас обогатительная фабрика ежедневно перерабатывает 2600 т руды, содержащей в среднем 3,7% цинка и 0,7% свинца.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

На фиг. 1 дана детальная сводная стратиграфическая колонка пород формации Шейди [1], среди которых располагаются все известные в районе рудные залежи, а на геологической карте района Остинвилл (фиг. 2) показано положение этих пород в общей стратиграфической колонке. Формация Элбрук мощностью 2000 футов представлена загрязненными примесями тонкослоистыми доломитами, известковистыми сланцами и доломитовыми известняками. Ниже располагаются породы формации Ром, мощность которых, судя по редким замерам, достигает 2000—3000 футов. Главную роль здесь играют доломиты, известняки и мощные пачки пестрых сланцев, окрашенных в красный и черный цвета.

Породы обеих формаций — Элбрук и Ром — отлагались, по-видимому, в мелководных условиях шельфа.

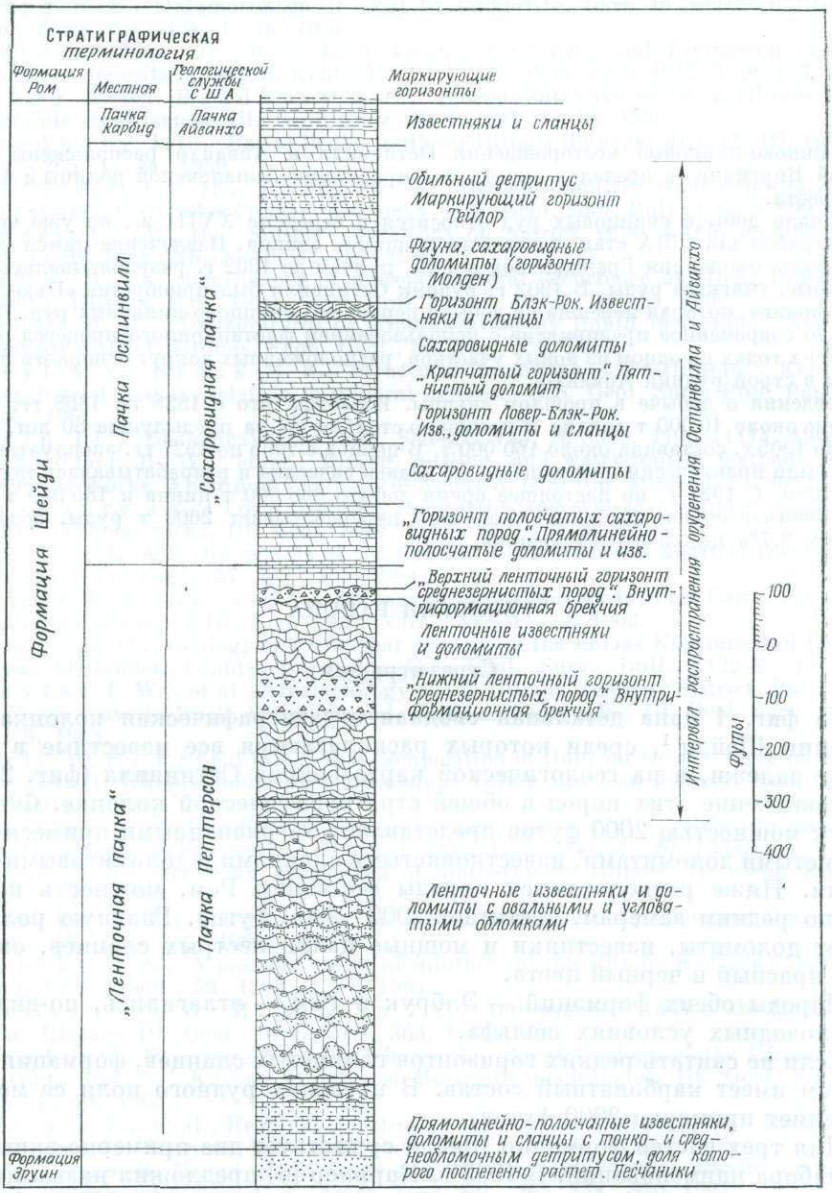
Если не считать редких горизонтов глинистых сланцев, формация Шейди в целом имеет карбонатный состав. В пределах рудного поля ее мощность составляет примерно 2000 футов.

Для трех частей формации Шейди существует два примерно эквивалентных набора наименований. В 1935 г. Карриер [6] предложил названия, представленные на фиг. 1 как термины Геологической службы США. «Местные» названия были приняты на картах и в отчетах на пять лет раньше, поэтому авторы предлагают придерживаться именно этих терминов.

---

[1] В переводе на русский язык означает «тухлая формация». Название обусловлено тем, что относящиеся к этой формации темные доломиты насыщены органическим веществом и при ударе издают резкий запах сероводорода.— *Прим. ред.*

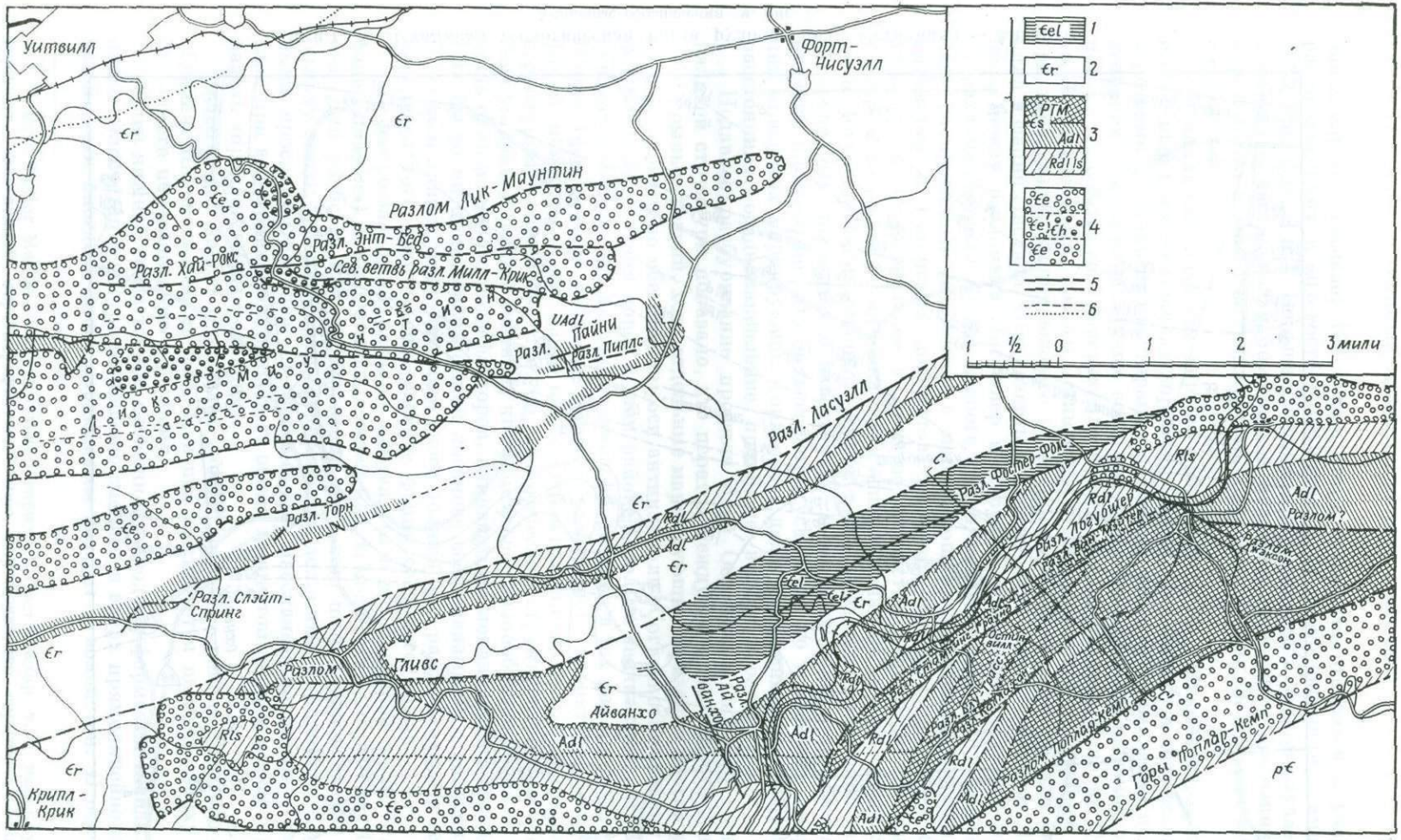
Верхнее подразделение формации Шейди — пачка Карбид — имеет ограниченное распространение и закартирована главным образом в непосредственной близости к Остинвиллу и Айванхо. Здесь она сложена кальцилютитом [1] с прослоями черных глинистых сланцев, а ее мощность примерно 100 футов. В этих породах встречается богатая рифовая фауна, описанная Рессером [8] как нижнекембрийская. В других участках пачка состоит в основном из детритусного калькаренита и кальцирудита [2], а мощность пачки



Ф и г. 1. Сводная стратиграфическая колонка для фации южного крыла антиклинали Остинвилл.

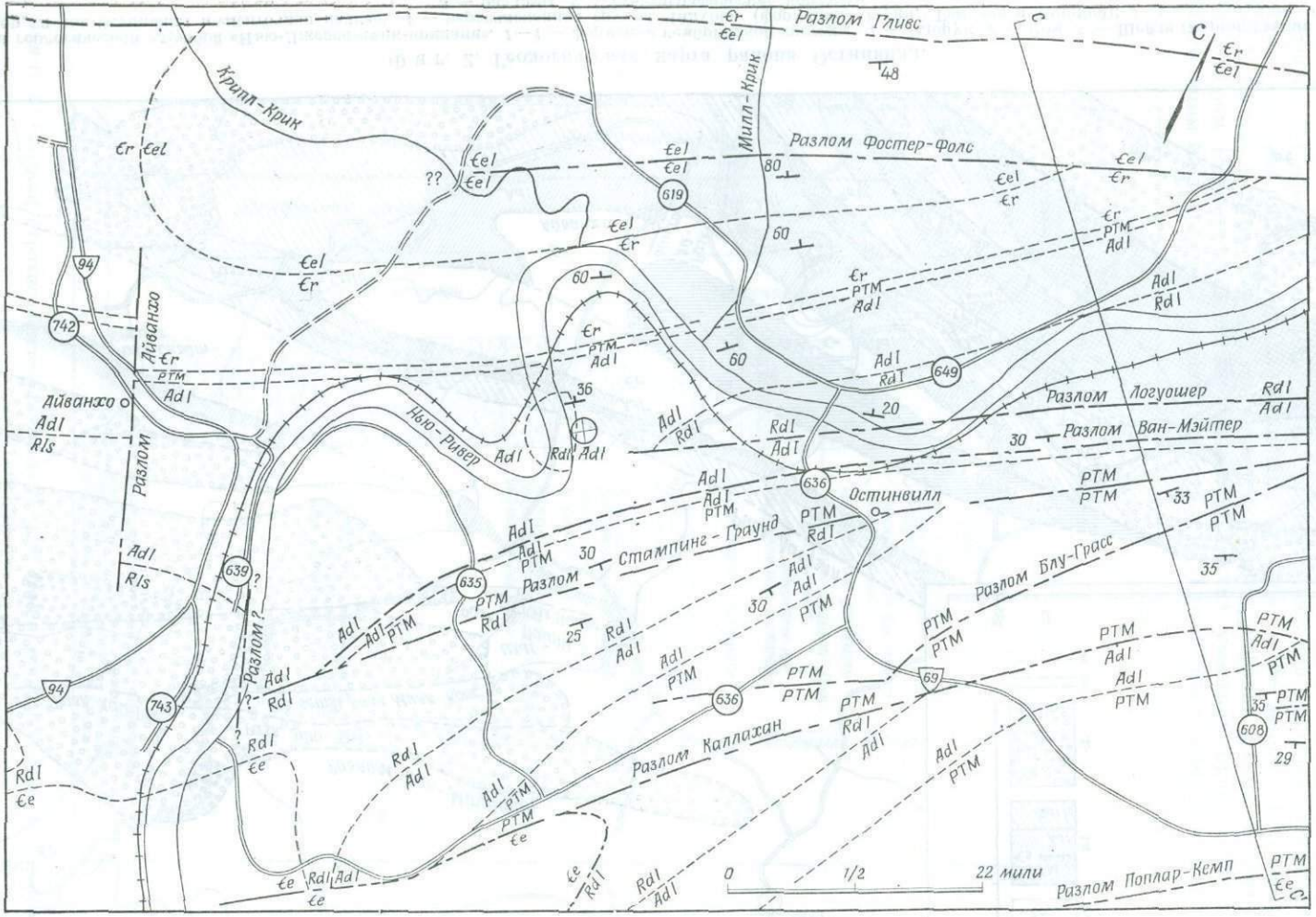
[1] Calcilutite — весьма тонкозернистый известняк. — *Прим. перев.*

[2] Calcarenite — известняк с зернами кальцита, а calcirudyte — известняковый конгломерат. — *Прим. перев.*



Ф и г. 2. Геологическая карта района Остинвилл.

Составлена геологической службой «Нью-Джерси-цинк-компани». *1—4* — формации кембрийской системы: *1* — Элбрук, *2* — Ром, *3* — Шейди (маркирующий горизонт Пост-Тейлор, п чка Остинвилл и «ленточная пачка»), *4* — нерасчлененная группа Чилхови (формации Эруин, Гэмптон и Юникой); *5—6*—структурные элементы: *5* — разломы, *6* — стратиграфические контакты.



Ф и г. 3. Детальная геологическая карта рудного поля Остинвилл — Айванхо.

Условные обозначения см. фиг. 2.

значительно превышает 100 футов. Это, в частности, относится к участку, расположенному к юго-востоку от Остинвилла и обозначенному символом *PTM* [1] на фиг. 2 и 3. Большая мощность объясняется в данном случае синхронностью части указанной толщи с базальным горизонтом формации Ром или тем, что в этом участке скорость осадконакопления была гораздо больше обычной.

Фациальные переходы хорошо наблюдаются не только в верхней, но и в средней и нижней пачках формации Шейди. Они бывают и постепенными, и резкими, как вкрест простирания разломов, так и в направлении их простирания или падения. Лучше всего эти переходы видны по падению разломов и, следовательно, поперек плоскостей напластования. В пачке Остинвилл в окрестностях самого Остинвилла устанавливаются по крайней мере три типа фаций: фации южного и северного крыльев антиклинали Остинвилл и фация Ласуэлл. Они развиты соответственно к югу от разлома Логуошер, между разломами Логуошер и Ласуэлл и, наконец, к северо-западу от разлома Ласуэлл. Фация южного крыла, показанная на фиг. 1, представлена сахаровидным доломитом с маркирующими прослоями детритусных, пятнистых и глинистых доломитов, мощность которых достигает 800—1000 футов. Относительное количество глинистых сланцев и известняков в разрезе возрастает к юго-востоку. Расположенная по другую сторону разлома Логуошер фация северного крыла также представлена мощной толщей сахаровидных доломитов и известняков, в которых меньше четких маркирующих пластов, но зато больше детритуса. Судя по трудностям корреляции отдельных маркирующих горизонтов даже на сравнительно небольших расстояниях, осадконакопление протекало весьма неравномерно.

Недавнее разбуривание профиля близ Остинвилла поперек антиклинальной структуры показало, что переход между фациями южного и северного крыльев резкий, хотя отдельные маркирующие горизонты иногда удается фиксировать по обе стороны оси антиклинали. Согласно Каллахану [16], фациальные различия пород в этом районе довольно значительны, что могло существенно повлиять на локализацию оруденения в тех или иных участках. Кроме того, по его мнению (личное сообщение), характер размещения фаций мог отразиться даже на особенностях площадного распределения структурных элементов, т. е. на геологической структуре района вообще. Авторы данной работы считают, что фациальное разнообразие пород — всего лишь один из целого ряда факторов, влиявших на локализацию оруденения. Как бы то ни было, смену фаций логичнее всего связывать с удалением от береговой линии; тогда источник сноса должен был располагаться к северо-западу от того участка, где развита фация северного крыла.

К северо-западу от разлома Ласуэлл (и в юго-западной части синклинали Спидуэлл) пачка Остинвилл имеет малую мощность — от 516 до 913 футов. Для удобства при картировании ее можно подразделить на три слоя (сверху вниз): 1) темно-серые тонкослоистые доломиты, 2) доломиты с обильными прослоями сланцев, 3) светло-серые массивные доломиты. Средний слой при выветривании приобретает облик глинистой породы и поэтому был назван «промежуточным сланцем».

«Ленточная пачка» в пределах рассматриваемого района довольно однообразна. Как показано на фиг. 1, в ней наблюдается переход сверху вниз от тонкого переслаивания к грубому.

Близ нижней трети толщи, сложенной породами формации Шейди, волнисто-полосчатая текстура постепенно сменяется вверх прямолинейно-полосчатой, хотя иногда и выше наблюдается возврат к волнистой. В основном

---

[1] Post Taylor Marker — маркирующий горизонт Пост-Тейлор, т. е. маркирующий горизонт, залегающий стратиграфически выше маркирующего горизонта Тейлор. — *Прим. перев.*

карбонатная по составу толща местами содержит детритусный материал, благодаря которому вырисовываются отдельные маркирующие горизонты. Одним из них является «нижний ленточный горизонт среднезернистых пород», обнаруженный лишь среди отложений фации южного крыла. В фации северного крыла ему эквивалентна группа маркирующих горизонтов, сокращенно называемая ТОМ. Ленточная пачка в фации северного крыла, по данным замеров в четырех сечениях, имеет мощность от 821 до 849 футов. В сводной стратиграфической колонке указана мощность около 1100 футов, что соответствует породам фации южного крыла.

Переход от «ленточной пачки» формации Шейди к формации Эруин постепенный, на интервале в несколько футов. В «ленточной пачке» вдоль контакта, на расстоянии до 50—150 футов от него, иногда наблюдается обильная вкрапленность пирита. В этом локально развитом маркирующем приконтактовом горизонте с нарушенной ленточной текстурой в отдельных случаях содержится до 20% пирита, и по названию этого минерала он обозначается как горизонт «Пи». В базальной части «ленточной пачки» встречаются скопления остатков брахиопод из рода *Lingula*.

Формации Эруин, Гэмптон и Юникой объединяются в группу Чилхови. Каждая из этих формаций, по данным Купера [14], а также А. Стоуза и Дж. Стоуза [11], имеет мощность около 1500—2000 футов, хотя в других районах им обычно приписывалась значительно бóльшая мощность.

Формация Эруин представлена глинистым кварцитом, местами с пачками и прослоями глинистых сланцев и песчаников. Для формации Гэмптон характерны алевролиты аркозового состава с прослоями кварцитов. Среди пород формации Юникой преобладают аркозовые песчаники, перемежающиеся с подчиненными базальтами, конгломератами, глинистыми сланцами и аргиллитами.

Структура

Рудный район Остинвилл — Айванхо расположен на юго-восточной окраине складчатой провинции Аппалачской долины и Аппалачского хребта, сложенной в основном осадочными толщами. На юго-востоке она граничит с провинцией Блу-Ридж, где главную роль играют метаморфические породы, а на северо-западе переходит в Аппалачское плато, для которого характерно пологое залегание осадочных толщ. В интересующей нас части провинции складки в общем открытые, хотя они и нарушены сложной серией кулисно расположенных разломов. Преобладающая часть дизъюнктивов представлена взбросами юго-восточного падения, но встречаются, кроме того, сбросы, диагональные и поперечные по отношению к складчатым структурам (см. фиг. 3).

Разрез по линии $C - C'$, показанный на фиг. 4, с юго-востока на северо-запад пересекает следующие структурные элементы: разлом Поплар-Кемп, серию чешуйчатых взбросов в юго-восточном крыле антиклинали Остинвилл, грабеноподобную шарнирную часть этой антиклинали и нарушенную разломами осевую часть синклинали Остинвилл. Сходную смену элементов пликативной и дизъюнктивной структуры можно наблюдать и по простиранию региональных структур. Северо-западные крылья антиклинальных складок, как и всюду в южной части Аппалачей, имеют более крутое падение, чем юго-восточные. Самые молодые отложения, смятые в складки,— пенсильванские. Согласно классической теории орогенеза, можно было бы утверждать, что возраст складчатости и дизъюнктивов не древнее пенсильванского, но наблюдаемые литологические переходы и многочисленные несогласия в стратиграфическом разрезе свидетельствуют о вертикальных перемещениях земной коры, которые в данном районе происходили почти непрерывно в течение всей геологической истории. Купер [15] недавно пришел

к выводу, что в некоторых участках в продолжение всего палеозоя существовали устойчивые поднятия и прогибы.

Учитывая общий характер смены фаций в пределах синклинали и антиклинали Остинвилл, а также существование ощутимых азимутальных расхождений в ориентировке складчатых структур, авторы считают, что основная складчатость происходила не синхронно с отложением пород формации Шейди, а позже. Если дизъюнктивы связаны со складкообразованием и практически синхронны с ним, то возраст основной фазы орогенеза, вероятно, пенсильванский или даже более молодой, например аппалачский. Если же разломы связаны со складчатостью, но развивались позже, следует допустить неоднократное проявление мощных орогенических движений после отложения пород свиты Бикмен-таун ордовика.



Ф и г. 4. Разрез по линии *C* — *C'* к геологической карте рудного поля (фиг. 3).

Условные обозначения см. фиг. 2.

Возраст минерализации

До последнего времени единственным способом определения относительного возраста оруденения был анализ структурного и стратиграфического положения рудной минерализации. Хотя оруденение в региональном плане и обнаруживает тесную связь с разрывными нарушениями, в большинстве конкретных случаев рудные тела в висячем и лежачем боках разломов часто не могут быть признаны аналогичными. Вместе с тем пострудные смещения также фиксируются очень редко, несмотря на то что встречаются зеркала скольжения, образовавшиеся по рудным минералам. Все это приводит к предположению о развитии процессов рудообразования после возникновения разрывных нарушений или одновременно с ними.

Агрегаты рудных и жильных минералов характеризуются типичными текстурами замещения и выполнения открытых полостей, причем и те, и другие свидетельствуют об эпигенетическом возникновении руд, что, конечно, не отвечает на вопрос, насколько позже вмещающих пород образовались эти руды.

Недавно выполнен изотопный анализ трех образцов галенита из Остинвилла. Результаты определений, прокалиброванные по стандарту NBS-200, приведены ниже.

Кэннон [13] полагает, что эти изотопные данные можно использовать для определения возраста оруденения, сделав ряд допущений. К ним относятся предположения о первичном составе и относительной распространенности исходных радиоактивных элементов, о соотношении изотопов свинца в пе-

Таблица 1

Образец	Ат.%						
	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}
1	1,329	25,55	21,06	52,06	19,22	15,85	39,17
2	1,333	25,45	21,09	52,12	19,09	15,82	39,10
3	1,326	25,54	21,09	52,04	19,26	15,99	39,25

риод возникновения Земли (первичный свинец), о прекращении генерирования рассматриваемых изотопов после экстрагирования свинца из металлоносного источника и отложения в рудах и, наконец, об отсутствии разделения изотопов после отложения руд. Тем не менее авторы склонны последовать совету специалистов и пока воздержаться от расчетов возраста по этим данным, поскольку трудно оценить, сколь велика может быть ошибка.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первичные руды

Форма рудных тел

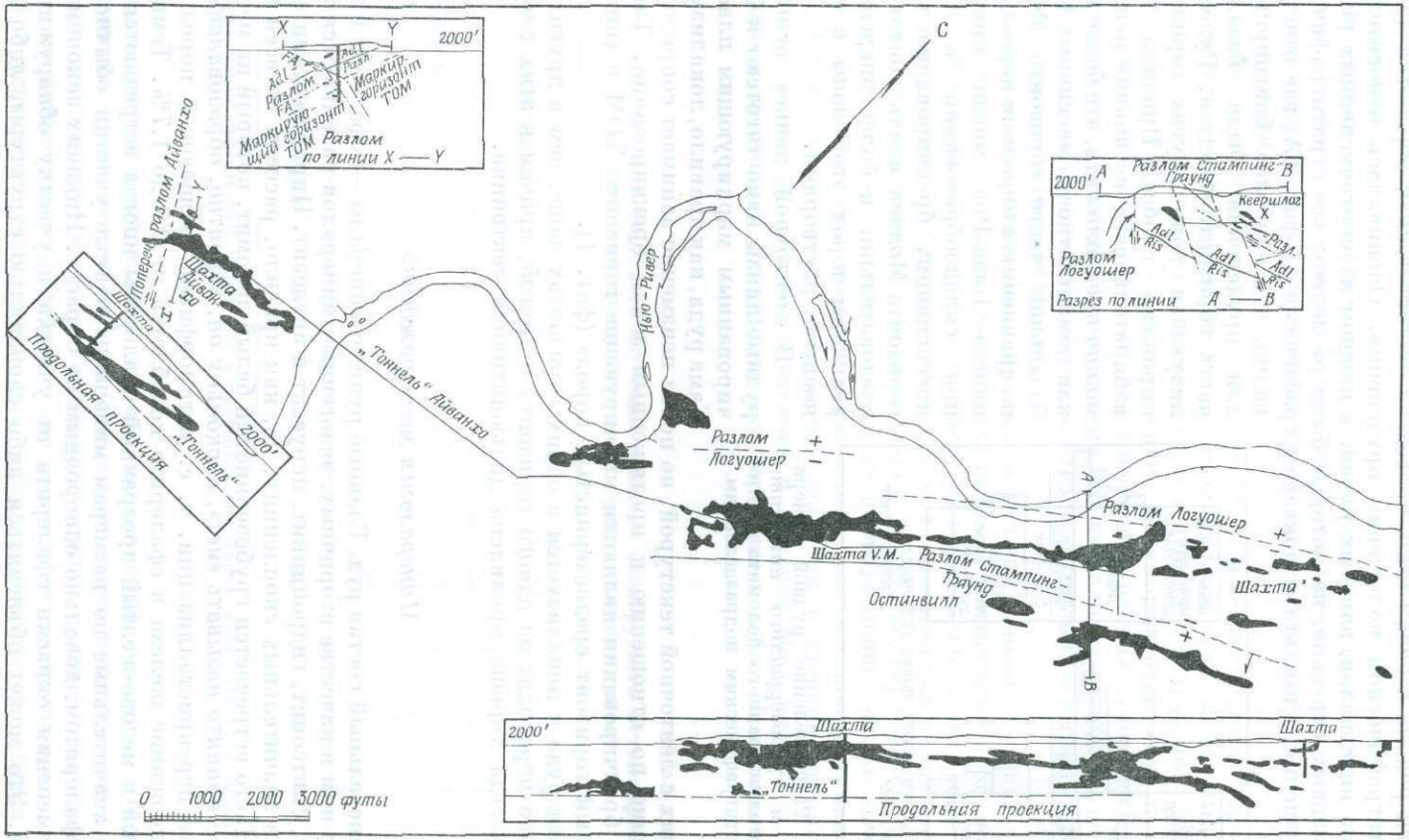
Рудные тела имеют форму линз, приуроченных к определенным горизонтам вмещающих пород и вытянутых в соответствии с простиранием последних (фиг. 5). Лежачий бок рудных тел ориентирован, как правило, согласно со слоистостью, а висячий является секущим. Секущее положение контакта местами выражено весьма эффектно, на интервалах до 100 футов и более. Длина линз по падению колеблется от 50 до 400 футов, а по простиранию — от 100 до 2000 футов и более. Сплошность некоторых линз, особенно по падению, нарушается в результате смещений по мелким продольным или диагональным нарушениям, амплитуда которых достигает десяти футов.

Размеры и морфология рудных линз в разных горизонтах различны. Так, например, к горизонту Молден, расположенному в верхней части пачки Остинвилл (фация южного крыла), приурочен ряд крупных тел массивных руд. Пачка, перекрывающая «крапчатый маркирующий горизонт», обычно вмещает неправильные рудные тела, состоящие из линзочек руды, переплетающихся наподобие жилок древесного листа, что отражает биостроматическую структуру толщи, т. е. неоднородную структуру, обусловленную обилием ископаемой макрофауны. Руды, приуроченные к полосчатым сахаровидным доломитам фации северного крыла пачки Остинвилл, залегают обычно в виде редких и мелких линз, что тоже связано с текстурными особенностями рудовмещающих пород.

Некоторые рудные тела располагаются целиком в одном из крыльев разлома, другие резко увеличивают мощность в местах пересечения с разломами. Формы их достаточно разнообразны, что позволяет говорить о разнообразии типов локализации оруденения.

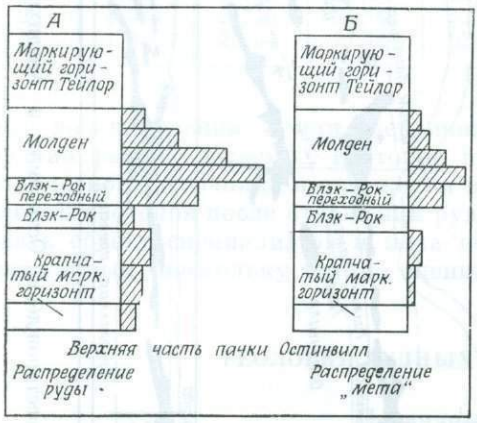
Стратиграфические взаимоотношения

В сводной стратиграфической колонке (фиг. 1) показано распространение промышленных руд в районе Остинвилл — Айванхо. В указанный на схеме вертикальный стратиграфический интервал попадает большинство благоприятных для оруденения горизонтов.



Ф и г. 5. План, разрезы и продольные проекции рудных тел месторождений Остинвилл и Айванхо.

Несколько лет назад, вскоре после детального расчленения пачки Остинвилл для района в целом была проведена статистическая обработка данных о стратиграфическом положении оруденения. Оценивалась относительная величина интервалов, занятых рудой, в каждом из многочисленных равных вертикальных отрезков, на которые были разделены все стратиграфические подразделения. Результаты показаны графически на фиг. 6А, где отчетливо видно, что наиболее благоприятной для оруденения была базальная часть горизонта Молден. Рудолокализующая роль других горизонтов выражена слабее. Причина такой избирательности не вполне ясна, но можно предположить, что более высокая компетентность массивных пород базальной части горизонта Молден по сравнению с породами переходного пласта Блэк-Рок могла привести при складообразовании к более интенсивному брекчированию пород горизонта Молден вдоль контакта и, следовательно, к более энергичным реакциям пород этой зоны с рудоносными растворами.



Фиг. 6. Распределение рудной минерализации и грубозернистого интенсивно перекристаллизованного доломита («мета») по стратиграфическим подразделениям.

В «ленточной пачке» основные рудные линзы явно тяготеют к брекчированным маркирующим пластам. Сама руда, как правило, локализуется в породах с ленточной текстурой, но почти неизменно занимает сопряженное положение по отношению к протяженным зонам брекчирования. Такими зонами брекчирования являются маркирующие горизонты ТОМ и «нижний ленточный горизонт среднезернистых пород» (фиг. 1).

Хотя руда и локализуется в одних горизонтах чаще, чем в других, местами она переходит из одного горизонта в другой, причем в этих случаях почти всегда хорошо проявлена дизъюнктивная тектоника.

Минералогия месторождений

Минеральный состав руд. Главные рудные минералы — сфалерит и галенит. По ним в качестве вторичных, экзогенных минералов развиваются гемиморфит, смитсонит, гидроцинкит, церуссит и англезит. Пирит местами встречается в значительных скоплениях, но, как правило, рассеян по всей массе руды. Часто встречается грубозернистый белый доломит, который на местном жаргоне принято называть «мет», поскольку он, вероятно, образовался в результате перекристаллизации, т. е. метаморфизма вмещающей породы.

Содержание железа в сфалерите колеблется от 0,3 до 1,7%. Темно-коричневый и медово-желтый прозрачный сфалериты иногда встречаются вместе, но значительные по размерам минерализованные участки обычно сложены сфалеритом, довольно однородным по окраске. Никаких закономерностей изменения окраски сфалерита от участка к участку обнаружить не удается. Это может объясняться либо сложностью структуры, либо недостатком систематически собранной информации. Установлено лишь, что очень темный сфалерит почти всегда контактирует с пиритом. Содержания кадмия в сфалерите и серебра в галените незначительны.

Второстепенные минералы развиты преимущественно в рудах, приуроченных к «ленточной пачке». К ним относятся халькопирит, гипс, ангидрит

и флюорит. Барит и арагонит известны как в «ленточной пачке», так и в пачке Остинвилл. В обеих встречается также чистый кремень коричневого или красного цвета.

Изменения вмещающих пород. Вмещающей породой всегда является доломит. В нем наблюдаются изменения трех типов: 1) метаморфизм, или перекристаллизация, 2) осветление и 3) выщелачивание. Рассмотрим их в том же порядке.

Наиболее существенную роль играют изменения первого типа. Процессы метаморфизма проявляются в околорудной зоне, и местами можно наблюдать довольно резкий переход от известняка к безрудному доломиту, далее к доломиту, все более интенсивно метаморфизованному, и наконец к руде. Особенно характерно это для «ленточной пачки». В пачке Остинвилл по соседству с рудными телами сравнительно мало известняков, но тем не менее и здесь наблюдаются изменения близ рудных линз и в горизонтальном, и в вертикальном направлениях.

В начале 30-х годов было проведено количественное изучение влияния метаморфизма на породы различных пачек стратиграфической колонки. Результаты показаны на фиг. 6, *Б*. Гистограммы 6, *А* и 6, *Б* настолько сходны по конфигурации, что трудно усомниться в генетической связи рудообразования с метаморфизмом. Наличие такой связи подтверждается и другой диаграммой (фиг. 7), которая иллюстрирует проявление той же закономерности в плане на геологической схеме одного из участков рудника Остинвилл. Были также проанализированы различия в степени метаморфизма доломитов около рудных тел в висячем и лежачем боку рудных тел по их падению и восстанию. Результаты суммированы в табл. II, показывающей,

Таблица II

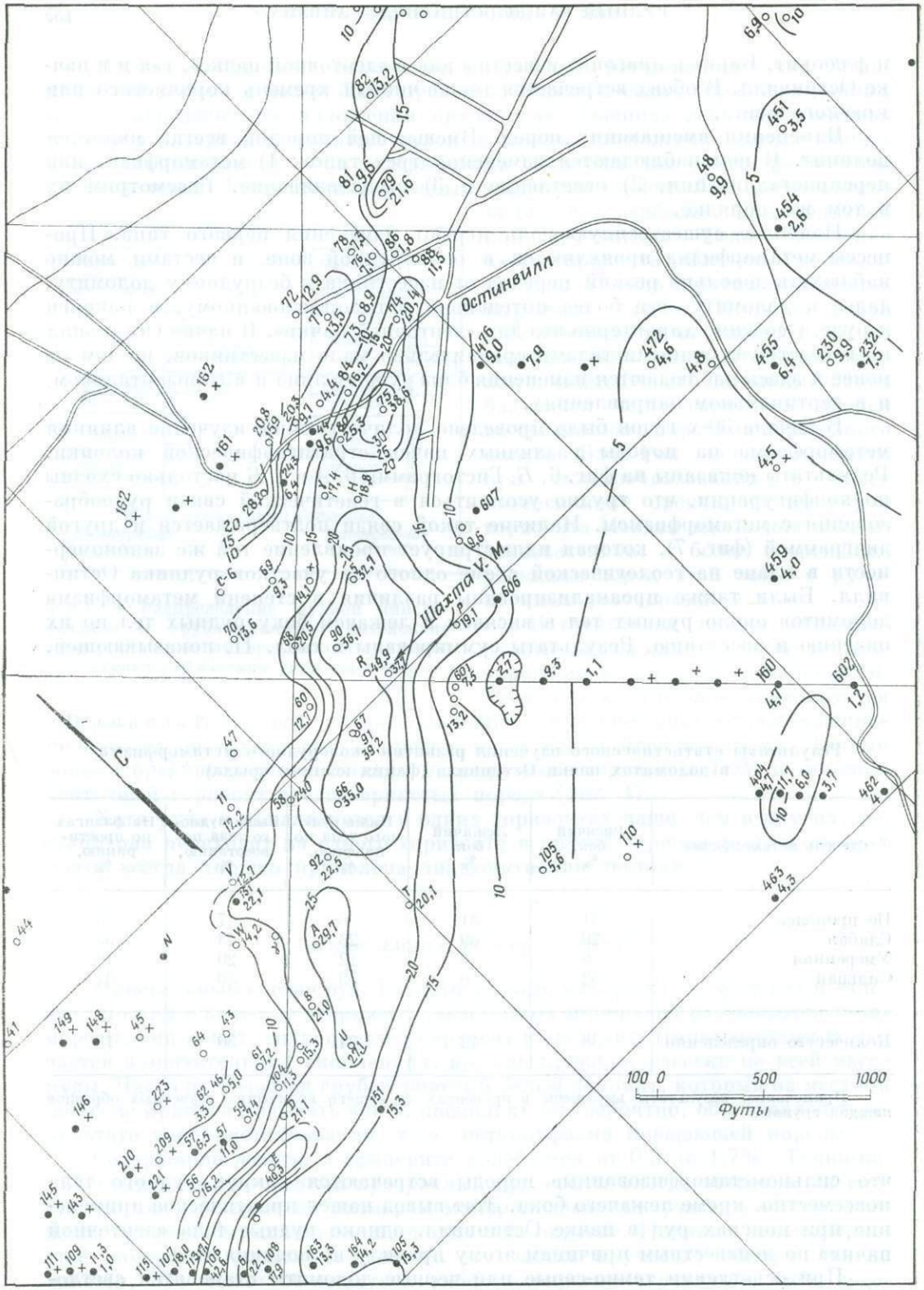
Результаты статистического изучения развития околорудного метаморфизма в доломитах пачки Остинвилл (фация южного крыла)

Степень метаморфизма	Висячий бок, %	Лежачий бок, %	Ниже рудного тела по падению, %	Выше рудного тела по восстанию, %	На флангах по простиранию, %
Не проявлен	31	31	6	7	0
Слабая	29	69	23	43	53
Умеренная	8	0	12	20	10
Сильная	32	0	59	30	37
Количество определений	38	42	34	30	19

Примечание: результаты выражены в процентах от общего количества изученных образцов каждой группы.

что сильнометаморфизованные породы встречаются вокруг рудного тела повсеместно, кроме лежачего бока. Этот вывод нашел практическое применение при поисках руд в пачке Остинвилл, однако рудные тела «ленточной пачки» по неизвестным причинам этому правилу не подчиняются.

При осветлении темно-серые или черные доломиты становятся светло-серыми, причем эти разности доломитов не производят впечатления выветрелых. Осветление широко проявлено около северо-восточного окончания главной рудной зоны Остинвилла, на участке, известном под названием Флэтвудс, и над рудным телом «Остинвиллский доломит» месторождения Айванхо.



Ф и г. 7. План участка поверхности месторождения Остинвилл с изолиниями среднего содержания «мета» в 300-футовой пачке, непосредственно подстилающей маркирующий горизонт Тейлор.

Кружками и цифрами обозначены буровые скважины. Верхняя цифра — номер скважины, нижняя — содержание «мета», %.

Осветление развивается не послойно, а довольно прихотливо. Попытки коррелировать зоны осветленных пород между скважинами, пробуренными на расстоянии 100 футов одна от другой, неизбежно оканчивались неудачей. Не установлено какой-либо закономерной связи между осветлением доломитов и рудоотложением.

Закономерности выщелачивания также в должной мере не выяснены, поскольку оно развивается в средне- и мелкозернистом, в коричневом и темно-желтом доломите. В одном из участков рудного поля зоны выщелачивания отчетливо располагаются над рудными телами и могут быть использованы в качестве поискового признака.

Коричневый или темно-желтый цвет приобретается доломитом, безусловно, в результате окисления. Доломит обладает высокой пористостью и, как видно под микроскопом, содержит обильную вкрапленность пирита. Местами пирит уже окислен, но в ядрах многих зерен еще сохраняются реликты неизмененного минерала.

Текстуры и структуры руд. Текстуры и структуры руд детально изучены лишь на ограниченной площади, где развиты породы пачки Остинвилл. Поскольку руды в основном метасоматические, они способны «консервировать» структуру замещаемой породы или седиментационные текстурные признаки. Так, в рудах можно наблюдать различные типы брекчиевых текстур и участки так называемой «прожилковой руды», в которой сфалерит и галенит локализуются в сериях тонких сколовых трещин. Для «ленточной пачки» обычны и «ленточные руды», в которых сфалерит и галенит частично замещают волнисто изогнутые слои, хорошо сохраняя многие признаки первичных седиментационных текстур. В тех случаях, когда замещается не вся осадочная порода, а отдельные разрозненные зерна доломита, говорят о вкрапленной или «мамалыгоподобной» руде. Другая разновидность, напоминающая растительные чешуйчатые образования, получила название «корковой» руды. Последняя обычно залегает в окружении массивного «мета» при незначительном количестве реликтов неперекристаллизованного первичного доломита.

Приведенное выше описание текстур в значительной мере схематично, поскольку между разными текстурными типами есть все постепенные переходы, а ясно выраженные «чистые» типы встречаются редко.

Единственное детальное исследование распределения текстурных типов руд проведено в 1931 г. Объектом его были породы фации южного крыла пачки Остинвилл. На верхних горизонтах рудника Остинвилл тогда было выделено четыре текстурных типа руд: 1) дислокационно-брекчиевый (rubble), 2) мозаично-брекчиевый, 3) кокардовый, 4) вкрапленный. Все они, не считая кокардовых, соответствуют различным типам замещаемого субстрата. Кокардовая руда, вероятно, образовалась в результате интенсивного замещения пород любой текстуры, но чаще всего брекчиевой.

Исследование проводилось на основе геологических карт и погоризонтных планов масштаба, при котором 1 дюйм соответствует 30 футам. В изученном участке месторождение разведано штреками, пройденными в лежачем боку рудных тел, и рассечками через каждые 100 футов. В каждой рассечке определялась мощность зон, сложенных рудами различной текстуры, и их структурная позиция: приуроченность к лежачему или висячему боку рудной залежи либо к центральной части рудного тела, соседство с разломом, залегание в метаморфизованных или в тонкослоистых породах; фиксировались случаи, когда рудное тело на всю мощность было представлено рудой одного текстурного типа. Полученные таким образом линейные размеры, характеризующие относительную роль различных текстурных типов руд и их структурное положение, были пересчитаны на проценты от общей мощности рудного тела. Результаты приведены в табл. III, рассмотрение

которой приводит к ряду любопытных выводов:

Таблица III

Распределение различных текстурных типов руд
(в процентах)

Геологическая позиция	Текстурные типы				Всего
	Мозаично-брекчиевая руда	Кокардовая руда	Дислокационно-брекчиевая руда	Вкрапленная руда	
Лежачий бок рудной залежи	3,3	14,6			17,9
Центральная часть	2,0	1,6	12,8		16,4
Висячий бок	12,3	0,4			12,7
Рудное тело на всю мощность	20,6	6,5			27,1
Около разломов	5,1	8,3	1,9		15,3
В сильно и умеренно перекристаллизованном доломите				3,2	3,2
В тонкослоистых породах				7,4	7,4
Всего	43,3	31,4	14,7	10,6	100,0

1. В лежачем боку залежей развиты в основном кокардовые руды.
2. В висячем боку преобладают мозаичные руды.
3. Брекчиевые руды развиты около разломов и в центральных частях рудных тел, непосредственно над кокардовыми рудами.
4. Вкрапленные руды имеют подчиненное развитие.
5. Более всего распространены руды мозаичной текстуры.

Поскольку появление кокардовых руд говорит не о характере дорудной тектоно-метаморфической проработки замещаемой породы, а об интенсивности процесса минералообразования, можно было бы не выделять эти руды в самостоятельный текстурный тип, а распределить их между остальными типами. Около половины всей массы кокардовых руд приурочено к лежачему боку рудных залежей. В нескольких случаях они встречены в массе руды, которая обладает ясно выраженной брекчиевой текстурой, причем в таких кокардовых рудах обычно улавливаются следы первичной брекчиевой текстуры. Следующая по количеству часть кокардовых руд (около одной четверти от всей массы) локализуется вдоль зон разломов, что типично для брекчиевых руд. Вполне возможно, что значительная часть кокардовых руд возникла на месте брекчиевых и поэтому должна быть причислена к последним.

Результаты этих исследований приводят к общему выводу, что рудоносная толща представляла собой блок пород, наиболее брекчированный в лежачем боку и около разломов. По мере движения от лежачего бока к висячему наблюдается постепенная смена интенсивно раздробленных пород просто трещиноватыми. Ниже рудоносной толщи снова залегают сравнительно слабо нарушенные породы.

Аналогичную картину можно наблюдать и в верхней части пачки Остинвилл, распределение оруденения и вариации степени метаморфизма в которой показаны на фиг. 6. Минерализация и метаморфизм достигают максимальной степени в основании горизонта Молден и уменьшаются вверх, в сторону маркирующего горизонта Тейлор.

Последовательность минералообразования. В полосчатых и кокардовых рудах можно определить последовательность возникновения слагающих их полос, которая от центра к периферии представляется следующим образом: 1) пустая вмещающая порода (доломит); 2) грубозернистый белый перекристаллизованный доломит («мет»); 3) пирит; 4) сфалерит; 5) галенит; 6) «мет».

Сфалерит в таких полосчатых агрегатах обычно темно-коричневый или коричневый, но в друзах на стенках занорышей, в тонких волосовидных трещинах, а также в виде скоплений, рассеянных в массе грубозернистого субстрата, также встречается и светло-желтый сфалерит. Судя по двум первым формам нахождения, эта разновидность сфалерита имеет относительно поздний возраст.

На основании изложенного можно допустить такую последовательность отложения сульфидов: 1) пирит; 2) коричневый и темно-коричневый сфалерит; 3) галенит; 4) светло-желтый сфалерит.

Халькопирит, по-видимому, выделялся несколько позднее галенита.

Факторы, определяющие форму и участки локализации рудных тел

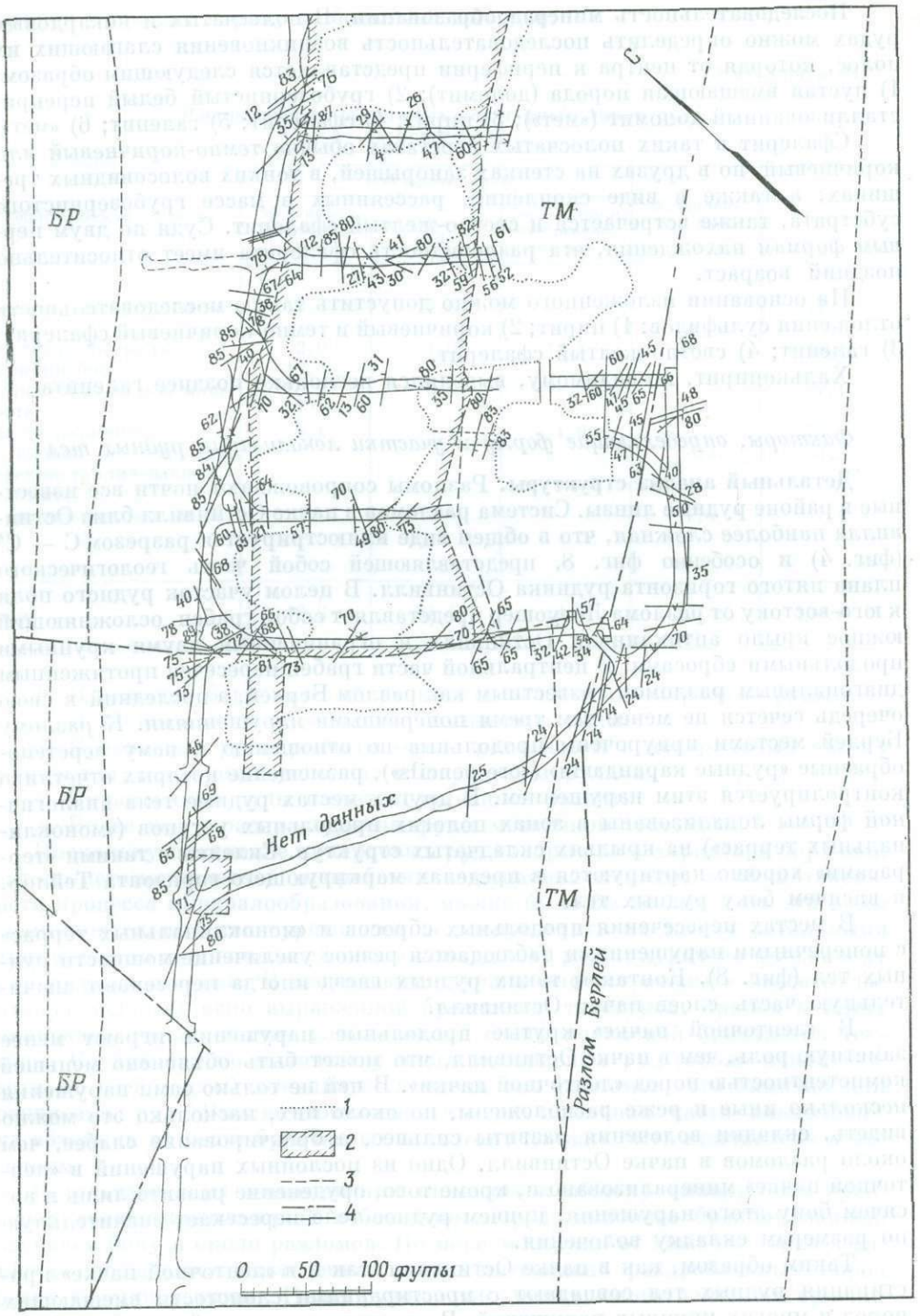
Детальный анализ структуры. Разломы сопровождают почти все известные в районе рудные линзы. Система разломов в пачке Остинвилл близ Остинвилла наиболее сложная, что в общем виде иллюстрируется разрезом С — С′ (фиг. 4) и особенно фиг. 8, представляющей собой часть геологического плана пятого горизонта рудника Остинвилл. В целом участок рудного поля к юго-востоку от разлома Логуошер представляет собой грабен, осложняющий южное крыло антиклинали Остинвилл и ограниченный двумя крупными продольными сбросами. В центральной части грабен пересечен протяженным диагональным разломом, известным как разлом Берлей, а последний в свою очередь сечется не менее чем тремя поперечными нарушениями. К разлому Берлей местами приурочены продольные по отношению к нему веретенообразные «рудные карандаши» («ore pencils»), размещение которых отчетливо контролируется этим нарушением. В других местах рудные тела аналогичной формы локализованы в зонах пологих продольных уступов («моноклинальных террас») на крыльях складчатых структур. Складки с такими «террасами» хорошо картируются в пределах маркирующего горизонта Тейлор, в висячем боку рудных тел.

В местах пересечения продольных сбросов и «моноклинальных террас» с поперечными нарушениями наблюдается резкое увеличение мощности рудных тел (фиг. 8). Контакты таких рудных гнезд иногда пересекают значительную часть слоев пачки Остинвилл.

В «ленточной пачке» крутые продольные нарушения играют менее заметную роль, чем в пачке Остинвилл, что может быть объяснено меньшей компетентностью пород «ленточной пачки». В ней не только сами нарушения несколько иные и реже расположены, но около них, насколько это можно видеть, складки волочения развиты сильнее, а брекчирование слабее, чем около разломов в пачке Остинвилл. Одно из послойных нарушений в «ленточной пачке» минерализовано и, кроме того, оруденение развито лишь в висячем боку этого нарушения, причем рудное тело пересекает значительную по размерам складку волочения.

Таким образом, как в пачке Остинвилл, так и в «ленточной пачке» простирания рудных тел совпадают с простираниями слоистости вмещающих пород и многих крупных нарушений. В участках несогласий стратиграфический контроль оруденения уступает место дизъюнктивному.

Ранее высказывалось предположение, что рудные тела как Остинвилла, так и Айванхо образуют единую серию кулисообразно расположенных тел, которая должна пересекать не только ось антиклинали, но по крайней мере и три крупных тектонических блока. Если такая единая региональная серия



Ф и г. 8. Геологический план 5 горизонта рудника Остинвилл (северо-восточный фланг).
1 — контур выработанного пространства; *2* — контур рудного тела; *3* — границы маркирующих пластов; *4* — разломы.

в действительности существует, то контролирующая ее структура является еще одним элементом, влиявшим на локализацию оруденения.

Благоприятные пласты. Как уже говорилось в разделе о стратиграфическом положении рудных тел, и в пачке Остинвилл, и в «ленточной пачке» имеются горизонты, особенно благоприятные для оруденения. В фации южного крыла это пласты от маркирующего горизонта Тейлор в пачке Остинвилл до расположенного стратиграфически ниже «нижнего ленточного маркирующего горизонта среднезернистых пород» в «ленточной пачке». Литологически все они сейчас представлены доломитами. Не считая пород «ленточной пачки», преобладающая часть замещаемых рудой пластов сложена массивными породами, явно отличными по текстурам от подстилающих пластов. В «ленточной пачке», наоборот, именно подрудные пласты сложены более массивными автобрекчированными породами. Трудно сказать, чем вызвано такое резкое различие. То ли эффективный контроль достигается именно контрастным сочетанием пластов компетентных и некомпетентных пород, то ли сказалось влияние химического состава пластов или их проницаемость.

Пути движения растворов и переносимые ими компоненты. Из различных известных методов, по которым определяют направление течения минералообразующих растворов [10], для Остинвилла более всего подходит метод, основанный на изучении изменения в пространстве количественных соотношений различных металлов или изучении минеральной зональности.

Браун [7] изучал изменение отношения Zn/Pb по мере удаления от некоторых оруденелых зон интенсивного дробления. Статистический анализ показал, что величина этого отношения в отдельных рудных телах постепенно уменьшается при движении вверх и к флангам от интенсивно оруденелых и нарушенных центров; аналогичное уменьшение наблюдается также на флангах снизу вверх.

Детальному изучению подверглась часть рудного поля в районе пересечения разлома Берлей с двумя крутыми разломами, известными под названиями Шот-Шафт и Биг-D, где среди брекчий залегают секущие рудные трубы. В зоне Молден минерализация распространяется по простиранию пород, что связано с чрезвычайной дизъюнктивной нарушенностью базальной части горизонта Молден, которая ныне представлена в основном богатой кокардовой рудой, возникшей, по-видимому, на месте тектонических брекчий.

В более высоких слоях горизонта Молден оруденение развито в мозаичных брекчиях, образовавшихся, вероятно, в результате оседания пород над зоной дробления. Можно полагать, что растворы двигались вверх по ослабленному каналу в месте пересечения разломов и достигали базальной части горизонта Молден. Здесь они, постепенно раздвигая обломки мозаичной брекчии, перемещались по зонам дробления вплоть до маркирующего горизонта Тейлор, чему способствовало обрушение уже подмытой части толщи. Такое направление миграции кажется наиболее вероятным потому, что оно совпадает с направлением постепенного падения отношения Zn/Pb начиная от нижней части трубообразного тела, через лежачий бок горизонта Молден и далее к его висячему боку.

Сравнение рудных тел Остинвилла с описанными Прескоттом [4] похожими телами Северной Мексики привело одного из авторов к выводу, что для Остинвилла характерно такое же сочетание трубообразных тел и залежей типа «манто», подчиняющихся почти всем «главным законам» Прескотта. Этих законов семь, причем наиболее важный из них гласит: «Рудные тела имеют в основном форму столбов или труб... Растворы, создавшие рудное тело, расположенное дальше от источника растворов, проходили в ходе миграции через рудное тело, расположенное ближе к источнику».

Вторичные руды

Вторичное обогащение

Поскольку в аналогичных сфалерит-галенитовых месторождениях гипергенное сульфидное обогащение сколько-нибудь серьезно не проявляется, при отработке месторождений приходится учитывать лишь возможность обогащения руд окисными соединениями.

Среди вторичных минералов установлены гемиморфит, смитсонит и гидроцинкит, причем гемиморфит по распространенности намного превосходит прочие.

Выветривание пород формации Шейди у контакта с почвенными глинами, как правило, интенсивнее развивается вдоль трещин отдельности, служащих, очевидно, хорошими коллекторами текучих вод. Воды скорее всего обладают слабокислой реакцией, поскольку содержат растворенное органическое вещество и двуокись углерода, благодаря чему облегчается растворение карбонатного вещества. Так или иначе, в результате выветривания возникает обычный подпочвенный рельеф, состоящий из скалистых выступов и низин, при максимальных относительных превышениях до шестидесяти футов. Гемиморфит и смитсонит образуют крустификационные агрегаты на поверхности положительных форм подпочвенного рельефа, сложенных доломитом, а мощность покрова таких «мягких руд» варьирует от нескольких дюймов до нескольких футов. Наибольшей мощности корка достигает на вершинах скал и в низинах между ними, а наименьшей — на склонах скалистых холмов. Полосчатость в крустификационном агрегате развивается параллельно границе доломитов с глинами. Интересно, что местами корка подверглась брекчированию.

Можно представить себе несколько вариантов объяснения генезиса текстур и закономерностей локализации «мягких» руд, сложенных в основном гемиморфитом. Крустификационная полосчатость, например, могла возникнуть в результате растворения части породы, взаимодействия компонентов в растворе и последующего осаждения нерастворимых продуктов реакций. Иными словами, имевшийся в первичных рудах сульфид цинка переходил в раствор и попадал в область контакта доломитов с глинами; здесь раствор обогащался кремнеземом, который образовывал с цинком труднорастворимое соединение, осаждающееся послойно на доломите. Другое объяснение связывает брекчиевую текстуру вторичных руд с обломочным характером первичных сфалеритовых руд. Брекчиевидные вторичные окисные руды могли образоваться в результате окисления сфалерита, слагающего обломки первичных руд в элювии и делювии на поверхности скалистых выходов. Третье возможное объяснение, приводимое здесь впервые, заключается в том, что колебания содержания пирита в первичных рудах могли обусловить вариации pH растворов, пропитывающих область контакта коренных пород с почвенным покровом. Это должно было привести к весьма неравномерному выпадению гемиморфита и даже к появлению брекчий на поверхности коренных пород. Такахаси [12] показал, что при постоянстве прочих факторов растворимость вторичных минералов цинка весьма сильно зависит от pH. В условиях земной поверхности гемиморфит менее всего растворим при pH ниже 6,2; смитсонит обладает минимальной растворимостью в интервале pH 6,2—8,1, а при pH выше 8,1 оба минерала уступают место гидроцинкиту. Почвенная влага в районе Остинвилла имеет pH 2,5—5,0 [9], хотя местами, в насыщенных грунтовыми водами участках, pH может возрастать до 8,0. Ведущую роль гемиморфита в окисленных рудах можно легко объяснить, учитывая преобладающие pH почвенных вод. Среднее содержание цинка в первичных сульфидных рудах колеблется от 3 до 20%, тогда как в богатых «мягких рудах» оно достигает примерно 40%.

Вторичные минералы свинца представлены англезитом, церусситом и очень редкими массикотом и миниумом. В связи с ограниченной подвижностью ионов свинца в карбонатной среде большинство этих минералов встречается лишь в виде карманов в почвенной глине или в контакте со свежим галенитом. Обычно это те участки, где в оруденелых породах имелись каналы, по которым могли перемещаться производившие окисление растворы. Окисление и растворение местами проникали до горизонта 700 футов ниже поверхности долины, но преобладающая часть зоны окисления ограничена верхними четырьмя-пятью рудничными горизонтами.

ГЕНЕЗИС РУД

Линдгрен [5] удачно отнес Остинвилл к свинцово-цинковым месторождениям миссисипского типа, с которыми его объединяет относительная простота минерального состава, залегание в нижнепалеозойских карбонатных осадочных толщах и тенденция к образованию согласных залежей.

Как указывал Линдгрен, в трактовке генезиса месторождений этого типа было два основных направления, две школы — нептунисты («descensionists») и гидротермалисты («ascensionists»). Первые связывали отложение руд с просачивающимися вниз поверхностными водами, а вторые — с поднимающимися термальными растворами.

Ныне мало кто оспаривает эпигенетическое происхождение этих руд, а чтобы рассеять последние сомнения, по существу достаточно одних текстурных наблюдений. Тем не менее нептунисты наших дней явно отдают предпочтение идее мобилизации металлов метеорными водами и отложения руд в карстовых воронках, возникших в горизонтально залегавших породах. Приверженцы одной довольно активной ветви этой школы, совершенно пренебрегая фактами, свидетельствующими о влиянии тектонических деформаций на локализацию руд, находят доказательства того, что руды в период отложения залегали горизонтально и лишь затем были деформированы. В качестве рудоносных флюидов ими рассматриваются дериваты океанических вод или холодные метеорные воды, обогащающиеся металлами на путях миграции.

Современные гидротермалисты не могут обойтись как без представления о первично осадочном отложении рудного вещества в рассеянном состоянии, так и без признания роли наложенных дизъюнктивных структур, создавших пути для гидротермальных флюидов, переносивших и отлагавших рудное вещество в более концентрированном виде. Можно было бы и не говорить, что авторы придерживаются именно такой точки зрения.

В Остинвилле и Айванхо структурный контроль проявился настолько ярко, что почти невозможно представить себе сколько-нибудь существенное рудоотложение сингенетического типа. Большинство рудных линз вытянуто в вертикальном направлении вдоль зон разломов. Многие рудные тела представляют собой оруденелые тектонические брекчии, а рудные линзы окружены общим ореолом грубозернистого перекристаллизованного доломита таким образом, что возникновение ореола трудно приписать действию нисходящих метеорных вод или процессам диагенеза. Отношение содержаний ведущих металлов обнаруживает закономерное падение снизу вверх вдоль линий пересечения разломов разного направления. Рудоотложение явно происходило намного позже осадконакопления и несколько позже тектонических деформаций. Если учесть приведенные выше данные о стратификации рудных залежей, то кажется ясным, что осадочные процессы в какой-то мере повлияли на локализацию оруденения. Вместе с тем очевидно, что без сквозной «дренажной» системы, которая представлена вездесущими разломами, едва ли большинство рудных тел залегало бы так, как оно залегает сейчас.

Минеральная ассоциация, представленная сфалеритом, галенитом, пиритом, флюоритом и подчиненным, спорадически развитым халькопиритом, свидетельствует о возникновении руд в условиях низких давлений и температур, т. е. в эпитермальной, по Линдгрену, или в телетермальной, по Грейтону, зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Kohler E., History of Austinville, Va., unpublished manuscript in The New Jersey Zinc Company files, 1870.
2. Hayes C. W., Campbell M. R., Geomorphology of the southern Appalachians, Nat. Geog. Mag., **6**, 63—126, 1894.
3. Wright F. J., The physiography of the upper James River basin in Virginia, Va. Geol. Surv. Bull., № 11, 1—67, 1925.
4. Prescott B., Underlying principles of limestone replacement deposits of the Mexican province, Eng. and Min. Jour., **122**, № 7, 246—252; № 8, 289—296, 1926.
5. Lindgren W., Mineral Deposits, 4th ed., McGraw-Hill, N. Y., 1—930, 1933.
6. Currier L. W., Zinc and lead region of southwestern Virginia, Va. Geol. Surv. Bull., № 43, 1—122, 1935.
7. Brown W. H., Quantitative study of the zoning of ores at Austinville Mine, Wythe County, Virginia, Econ. Geol., **30**, 425—433, 1935.
8. Resser C. E., Cambrian System (restricted) of the southern Appalachians, Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **15**, 1—140, 1938.
9. Fulton R. B., Prospecting for zinc using semiquantitative chemical analyses of soils, Econ. Geol., **45**, 645—670, 1950.
10. Gross W. H., The direction of flow of mineralizing solutions, Blyklippen Mine, Greenland, Econ. Geol., **51**, 415—426, 1956.
11. Stose A. I. J., Stose G. W., Geology and mineral resources of the Gossan Lead district and adjacent areas in Virginia, Va. Div. Mineral Res. Bull., **72**, 233, 1957.
12. Takahashi T., Supergene alteration of zinc and lead deposits in limestone, Econ. Geol., **55**, 1083—1115, 1960.
13. Cannon R. S., Jr., et al., The data of lead isotope geology related to problems of ore genesis, Econ. Geol., **56**, 1—38, 1960.
14. Cooper B. N., et al., Grand Appalachian field excursion, V.P.I., Eng. Ext. Ser., Geol. Guidebook № 1, 1—187, 1960.
15. Lowry W. D., Ed. Tectonics of the southern Appalachians, V.P.I., Dept. Geol. Scis. Mem., **1**, 1—114, 1964.
16. Callahan W. H., Paleophysiographic premises for prospecting for strata-bound base metal mineral deposits in carbonate rocks, CENTO Symposium on Mining Geology and Base Metals, Ankara, 230—235, 1964.

6

ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНОГО РАЙОНА МАСКОТ—ДЖЕФФЕРСОН-СИТИ В ШТАТЕ ТЕННЕССИ

Дж. Крауфорд, А. Д. Хогланд

Рудный район Маскот — Джефферсон-Сити расположен в восточной части штата Теннесси, примерно в 30 милях восток-северо-восточнее Ноксвилла. Добыча цинковых руд в районе началась в 1854 г. Вплоть до 1890 г. работы велись в небольших масштабах. С середины 1890-х годов в связи с началом разработки основного месторождения района Маскот и по настоящее время объем добычи руд непрерывно возрастает. В 1965 г. на территории района действовало четыре горнообогатительных предприятия, перерабатывающих ежесуточно 12 000 т руды. Всего с начала эксплуатации к 1964 г. (включительно) в рудном районе Маскот — Джефферсон-Сити было добыто более 1,5 млн. т цинка.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия [1]

Цинковые рудопроявления района Маскот — Джефферсон-Сити приурочены к отложениям формаций Кингспорт и Лонгвью группы Нокс. Согласно принятым стратиграфическим схемам, верхи доломитовой группы Нокс расчленяются на территории района на формации Лонгвью, Кингспорт и Маскот раннеордовикского времени. Верхняя часть разреза формации Кингспорт представлена в основном мелкозернистыми доломитами, которые из-за региональной распространенности и высокой однородности обычно считаются первичными или диагенетическими. Низы формации Кингспорт и верхи разреза формации Лонгвью сложены плотными известняками, переслаивающимися с пластами (пласты R, S, T и U) мелкозернистых доломитов (3; 4; 15; фиг. 1).

Промышленные рудопроявления в северо-восточной части района (на площади Джефферсон-Сити) локализованы стратиграфически несколько ниже, чем на юго-западных участках (на площадях Френдс-Стейшн, Ходжес и Маскот).

Пласт U формации Лонгвью содержит значительные запасы руд на площади Джефферсон-Сити, но сравнительно беден на участке между месторождениями Нью-Маркет и Маскот. Мощность минерализованного интервала пласта U составляет в среднем 10—12 футов.

Пласт S на всех месторождениях района является одним из основных рудолокализующих горизонтов. В северо-восточной части района мощность промышленно минерализованного интервала в нем составляет в среднем около 15 футов; на юго-западных участках она несколько больше и, по-видимому, равна в среднем 25—30 футам.

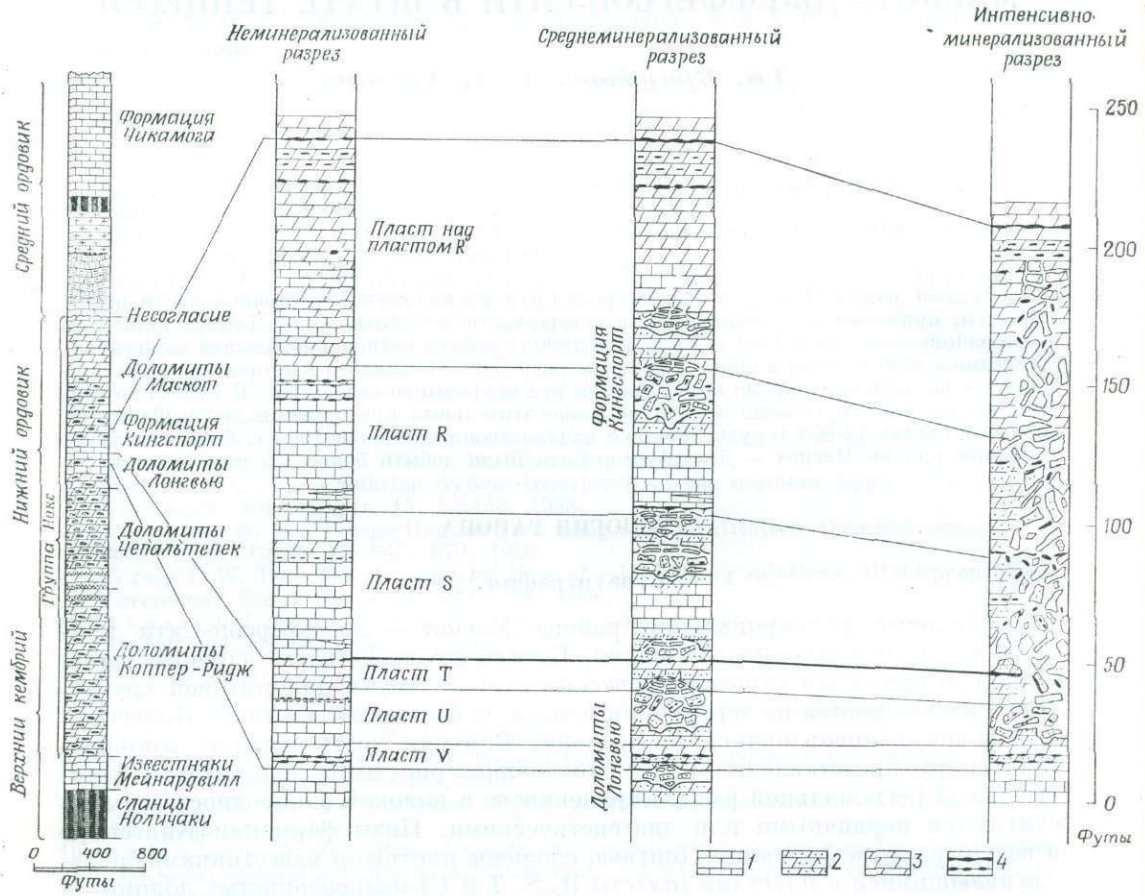
Пласт R и пласт над пластом R интенсивно минерализованы в юго-западной части района (месторождения Маскот и Янг), но относительно бедны рудой на северо-восточных участках.

На участках «сквозной» минерализации максимальный стратиграфический интервал развития оруденения местами превышает 200 футов — от уров-

---

[1] Детально стратиграфия района описана в работе: Bridge J., Stratigraphy of the Mascot — Jefferson zinc district, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 277, 7—60, 1956.

ня несколько ниже подошвы пласта U и до горизонта, расположенного почти на 100 футов выше кровли пласта R. Предполагается, что участки «сквозной»



Ф и г. 1. Стратиграфическая колонка пород района с детальной расшифровкой положения руд в разрезе отложений формаций Кингспорт и Лонгвью (по Крауфорду).

1 — известняки; *2* — доломитизированные известняки; *3* — первичные доломиты; *4* — прослои и конкреции кремнистых сланцев.

минерализации представляют зоны интенсивного выщелачивания и обрушения вмещающих пород. В разрезе они обычно имеют более или менее изометричные формы. Линейная протяженность тел, однако, может быть значительной, достигая более чем 500 футов. Схематизированный разрез через участок зоны «сквозной» минерализации приведен на фиг. 4.

Структура [1]

Рудные месторождения района Маскот — Джефферсон-Сити локализованы среди отложений формации Кингспорт в лежачем боку крупного пологого надвига. Первоначально этот надвиг называли разломом Коппик-Ноб, но в последнее время на картах Геологической службы США его обозначают как разлом Роки-Валли. Размеры смещения по надвигу точно не известны, но по данным реконструкции горизонтальная проекция перемещения, по-видимому, составляет приблизительно 4 км.

[1] Детально структура района описана в работе: B r i d g e J., Stratigraphy of the Mascot — Jefferson zinc district, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 277, 61—69, 1956.

В течение многих лет рудные месторождения района традиционно рассматриваются в связи со структурными формами, образовавшимися в период аппалачского орогенеза. Геологические наблюдения последнего времени, однако, существенно поколебали эту схему, выдвинув представления о рудоконтролирующей роли структур выщелачивания и обрушения, *имеющих доаппалачский* возраст.

Исходя из этих (подробно изложенных ниже) данных, процесс структурного развития района может быть подразделен на два существенно независимых этапа:

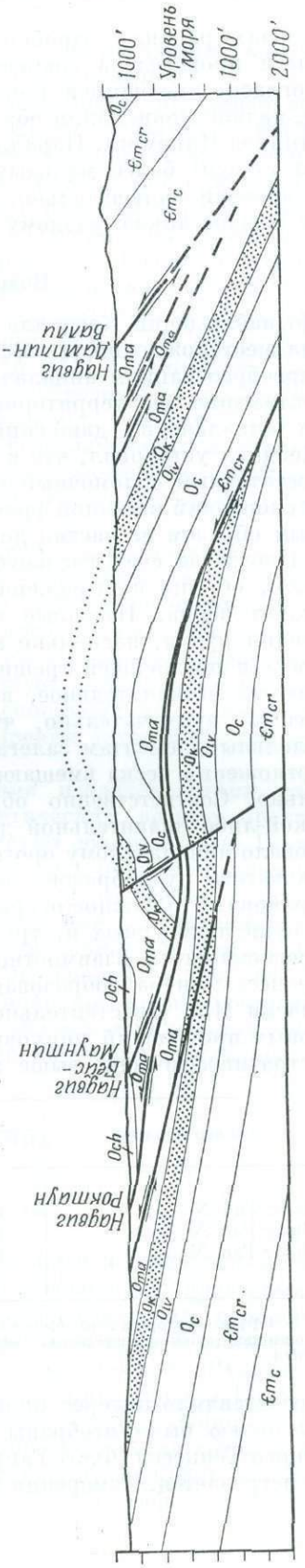
1. Образование доаппалачских структурных форм, возможно сыгравших значительную контролирующую роль при локализации руд.

2. Более интенсивные аппалачские преобразования, наложившиеся и существенно замаскировавшие черты предшествовавшей структурной обстановки.

Доаппалачские структуры раннего ордовикского времени *заложились в процессе* диагенетической дегидратации и *литификации осадков. После диагенетических* преобразований проявилась фаза умеренной складчатости, образовались купольные формы с сопутствующими системами трещиноватости. Возможно, что произошли более или менее значительные сдвиговые перемещения. К флексурам, складкам и другим малым структурным формам приурочились зоны выщелачивания и обрушения пород. Все эти первичные структурные элементы развились до отложения известняков Чикамога в среднем ордовике.

Основные структуры района образовались в ходе аппалачского орогенеза и *имеют послемиссисипский* возраст. К ним относятся протяженные, пологие, *плавно погружающиеся на юго-восток* складки и протяженные, также полого падающие на юго-восток надвиги. Эти структурные формы были осложнены на отдельных участках поперечными разломами и купольными складками.

Район Маскот — Джефферсон-Сити приурочен к структурной аномалии, представленной крупной поперечной складкой. Взаимоотношения между складчатыми и разрывными образованиями



Ф и г. 2. Геологический разрез через северо-восточный участок района Маскот — Джефферсон-Сити.

Средний ордовик: Och — известняк Чикамога; нижний ордовик: Oma — формация Маскот, Ok — формация Кингспорт, Olv — доломиты Лонгвью, Oc — формация Чепальтепек; кембрий: ϵcr — доломиты Коппер-Ридж; ϵc — группа Конасога.

в пределах района подробно показаны на фиг. 2. Интерпретация структур была произведена совместно с Фишером.

Согласно имеющимся данным по стратиграфическим взаимоотношениям пород, надвиг Роки-Валли образовался после отложения среднеордовикских известняков Чикамога. Параллельные надвигу однотипные нарушения пересекают породы более молодых формаций вплоть до отложений миссисипского времени включительно. По аналогии аппалачский возраст приписывается обычно также разлому Бейс-Маунтин.

Возраст минерализации

До наблюдений Кендалла [9], показавшего, что цинковая минерализация на месторождении Джефферсон-Сити предшествует главным структурным преобразованиям аппалачского орогенеза, обычно предполагалось, что рудоотложение на территории района происходило на заключительных этапах аппалачских движений.

Кендалл установил, что в некоторых рудоносных структурах присутствует остаточный обломочный материал с приуроченной к местам выклинивания скоплений песчаной фракцией. Песок обычно светло-серый или белый, главным образом из частиц доломита и в меньшей мере остаточного сфалерита. Иногда за счет высокого содержания сфалерита песок с желтоватым оттенком, обычно с выраженной слоистостью и с сортировкой частиц по крупности зерна. Песчаные скопления образовались определенно после отложения руд и, насколько можно судить, не были затронуты брекчированием или позднейшей трещиноватостью. Количество песка в рудах в целом весьма незначительное, возможно, меньше 1% общего объема.

Весьма примечательно, что признаки слоистости в остаточном песке параллельны элементам залегания вмещающих пород. Следовательно, в период отложения песка вмещающие породы залегали еще существенно горизонтально. Соответственно образование рудных залежей произошло еще до какой-либо значительной дислокации толщ, т. е. рудоотложение предшествовало аппалачскому орогенезу. После наблюдений Кендалла признаки доскладчатого рудообразования были обнаружены на многих месторождениях района. Это важное открытие побудило произвести кардинальное переосмысление текстурных и структурных признаков руд, равно как и характера региональных взаимоотношений. В настоящее время предполагается, что процесс минералообразования завершился до образования чазианского несогласия [15]. Действительно, в районе не известно сколько-нибудь значительных проявлений цинковых руд, локализованных в породах, залегающих стратиграфически выше этого горизонта.

Номер образца	Ат.%			
	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
Флат-Гап № 1 [1]	1,325	25,38	21,00	52,29
Флат-Гап № 2 [1]	1,327	25,40	21,01	52,26
Флат-Гап № 3 [1]	1,327	25,35	21,04	52,28

[1] Руды месторождения Флат-Гап района Коппер-Ридж в восточном Теннесси отложились почти одновременно с рудами месторождений района Маскот — Джефферсон-Сити.

Представляло интерес произвести изотопное датирование возраста руд. С этой целью были отобраны пробы галенита из другого месторождения восточного Теннесси (Флат-Гап), так как галенит в рудах района практически не встречается. Измерения были выполнены «Изотоп-инкорпорейтед-ком-

пани» в Уэствуде, штат Нью-Джерси. Однако полученные данные, как видно из таблицы, не позволяют делать обоснованные заключения.

Принципиальное значение для определения возраста руд имеет вопрос о природе и возрасте рудных брекчий. Алрих [2] рассматривал их как брекчии обрушения, совершенно не разделяя предположения о возможном участии в их образовании разломной тектоники. Тем не менее большинство геологов вначале считали, что такие крупные структурные формы должны быть связаны с тектоническими деформациями. Однако, как отмечают Одер и Рикеттс [11], в последние годы Одер [8], Лоуренс [10], Уэдоу [16] и еще ряд авторов пришли к выводу, что имеется определенная связь между среднеордовикским несогласием в кровле отложений группы Нокс и структурами, локализующими в восточном Теннесси цинковые руды. Это представление было подкреплено исследованиями Хогланда и др. [15]. Они привели данные, подтверждающие почти одновременный возраст образования досреднеордовикских послемаскотских брекчий и рудоотложения. Согласно этим авторам, брекчиевые тела возникли в результате выщелачивания и обрушения вмещающих пород в связи с карстообразованием в дочазианское время, после чего были преобразованы в ходе наложенного, но также доорогенного гидротермального изменения.

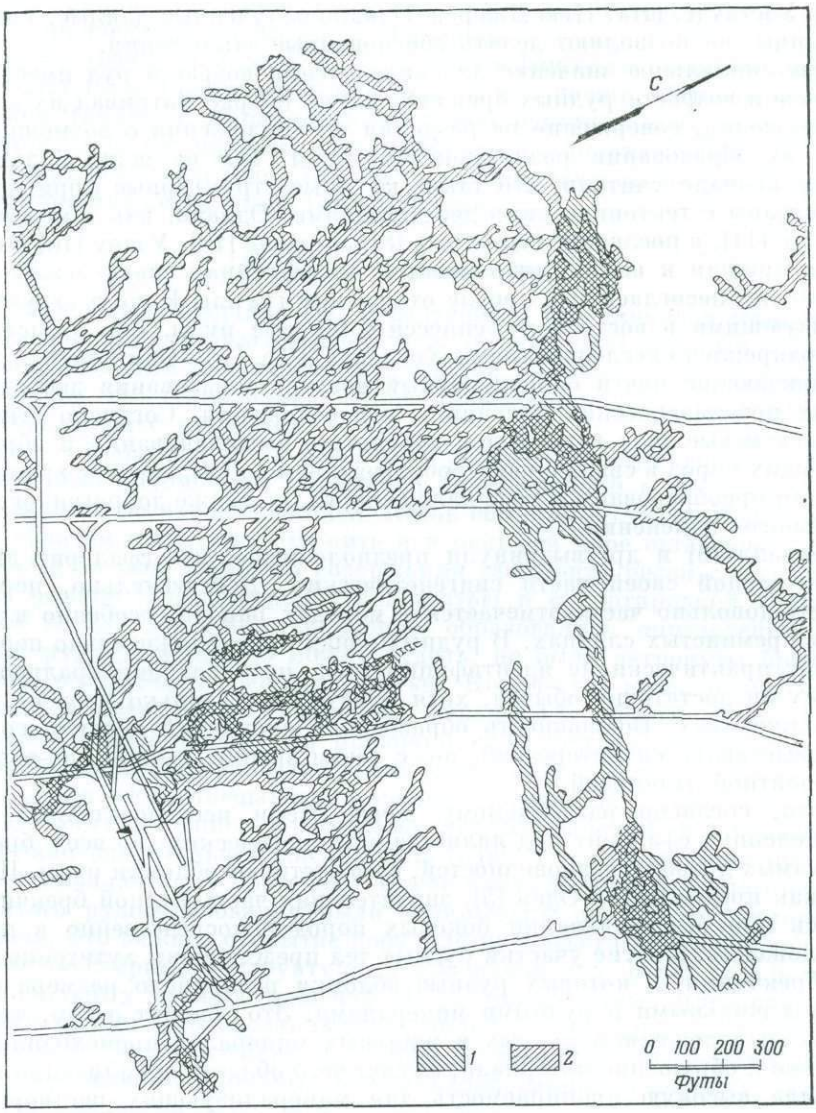
Кендалл [9] и др. выдвинули предположение, что сфалерит является в значительной своей части сингенетическим. Действительно, первичный сфалерит довольно часто отмечается в породах района, особенно в неизмененных кремнистых сланцах. В рудных зонах предположительно первичный сфалерит практически не идентифицируется, но в слабоминерализованных участках он достаточно обычен, хотя присутствует только в очень небольших количествах. Возможность образования скоплений первичного сфалерита представляется интересной, но, с точки зрения авторов, по-видимому, маловероятной гипотезой.

Хотя, согласно разделяемому почти всеми исследователями района представлению, сфалерит руд является эпигенетическим, во всех брекчиях, кроме самых древних разновидностей, присутствуют обломки руды. По-видимому, как предположил Одер [5], значительная часть рудной брекчии образовалась при выщелачивании боковых пород непосредственно в процессе рудоотложения. Многие участки рудных тел представлены аутигенными рудными брекчиями, в которых рудные обломки различного размера сцементированы жильными и рудными минералами. Это говорит о том, что одновременно с отложением рудных и жильных минералов происходило выщелачивание и обрушение материала, за счет чего область локализации в целом сохраняла высокую проницаемость для минерализующих растворов.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Морфология рудных тел

Рудные тела района Маскот — Джефферсон-Сити отличаются часто весьма неправильной формой. В целом, однако, преобладает пластовый тип залежей, приуроченных к определенным стратиграфическим горизонтам. Примером могут служить плащеобразные проявления, приуроченные к пласту U в восточной части района (площадь Джефферсон-Сити). Рудные тела здесь обычно не выходят за пределы прослоя известняка (пласта U) мощностью около 20 футов, залегающего среди первичных тонкозернистых доломитов. Залежи распространяются по простиранию на многие сотни и даже тысячи футов в виде сложно ветвящихся зон минерализации (фиг. 3). В разрезе пласта U рудные тела имеют неправильные, часто грибовидные формы.

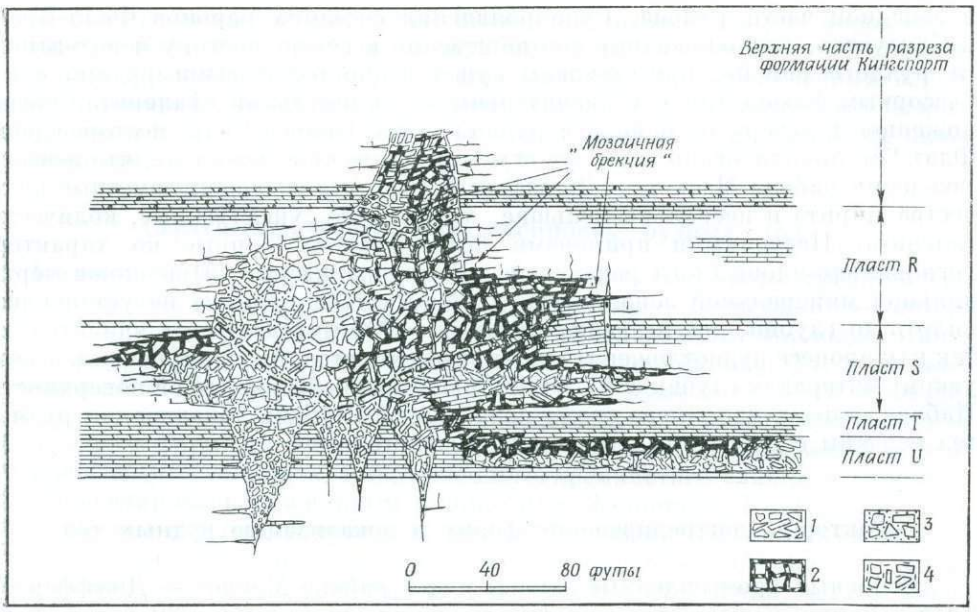


Ф и г. 3. Погоризонтный план одного из участков рудника Джефферсон-Сити.
1 — очистные выработки в пластах R и S; *2* — очистные выработки в пласте U.

Рудные тела, приуроченные к пластам R и S и к слоям в верхней части разреза формации Кингспорт, имеют также плащеобразные в плане, но еще более неправильные в разрезе обычно более протяженные в вертикальном направлении формы, чем тела, локализованные в пределах пласта U (фиг. 4).

Минералогия месторождений

Месторождения района Маскот — Джефферсон-Сити отличаются крайне простым минеральным составом. Единственным первичным промышленно ценным минералом является высокочистый сфалерит, содержащий менее 0,5% железа. Концентраты, получаемые из руд района, обычно содержат не менее 64% Zn. Содержание кадмия в концентрате в среднем равно 0,025%. Второй наиболее распространенный после сфалерита сульфидный минерал



Ф и г. 4. Схематизированный разрез через участок рудника Джефферсон-Сити.
1 — брекчия, сцементированная доломитовым материалом; *2* — брекчия, сцементированная рудным материалом; *3* — брекчия с тонкозернистым цементом; *4* — брекчия с крупнозернистым цементом.

руд — пирит. Он встречается почти исключительно в рассеянной форме, особенно в восточной части района. В среднем пирит составляет менее 1% общей массы сульфидов. Халькопирит и галенит крайне редки.

Основным жильным минералом руд является доломит, как и следовало ожидать, имея в виду доломитовый состав вмещающих пород. По-видимому, доломитовое жильное выполнение не однотипно, а представлено рядом разновидностей от перекристаллизованного осадочного доломита (практически доломитизированного известняка) до крупнокристаллического белого доломита, выполняющего вместе со сфалеритом трещины во вмещающих породах и полости в брекчиях. Отложение доломита началось одновременно или несколько раньше отложения рудных минералов и продолжалось после завершения основного этапа сульфидной минерализации. После доломита отложились незначительные количества флюорита и барита и несколько бо́льшие количества кальцита. В конце этапа отложения флюорита произошло повторное отложение незначительных количеств сфалерита, образовавшего мелкокристаллические присыпки на гранях кристаллов в пустотах и тонкие прожилки в трещинах в рудной зоне. Промышленного интереса продукты второго этапа сфалеритовой минерализации не представляют.

Отложение сфалеритовых руд сопровождалось окварцеванием вмещающих известняков. Кварц — второй по распространенности после доломита жильный минерал, однако количественно он развит значительно меньше доломита.

Рудные зоны перекрыты массивными серыми доломитами, часто осветленными до светло-серых и даже белых. Хотя причины этого явления не ясны, ореолы осветления доломитов постоянно ассоциируют с рудными телами, особенно в пластах R и S, и, по-видимому, так или иначе связаны и процессом минерализации.

Возможно, что руды в районе отлагались зонально, однако, ввиду сложной структуры региона, имеющиеся данные недостаточны для надежного обоснования факта зональности. Пирит несколько более распространен

в западной части района. Рудопроявления соседних районов Фолл-Бранч и Суитуотер, расположенные соответственно к северо-востоку и юго-западу от рудного района, представлены существенно баритовыми рудами с акцессорным флюоритом и незначительными количествами сфалерита. Расположенное к северу от района в рудном поясе Коппер-Ридж месторождение Флат-Гап локализовано в том же стратиграфическом интервале, что и месторождения района Маскот — Джефферсон-Сити, но содержит заметные количества пирита и несколько меньшие, хотя также существенные, количества галенита. Названными примерами исчерпываются данные по характеру регионально-площадного распределения минерализации. Признаков вертикальной минеральной зональности в рудных телах района не установлено вплоть до глубин, достигающих примерно 3000 футов. Это не удивительно, так как процесс рудоотложения, как предполагается, был приурочен к весьма узкому интервалу глубин 500—800 футов от древней эрозионной поверхности. Наблюдаемые в настоящее время колебания в глубине локализации рудных тел связаны с пострудным аппалачским орогенезом.

Факторы, контролирующие форму и локализацию рудных тел

Основные промышленные запасы руд в районе Маскот — Джефферсон-Сити сосредоточены в стратиграфическом интервале около 220 футов, который из практических соображений можно считать целиком относящимся к формации Кингспорт. Хотя проявления рассеянной минерализации иногда встречаются и выше, и ниже этой 220-футовой зоны (т. е. ниже пласта *U* и выше пласта 197, представляющего кровлю 220-ти футового интервала), они обычно непромышленны как по запасам, так и по содержанию рудного вещества. Таким образом, естественно возникает вопрос о причине относительной благоприятности для рудолокализации отложений формации Кингспорт. Предположение о специфическом минеральном составе рудолокализующих пород несостоятельно, так как аналогичные по составу слои встречаются и выше, и ниже по разрезу, но растворы прошли сквозь них, не отложив руд. Ряд геологов, в их числе Одер, Лоуренс, Рикеттс, Уэдау и Маер, предположили, что контролирующим фактором являлось то обстоятельство, что породы формаций Маскот и Кингспорт подвергались действию процессов эрозии при образовании дочазианского несогласия. Некоторые подтверждающие эту гипотезу наблюдения привели Одер и Рикеттс [11] и Хогланд и др. [15]. Каллахан [13], обобщив материал по большому числу стратиформных месторождений, пришел к выводу, что рудные тела этого типа определенно тяготеют к поверхностям стратиграфического несогласия.

Основные причины, обусловившие приуроченность руд района Маскот — Джефферсон-Сити к определенному стратиграфическому интервалу, могут быть представлены в виде двух групп опосредствованных факторов.

1. После отложения пород формации Маскот в процессе эрозии на территории района развилась мощная карстовая система, проникшая в карбонатные породы формаций Маскот, Кингспорт и Лонгвью на глубину более 800 футов. Интенсивная циркуляция метеорных вод, образовавших карстовую систему, обусловила повышенную проницаемость массива и, как следствие, полный дренаж поверхностных стоков через систему сообщающихся пустот, частично выполненных продуктами обрушения боковых пород. В какой-то мере наземная и подземная обстановка, сложившаяся на территории восточного Теннесси в предсреднеордовикское время, была, по-видимому, близка к современным условиям, господствующим на полуостровах Флорида и Юкатан. Небольшие трещины и сдвиги, заложившиеся при разгрузке, дегидратации и литификации пород, контролировали направление и характер развития основных каналов циркуляции вод.

2. Минерализующие растворы, вызвавшие доломитизацию пород и отложение цинка, воспользовались проницаемыми каналами, подготовленными карстовым выветриванием. Предполагается, что ограниченный вертикальный интервал развития оруденения связан с величиной статического напора вод и с охлаждением растворов, происходившим при смешении минерализованных и поверхностных вод.

Стратиграфическая приуроченность рудных тел

Нижняя часть разреза отложений формации Кингспорт представлена в основном неизмененными известняками, верхняя — слоистыми, мелкозернистыми первичными доломитами. Так как к отложениям формации Кингспорт приурочены основные рудопроявления района (кроме тел, локализованных в пласте U), в целом извлекаемые из недр руды могут быть подразделены на два главных типа. Руды месторождений, локализованных в нижней части разреза формации Кингспорт, представлены скоплениями песка и брекчии вмещающего доломита, выщелоченного кремнистого сланца и обломков руд, сцементированных жильным доломитом и сфалеритом. Контакты рудных тел с массивными (часто окварцованными) боковыми известняками обычно резкие. Рассеянные зерна сфалерита в крупнокристаллическом доломитовом субстрате представляют отчасти кластические включения, частью образовались в результате осаждения минерала в межзерновых пустотах. Процессы замещения выражены слабо.

Руды тел, локализованных в верхней части разреза формации Кингспорт, представлены главным образом жилами, выполняющими системы трещин в хрупких, мелкозернистых первичных доломитах. Жилы состоят из белого доломита и сфалерита. Эти руды являются более поздними образованиями, чем руды, отложившиеся при цементации брекчий обрушения.

Строгая приуроченность месторождений восточного Теннесси к отложениям формации Кингспорт обусловлена частично спецификой литологического состава рудолокализующего горизонта, но главным образом контролирующим действием несогласия на границе формаций Маскот и Чикамога. Определяющими факторами были:

1. Развитие протяженных зон высокой проницаемости, вдоль которых метеорные воды чазианского времени проникали на глубину почти до 800 футов.

2. Определенные *P-T*-условия на интервале 600—800 футов от древней эрозионной поверхности и эффекты смешения метеорных и минерализованных вод, способствовавшие выпадению сфалерита.

Проблема источников рудообразующих растворов и цинка представляет специальный предмет и здесь обсуждаться не будет. Отметим лишь, что минерализующие растворы определенно отличны от метеорных вод, образовавших древний карст, и не могут с ними отождествляться.

Локальные структурные элементы

В свете задач перспективного планирования и оптимизации систем разработки месторождений большие усилия в течение многих лет были затрачены на расшифровку структурных условий, контролировавших размещение рудных залежей. Из-за того что аппалачский орогенез существенно замаскировал признаки более ранних структурных форм и из-за общей идеи о посторогенном возрасте оруденения поиски такого рода были первоначально направлены на выявление отношения рудных тел к разломам, различным линейным структурным элементам и складкам. Они не увенчались успехом. Рудные залежи встречались на крыльях складок, в антиклинальных куполах и в синклинальных прогибах, они могли залегать согласно или под углом

к осям складок. Также не удалось выявить никакой определенной связи между зонами минерализации и разломами, которые часто поперечно пересекали рудные тела, в большей или меньшей мере смещая отдельные блоки. Таким образом, в результате проведенного изучения стало очевидно, что ассоциация руд района с основными хорошо выраженными структурными формами носит не более чем случайный характер. Такие отношения, конечно, в общем случае и должны быть на территории, где тектонические проявления наложились на уже существовавшие рудные тела.

Заметную контролирующую роль играли, по-видимому, крупные скопления редкообломочной брекчии вмещающих пород, которые первоначально описывались как продукты выветривания во время образования несогласия между отложениями формаций Маскот и Чикамога. Несомненно, что локализация протяженных тел брекчии контролировалась некоторыми дорудными структурами. Скорее всего это были системы трещиноватости, которые были затем практически уничтожены в процессе формирований брекчиевых тел. В период минерализации тела брекчий представляли хорошо проницаемые зоны, вдоль которых участками отложились руды.

Тела редкообломочной брекчии характеризуются обычно весьма неправильными формами. В верхних частях, выше рудолокализующих горизонтов, они часто имеют округло-изометрические очертания в плане и трубообразные в разрезе. На уровне отложений формации Кингспорт они, как правило, формируют плитообразные тела, распространяющиеся горизонтально на многие тысячи футов. К ним примыкают, образуя многочисленные трубы, столбы, ответвления и другие неправильные формы, боковые рудолокализующие структуры, содержащие часто весьма крупные рудные скопления.

Благоприятные пласты

Основными рудолокализующими горизонтами в районе являются пласты известняка в нижней части разреза формации Кингспорт. Руды как таковые, однако, непосредственно приурочены только к крупнокристаллическим доломитам, грубым доломитовым брекчиям или к брекчиям переходных типов. Известняки минерализуются исключительно на контакте с рудными телами на незначительном расстоянии порядка одного — двух футов в участках интенсивного окварцевания. Брекчии крупнокристаллических доломитов и значительно менее распространенный доломитовый песок являются, по-видимому, в основном эпигенетическими. Они представлены кластическими несогласными скоплениями с элементами залегания вмещающих пород. Каналы, выполненные скоплениями доломитового и окварцованного обломочного материала, были особенно благоприятны для рудолокализации.

Выше тел брекчии крупнокристаллических доломитов или в участках, где известняки были существенно выщелочены, залегают тела «мозаичной», или «трещинной», брекчии. Они представляют формы обрушения, ассоциирующие с телами обломочной брекчии доломитов. К ним приурочены крупные рудные тела, образовавшиеся за счет выполнения трещин между обломками вмещающих пород сфалеритом и белым жильным доломитом. Эти руды, как и руды в брекчиях крупнокристаллических доломитов среди известняков, являются рудами отложения. Залежи описанного типа часто называют телами замещения, однако это ошибочное определение, так как роль процессов замещения в образовании этого типа руд крайне незначительна.

Хотя продолжающееся в связи с разведкой и эксплуатационными работами изучение месторождений дает постоянно много новых сведений, углубляющих наши представления о геологическом строении района, пока нет никаких определенных данных, позволяющих составить обоснованное заклю-

чение об источнике минерализации. Тем не менее благодаря усилиям геологов-разведчиков район Маскот — Джефферсон-Сити все эти годы постоянно развивался и в настоящее время является ведущим по масштабам добычи цинка горнорудным районом США.

ЛИТЕРАТУРА

1. Secrist M. H., Zinc deposits of east Tennessee, Tenn. Div. Geol. Bull., **31**, 1—165, 1924.
2. Ulrich A. O., Origin and stratigraphic horizon of the zinc ores of the Mascot district of east Tennessee, Wash. Acad. Sci. Jour., **21**, 30—31, 1931.
3. Crawford J., Structural and stratigraphic control of zinc deposits in east Tennessee, Econ. Geol., **40**, 408—415, 1945.
4. Oder C.R.L., Miller H. W., Stratigraphy of the Mascot-Jefferson City zinc district, A.I.M.E., Tr., **178**, 223—231, 1948.
5. Oder C. R. L., Hook J. W., Zinc deposits in the southeastern states, 72—87, in Snyder F. G., Editor, Symposium on mineral resources of the southeastern United States, Univ. Tenn. Press, Knoxville, 1—236, 1950.
6. White M. L., The occurrence of mineralization in soil, Unpublished Rept. to the N.J. Zinc Co., 1956.
7. Maher S. W., Zhe zinc industry of Tennessee, Tenn. Div. Geol. I.C., № 6, 1—28, 1958.
8. Oder C. R. L., *How American Zinc's Tennessee DMEA project proved 35 000 000 tons* ore, Min. World, **20**, № 7, 50—53, 1958.
9. Kendall D. L., Ore deposits and sedimentary features — Jefferson City Mine, Tennessee, Econ. Geol., **55**, 985—1003, 1960; **56**, 1137—1138, 1961, **56**, disc., **56**, 444—446, 1961.
10. Laurence R. A., Geologic problems in the Sweetwater barite district, Tennessee, Amer. Jour. Sci., Bradley Volume, 258-A, 170—179, 1960.
11. Oder C. R. L., Ricketts J. E., Geology of the Mascot-Jefferson City zinc district, Tennessee, Tenn. Div. Geol. R.I, № 12, 1—29, 1961.
12. Hoagland A. D., Distribution of zinc in soils overlying the Flat Gap Mine, Min. Eng., **14**, № 1, 56—58, 1962.
13. Callahan W. H., Paleophysiographic premises for prospecting for strata bound base metal mineral deposits in carbonate rocks, CENTO Symposium on Mining Geology and Base Metals, Ankara, 191—248, 1964.
14. Miller H. W., Jolley D. H., Flooding and recovery of the Jefferson City Mine, Min. Cong. Jour., № 1, 16—21, 1964.
15. Hoagland A. D., et al., Genesis of the Ordovician zinc deposits in east Tennessee, Econ. Geol., **60**, 693—714, 1965.
16. Wedow H., Jr., Marie J. R., Correlation of zinc abundance with stratigraphic thickness variations in the Kingsport formation, west New Market area, Mascot-Jefferson City mining district, Tennessee, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 525-B, B17—B22, 1965.

РУДНЫЙ РАЙОН ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТИНТИК, ШТАТ ЮТА

Х. Т. Моррис

Центральный Тинтик расположен в центральной части гор Восточный Тинтик примерно в 55 милях по прямой от Солт-Лейк-Сити. Вся руда Центрального Тинтика получена с участка размером 6 кв. миль, вытянутого от Юрики на юг. На территории Тинтика (не считая Восточный Тинтик) за период с 1869 по 1965 г. добыто около 12,2 млн. т руды, содержавшей свыше 2 млн. унций золота, почти 200 млн. унций серебра, около 100 тыс. т меди, 580 тыс. т. свинца, 62 тыс. т цинка и другие металлы, суммарная стоимость которых превышает 315 млн. долл. Основная масса руд получена из метасоматических залежей в известняках.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Рудный район Тинтик охватывает сводовую часть и западные склоны гор Восточный Тинтик, т. е. расположен на пустынных восточных окраинах провинции Бассейнов и Хребтов. Этот горный хребет меридионального простирания, разбитый разломами на отдельные блоки, отличается умеренно высоким, но резко расчлененным рельефом. Наиболее крупные вершины возвышаются над заполненной аллювием долиной Тинтик более чем на 2500 футов.

С геологической точки зрения район соответствует крупному миогеосинклинальному прогибу, который выполнен известняками, доломитами, кварцитами, глинистыми сланцами и аргиллитами нижнего и среднего палеозоя. Общая мощность осадочных пород района превышает 10 000 футов. Морские осадочные образования слагают западное крыло синклинали Тинтик, которая является главным элементом структуры района. Синклиналь рассечена несколькими системами разломов, а эти последние обычно скрыты под покровами лав и пирокластических образований. Осадочные породы прорваны штоками, некками, дайками и силлами монцонит-порфиров, кварцевых монцонитов и диабазов (фиг. 1). В районе известны рудные месторождения двух типов:

1. Массивные метасоматические рудные тела — столбообразные пластовые или неправильной формы.

2. Жилы, залегающие среди крупных интрузивных тел или в зоне экзоконтакта, сложенной контактово-метаморфизованными осадочными породами.

Около 90% всех добытых в районе руд получено из месторождений первого типа.

Осадочные породы

Перекрытые вулканогенными образованиями осадочные породы района Тинтик охватывают возрастной интервал от позднего докембрия до эоцена (?), но в основном, если не считать эпизодических проявлений конгломератов в депрессиях, перекрытых лавами, все они могут быть охарактеризованы как допенсильванские (табл. I). Докембрийские породы представлены кварцитами, филлитами и подчиненными доломитами, которые обычно паралле-

лизуются с породами формации Биг-Коттонвуд, распространенными в пределах соседнего хребта Уосатч, а также с породами группы Шипрок, в понимании Харриса [22], которые слагают горы Шипрок. Эта толща отделена от перекрывающих ее кварцитов Тинтик отчетливым несогласием, фиксирующим эрозию многих тысяч футов стратиграфического разреза и, в частности, исчезновение формации Мутуал и тиллитов Минерал-Форк [17] или аналогичных им образований.

Кварциты Тинтик обычно отождествляются горняками с породами фундамента, так как их мощность очень велика, а количество рудных тел среди кварцитов гораздо меньше, чем в перекрывающих горизонтах пород. На всей площади рудного района кварциты Тинтик содержат лишь короткие и маломощные жилы, не представляющие интереса для промышленности, что отличает этот район от соседнего рудного района Восточный Тинтик. Кварциты Тинтик близ Юрики более чем на 90% состоят из SiO_2, что позволило в последние годы наладить здесь добычу огнеупорной глины и производство силикатного кирпича.

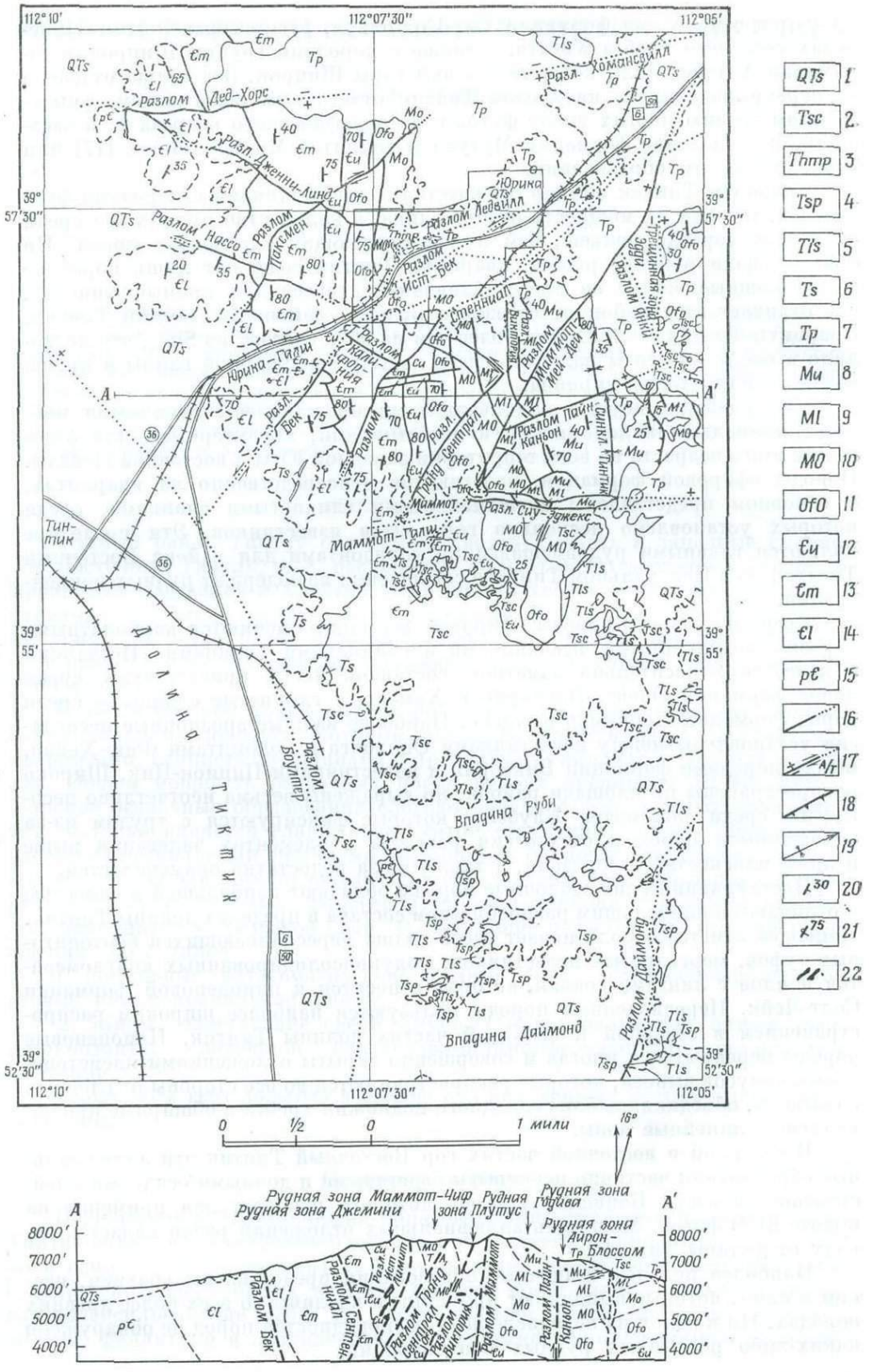
Палеозойские породы над кварцитами представлены типичными миогеосинклинальными доломитами и известняками, характерными для отложений этого возраста на всей территории западной Юты и восточной Невады. Породы офировой формации, залегающие непосредственно на кварцитах, в основном представлены известковистыми глинистыми сланцами, среди которых установлено несколько горизонтов известняков. Эти последние являются главными рудовмещающими горизонтами для района Восточный Тинтик, но в Центральном Тинтике совершенно не содержат рудных концентраций.

Вверх по разрезу породы офировой формации сменяются карбонатными с резко подчиненными песчаниками и глинистыми сланцами. Песчаники в качестве относительно заметной составной части присутствуют среди пород формаций Опекс, Виктория и Хамбаг, а глинистые сланцы — среди пород формаций Херкимер и Опекс. Наиболее важные эрозионные несогласия установлены между известняками Опохонга и доломитами Фиш-Хейвн, между породами формации Виктория и известняками Пинион-Пик. Широко распространены на площади района, но выражены весьма неотчетливо несогласия среди доломитов Блубелл, которые фиксируются с трудом из-за однородности пород и отсутствия разницы в элементах залегания выше и ниже плоскостей несогласия, а также из-за недостатка окаменелостей.

Поствулканические осадочные породы обладают наибольшей мощностью и отличаются наибольшим разнообразием состава в пределах долины Тинтик. Наиболее заметную роль играет здесь толща переслаивающихся бентонитовых туфов, мергелистых известняков, полуконсолидированных конгломератов и илов с линзами гравия, которые относятся к плиоценовой формации Солт-Лейк. Перечисленные породы пользуются наиболее широким распространением в северной и западной частях долины Тинтик. Плиоценовые породы перекрыты, а иногда и совершенно скрыты отложениями плейстоценовых конусов выноса, которые распространяются во все стороны от главных водотоков, объединяясь близ западного подножия хребта в обширные пролювиальные линейные зоны.

В северной и восточной частях гор Восточный Тинтик эти аллювиальные образования частично перекрыты береговыми и донными осадками плейстоценового озера Бонвилл, уровень которого располагался примерно на высоте 5150 футов. Мощность аллювиальных отложений резко падает к западу от долины Тинтик.

Наиболее молодые осадочные образования представлены гравием, песком и илом, которые выполняют промоины и впадины во всех более древних породах. Ни в одной из перечисленных разновидностей пород не обнаружено каких-либо россыпных рудных концентраций.


112°10'
112°07'30"
112°05'
39°57'30"
39°55'
39°52'30"
Разлом Дед-Хорс
Разлом Нассо
Разлом Такмен
Разлом Ирина-Гили
Разлом Бек
Разлом Централ
Разлом Маммот-Гили
Разлом Пайн-Каньон
Разлом Сиу-Эджекс
Разлом Ирина
Разлом Левиаф
Разлом Ист-Бек
Разлом Стеннис
Разлом Маммот-Дей
Разлом Янни
Разлом Боултер
Разлом Даймонд
Разлом Хоманселл
Разл. Дженни-Линд
Разл. Калифорния
Разл. Сентрал
Разл. Тинтик
Разл. Ист-Тинтик
Разл. Пайн-Каньон
Разл. Маммот
Разл. Виктория
Разл. Сандстрим
Разл. Ист-Маммот
Разл. Конвой
Разл. Ист-Бек
Разл. Ист-Сентрал
Разл. Ист-Виктория
Разл. Ист-Маммот
Разл. Ист-Конвой
Разл. Ист-Пайн
Разл. Ист-Даймонд
Разл. Ист-Боултер
Разл. Ист-Стеннис
Разл. Ист-Янни
Разл. Ист-Хоманселл
Разл. Ист-Левиаф
Разл. Ист-Ирина
Разл. Ист-Нассо
Разл. Ист-Такмен
Разл. Ист-Дженни-Линд
Разл. Ист-Дед-Хорс
Разл. Ист-Ирина-Гили
Разл. Ист-Калифорния
Разл. Ист-Бек
Разл. Ист-Централ
Разл. Ист-Маммот-Гили
Разл. Ист-Пайн-Каньон
Разл. Ист-Сиу-Эджекс
Разл. Ист-Тинтик
Разл. Ист-Маммот
Разл. Ист-Виктория
Разл. Ист-Сандстрим

Магматические породы

Эффузивные породы района Тинтик представляют собой реликты крупного и сложного глубоко эродированного вулкана, на месте которого сформировался современный зрелый рельеф и, в частности, сложно построенный горный хребет. Ядру этого вулкана соответствуют шток Силвер-Сити и тесно связанные с ним некки, силлы и дайки, причем некоторые из даек являются подводящими каналами лав, туфов и пирокластических образований. Возраст вулканогенных пород надежно установлен в пределах хребта Лонг, расположенного в 30 милях к юго-востоку от района Тинтик. Мессиг [16] показал, что в периферических частях вулканического поля Тинтик наблюдается переслаивание туфов и агломератов с известняками, глинистыми сланцами и бентонитовыми туфами верхней части ранне- и среднеэоценовой формации Грин-Ривер. Здесь же верхние горизонты латитов Лагуна-Спрингс содержат линзы известняков с растительными остатками. На основании находок *Koelreuteria nigricans* и *Aralia wyomingensis* Браун считает возраст этих известняков среднеэоценовым [личное сообщение от 6 июня 1950 г.].

Палеонтологические и стратиграфические доказательства среднеэоценового возраста вулканогенных пород района Тинтик подтверждаются радиометрическими (альфа-свинцовыми) определениями возраста по цирконам из штоков Норт-Лили и Силвер-Сити, которые соответственно дали цифры 38 и 46,5 млн. лет [21]. Точная последовательность интрузивных и эффузивных образований в деталях не выяснена из-за отсутствия четких пересечений одних пород другими.

Породы штока Суонси по химическому и минеральному составу похожи на кварцевые латиты Пакард и вполне вероятно, являются их интрузивным эквивалентом, а следовательно, они древнее пород штоков Санрайз-Пик и Силвер-Сити. Породы штока Силвер-Сити, кроме того, имеют краевую зону закалки на контакте с породами штока Суонси, что можно наблюдать севернее рудника Суонси. По минеральному и химическому составу интрузивные образования штоков Санрайз-Пик и Силвер-Сити довольно похожи на латиты формации Лагуна-Спрингс. Для штока Санрайз-Пик в большей степени, чем для штока Силвер-Сити, характерна порфировая структура, а также некоторые другие особенности, свойственные гипабиссальным образованиям. Все это позволяет предполагать, что породы штока Санрайз-Пик прорывали латитовый вулканический конус в эруптивную фазу вулканизма, а значит, они несколько древнее более глубокого и медленнее остывавшего штока Силвер-Сити.

Северный и восточный контакты штока Силвер-Сити позволяют с уверенностью говорить о том, что здесь происходило внедрение магмы в открытые полости. Так, например, монцониты используют плоскости разломов, поверхности напластования и трещины, местами ограничивающие крупные и мелкие блоки. Некоторые из этих блоков-ксенолитов как бы законсервированы в монцоните без изменения их первичного состава, другие интенсивно

Ф и г. 1. Схематическая геологическая карта и разрез рудного района Центральный Тинтик.

1 — четвертичные и третичные осадочные породы; *2* — монцониты штока Силвер-Сити и связанные с ними породы; *3* — роговообманковые монцонит-порфиры; *4* — монцониты штока Санрайз-Пик и связанные с ними породы; *5* — латиты Лагуна-Спрингс; *6* — кварцевые монцониты штока Суонси и связанные с ними породы; *7* — кварцевые латиты Пакард (иногда сопровождаются эоценовыми (?) конгломератами Эйпекс); *8* — формация Хамбаг и известняки Дезерт; *9* — известняки Гардисон и формация Фичвилл; *10* — известняки Пинион-Пик, формация Виктория и доломиты Блубелл; *11* — доломиты Фиш-Хейвн и известняки Опохонга; *12* — доломиты Эджекс и формация Опекс; *13* — доломиты Кол-Каньон, доломиты Блуберд, известняки Херкимер, доломиты Дагмар, тевтонские известняки и породы офировой формации; *14* — кварциты Тинтик; *15* — формация Биг-Коттонвуд; *16* — контакты установленные (сплошная линия) и предполагаемые (пунктир); *17* — разломы. Знаком — обозначен опущенный блок, а знаком + — приподнятый. Скрытые интервалы разломов обозначены точками. Стрелками показано направление движения блоков. На разрезе буквой *А* обозначено движение блока от зрителя, а буквой *Т* — к зрителю; *18* — надвиги. Зубцы ориентированы в сторону приподнятого блока; *19* — синклиналь. Показан след осевой плоскости и направление погружения оси; *20* — элементы залегания слоев; *21* — элементы залегания опрокинутых слоев; *22* — рудные тела, показанные только на разрезе.

Таблица I

Стратиграфическая колонка рудного района Тинтик

Система	Отдел	Формации или аналогичные им подразделения	Литологический состав и средняя мощность
Четвертичная	Современный	Молодой аллювий	Конусы выноса; гравий, песок, ил; 0—100 футов
	Плейстоцен	Древний аллювий	Конусы выноса, коллювий, гравий русловых потоков. В соседних участках перекрыты отложениями озера Бонвилл
		Угловое несогласие	
Третичная	Плиоцен	Формация Солт-Лейк (?)	Мергелистые известняки, бентонитовые туфы, *песчанистые илы*, *гравий*. Положение подошвы точно не определено
		Угловое несогласие	
		Дайки андезитов и латитов; сингенетичные интрузивные брекчии	Фиолетовые дайки порфиритов, местами измененные до каолина; вероятно, синхронные с оруденением
	Эоцен	Кварцевые монцонит-порфиры	Зеленовато-серые дайки и штоки грубозернистых порфиритов. Обычно объединяются с монцонитами штока Силвер-Сити
		Монцониты штока Силвер-Сити и связанные с ними биотитовые *монцонит-порфиры*	Зеленовато-серые граниты и грубозернистые монцонит-порфиры, измененные близ рудных жил
		Монцонит-порфиры штока Санрайз-Пик и связанные с ними *роговообманковые* монцонит-порфиры	Серые и темно-серые монцонит-порфиры. *Близ жил изменены*
		Латиты Лагуна-Спрингс	Красновато-серые *лавы*, *туфы*, *агломераты*; 0—2500 футов
		Кварцевые монцониты Суонси	Интрузивная порода *типа гранита*, обычно измененная (процессы выщелачивания)
		Кварцевые латиты Пакард	Фиолетово-серые деформированные лавы и белые туфы; 0—2700 футов
Третичная (?)	Эоцен (?)	Конгломераты Эйпекс	Кирпично-красные конгломераты и песчанистые сланцы; 0—500 футов Картируются как составная часть кварцевых латитов Пакард
		Угловое несогласие	
Карбоновая, Миссисипская	Верхний	Формация Хамбаг	Синие известняки и светло-желтые песчаники; >250 футов, верхняя часть смыта
		Известняки Дезерт	Синевато-серые кремнистые и ракушечные *известняки*; ~1000 футов
	Нижний	*Известняки Гардисон*	Синевато-серые кремнистые известняки с отчетливой слоистостью; 500 футов
		Формация Фичвилл	Семь четких пачек известняков и кремнистых доломитов. Для верхних частей пачек характерна волнисто-слоистая структура; 280 футов

Продолжение табл. I

Система	Отдел	Формации или аналогичные им подразделения	Литологический состав и средняя мощность
Девонская	Верхний	Известняки Пинион-Пик	Синевато-серые глинистые известняки, в основании горизонта — песчанистые; 75 футов
		Эрозионное несогласие (?)	
		Формация Виктория	Серые доломиты и светло-желтые кварциты. Местами встречаются линзы почти сингенетичных брекчий; 280 футов
Ордовикская, силурийская и девонская		Доломиты Блубелл	Темно-серые грубозернистые доломиты с горизонтами «жирных» белых доломитов. Для средней части характерны маркирующие горизонты с волнисто-слоистой структурой: 350—600 футов
Ордовикская	Верхний	Доломиты Фиш-Хейвн	Пятнистые серые кремнистые доломиты; 300 футов
		Эрозионное несогласие	
	Нижний	Известняки Опохонга	Синевато-серые тонкослоистые глинистые известняки; 700—850 футов
Кембрийская	Верхний	Доломиты Эджекс	Темно-серые кремнистые доломиты; 5600 футов
		Формация Опекс	Тонко рассланцованные песчанистые известняки и глинистые сланцы; 245 футов
	Средний	Доломиты Кол-Каньон	Темно-серые и «жирные» белые доломиты; 850 футов
		Доломиты Блуберд	Темно-серые доломиты с тонкими белыми прослоями; 200 футов
		Известняки Херкимер	Синие глинистые известняки и зеленые глинистые сланцы; 425 футов
		Доломиты Дагмар	«Жирные» белые доломиты с волнистой слоистостью; 80 футов
		Тевтонские известняки	Синие глинистые известняки с пизолитовыми горизонтами; 400 футов
		Офировая формация	Серо-зеленые глинистые сланцы и синие оолитовые известняки; 400 футов
	Нижний	Кварциты Тинтик	Светло-желтые кварциты. Близ кровли — горизонты серо-зеленых филлитов, а близ подошвы — конгломераты; 2800—3200 футов
		Угловое несогласие	
Докембрийская	Верхний	Формация Биг-Коттонвуд	Серо-зеленые филлитовые сланцы, зеленовато-коричневые кварциты и коричневато-серые доломиты; >1673 футов, подошва не установлена

изменены, причем наблюдаются все степени изменения от слабого контактового метаморфизма до почти полной ассимиляции. Наименее «упорными», видимо, были ксенолиты доломитов и известняков, а относительно хорошо сохранялись блоки глинистых сланцев, кварцитов и латитовых туфов.

Гораздо менее очевидным представляется выполнение открытых полостей при изучении контактов штоков Силвер-Сити и Санрайз-Пик с латитами Лагуна-Спрингс. Иногда «пропитывание» («soaking») одной породы другой и реакции между ними стирают контакт интрузивных и эффузивных образований до такой степени, что контур интрузива может быть установлен только там, где порфиробласты полевого шпата и биотита столь же многочисленны, как и в прилежащих участках, сложенных, несомненно, интрузивной породой.

Структура

Положение района в региональной структуре. Рудный район Тинтик расположен, грубо говоря, в центральной части горного пояса Севир, имеющего север-северо-восточное простирание. Это крупное линейное поднятие — шов, ширина которого достигает 100 миль, характеризуется развитием *гигантских надвигов. Одна из пластин-чешуй, интенсивно деформированная* и имеющая сложное строение, протягивается от Калифорнии до Монтаны [24, 30]. Деформации земной коры, относящиеся к Севирской фазе складчатости, *начались в позднеюрское — раннемеловое время и в течение мела* распространялись к востоку; их максимуму соответствует перемещение громадных пластин пород через территорию района Тинтик, относящееся к позднемеловому времени [12, 27, 30]. К среднему эоцену орогенические движения постепенно ослабели, а собранные в складки и рассеченные разломами осадочные породы были прорваны разнообразными интрузиями. Еще позднее, но в домиоценовое время, все породы претерпели интенсивное дробление в результате глыбово-блоковых движений, связанных с формированием разломов системы Бассейнов и Хребтов.

Складки. Главным элементом складчатой структуры является асимметричная синклиналь Тинтик, охватывающая почти всю площадь района Центральный Тинтик и часть соседнего рудного района Восточный Тинтик. Эта синклиналь рассечена тремя или более системами поперечных разломов, а ее западное крыло сброшено по одной из ветвей разломов системы Бассейнов и Хребтов, имеющей меридиональное или северо-западное простирание [28]. Ось складки достаточно отчетливо прослеживается почти на протяжении мили севернее разлома Сиу — Эджекс, а севернее и южнее этого интервала она не фиксируется, так как там распространены изверженные породы (фиг. 3). Ось синклинали Тинтик погружается на север под углом ~20°, однако на отдельных участках этот угол может колебаться от 0 до 30° и более, что отчасти связано с дифференциальными перемещениями отдельных тектонических блоков. Севернее Юрика-Галш западное крыло складки имеет крутое восточное падение, а южнее угол падения постепенно увеличивается вплоть до того, что отдельные горизонты приобретают опрокинутое залегание (фиг. 1). Как можно видеть в подземных горных выработках, обратное падение *прослеживается от гребня хребта на глубину более 2500 футов* [5]. *В осевой* зоне складки крутопадающие горизонты западного крыла резко выполаживаются, а затем загибаются вверх под углом 20—30°, образуя относительно *пологое восточное крыло синклинали. Все долавовые осадочные* породы от докембрийских, относящихся к формации Биг-Коттонвуд, до миссисипских (формация Хамбаг) выходят на поверхность и в западном крыле складки и в ее осевой части, что позволяет определить минимальную амплитуду синклинали, равную ~12 000 футов.

Весьма неотчетливая, но важная для понимания структуры района дисгармоничная антиклинальная складка расположена между разломами Сентенниал и Сиу — Эджекс, на небольшом расстоянии к западу от оси синклинали Тинтик. Она, вероятно, возникла как результат сокращения и сжатия части стратиграфического разреза в ядре синклинали, но не исключено, что ее происхождение связано с формированием продольного сброса Виктория. Эта антиклинальная складка вскрыта лишь немногими горными выработками, а значит, изучена неполно. Есть основания предполагать, что в процессе формирования антиклинальной складки деформировались только те осадочные породы, которые стратиграфически расположены между рассланцованными известняками Опохонга и крайне некомпетентными фосфатными глинистыми сланцами — базальными горизонтами формации Дезерт.

Разломы. Все разломы, рассекающие синклиналь Тинтик, могут быть отнесены к одной из четырех групп: 1) зоны скалывания, образовавшиеся в период складчатости; 2) обычные постскладчатые сбросы, развитие которых предшествовало периоду вулканической активности; 3) минерализованные трещины и разломы, синхронные с вулканическими процессами; 4) поздние сбросы, относящиеся к разломам системы Бассейнов и Хребтов. Ни один из крупных надвигов Севирского горного пояса на территории района Тинтик не проявлен, но система разломов Мидас, несомненно, затрагивает корневые части гор Восточный Тинтик и, в частности, базальные горизонты формации Биг-Коттонвуд [30]. Поперечный разлом, который, видимо, ограничивает пластину надвига Мидас с юга, перекрыт лавами. Этот разлом скорее всего определяет локализацию близповерхностных частей штока Силвер-Сити [29].

Зоны скалывания. Это наиболее древние крутые разломы, образующие систему сопряженных сколовых зон северо-восточного и северо-западного простирания, которая возникла в ответ на широтные сжимающие напряжения, обусловившие образование складок. Эти зоны рассекают крылья синклинали Тинтик, имеющие меридиональное простирание, под углом от 30 до 60°. Чаще всего разломы характеризуются крутыми углами падения, но некоторые из них в разрезе имеют необычную извилистую форму. Для зон скалывания характерны горизонтальные или близкие к горизонтальным перемещения крыльев, о которых свидетельствуют резкие горизонтальные борозды скольжения на искривленной плоскости сместителя и чрезвычайно контрастные контакты вдоль этой плоскости крутых и пологих слоев вмещающих пород. К группе разломов с северо-восточным простиранием относятся разломы Пакмен, Бек, Сентенниал, Гранд-Сентрал и Маммот — Мей-Дей; эти разломы, как правило, проявлены резче северо-западных и играют более важную роль в локализации оруденения.

Сбросы. К этой группе относятся постскладчатые разломы, возникшие до периода вулканической активности, и, в частности, такие, как Дед-Хорс — Хомансвилл и Сиу — Эджекс. Эти разломы почти под прямым углом пересекают меридионально ориентированные горизонты пород, слагающие главную складку; для них характерно крутое северное падение. Породы к северу от разлома Дед-Хорс — Хомансвилл опущены относительно южного блока пород, а амплитуда смещения увеличивается от 1300 футов или даже меньше на западе до 1700 и более футов на востоке. Перед извержением кварцевых латитов Пакард сегмент разлома Дед-Хорс протягивался по глубокой, наклоненной на восток долине, выполненной аллювиальными отложениями, которая позднее была выровнена излияниями лав. Зона разлома Сиу — Эджекс представлена несколькими ветвями, которые отделяют крутопадающие слои западного крыла синклинали Тинтик (северное крыло разлома) от пологих горизонтов ее ядра. Амплитуда смещения по разлому достигает 1600 футов. Под аллювием ущелья Маммот разлом Сиу — Эджекс, вероятно,

поворачивает к югу под влиянием более древнего разлома Маммот — Мей-Дей.

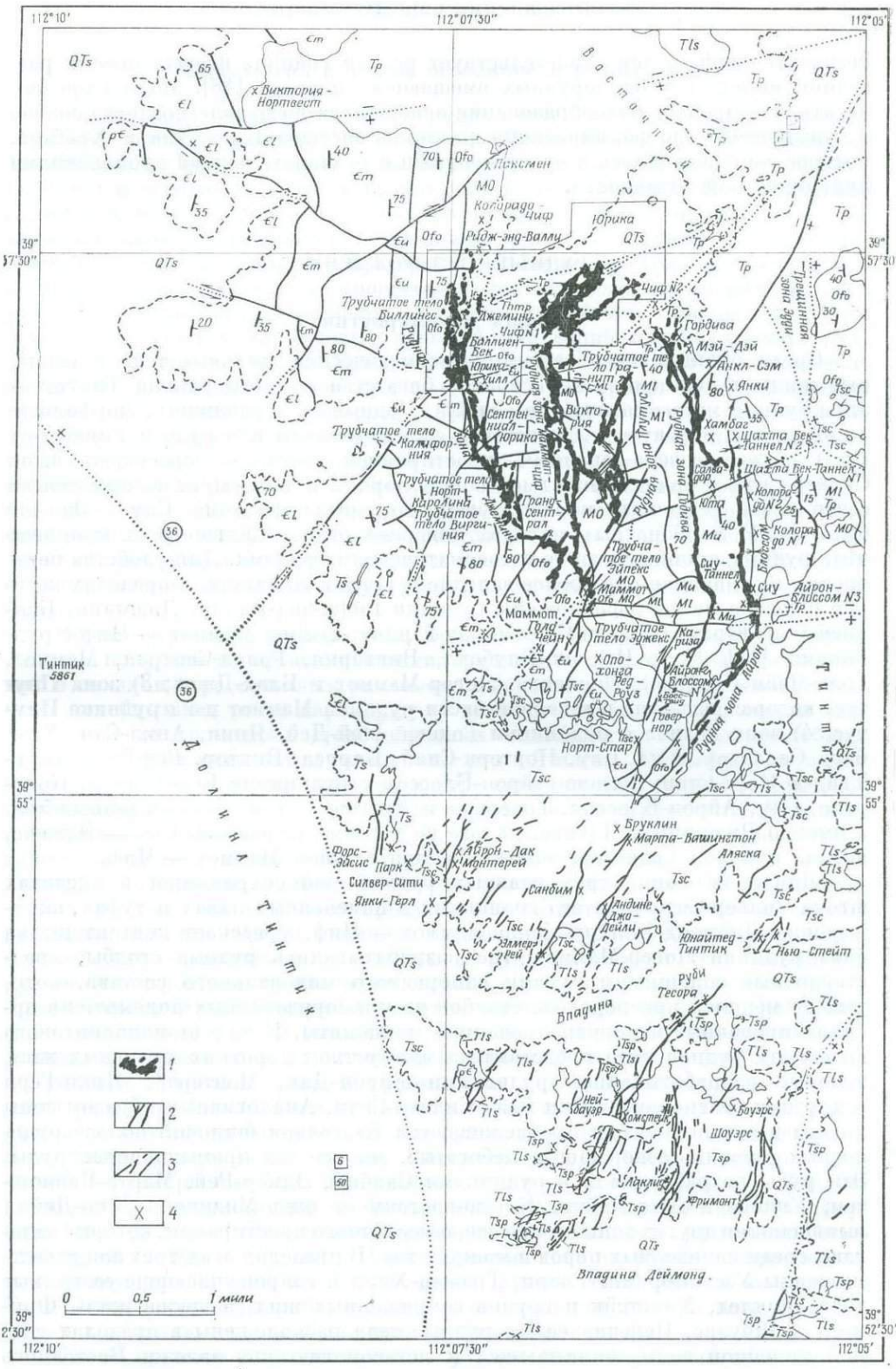
Минерализованные разломы и трещины. Породы штока Силвер-Сити рассечены жилами с рудами цветных металлов и серебра, которые выполняют систему небольших разломов и трещин север-северо-западного простирания и крутого западного падения; амплитуда смещения по этим трещинам и разломам, как правило, невелика (фиг. 2). Формирование данной группы дизъюнктивов происходило одновременно с вулканическими извержениями и после них. Трещины, расположенные в северо-западной части системы трещин и разломов, рассекают крутопадающие осадочные породы западного крыла синклинали Тинтик, а затем искривляются, приобретая меридиональное простирание, свойственное межпластовым разломам. На юго-востоке аналогичные трещины прослеживаются в пределы рудного района Восточный Тинтик, где они становятся важными рудовмещающими структурами, способствующими локализации интрузивных «гальковых брекчий», даек и жил.

Разломы системы Бассейнов и Хребтов. Срезание главных геологических структур близ западных окраин гор Восточный Тинтик и наличие преобразованных эрозией уступов среди аллювиальных отложений позволяет наметить между долиной Тинтик и горным сооружением Восточный Тинтик зону неотектонических сбросов.

Гравитационная съемка этого района, проведенная Куком и Бергом [23], показала, что существует гравитационная аномалия, измеряемая более чем 20 мгалл, ориентированная поперек разлома Боултер и расположенная к юго-западу от ущелья Юрика, что позволяет оценить мощность рыхлых отложений долины более чем в 7200 футов [28]. Более поздние исследования аномалии долины Тинтик, предпринятые Мабеем и Моррисом [31], подтвердили эту оценку, а кроме того, позволили предположить, что мощный покров рыхлых отложений долины Тинтик залегает над двумя или более сбросами, общая амплитуда перемещения по которым достигает по крайней мере 7500 футов.

Возраст минерализации

Тесная пространственная связь и структурные взаимоотношения между рудными телами и интрузивными породами, а также явно гидротермальное происхождение руд почти не позволяют сомневаться в том, что рудоотложение явилось кульминационным пунктом периода магматической активности. Как уже сказано, среднеэоценовый возраст вулканизма можно считать надежно установленным по стратиграфическим отношениям между латитами Лагуна-Спрингс и породами эоценовой формации Грин-Ривер, а также по флористической ассоциации, обнаруженной в горизонтах озерных известняков, перемежающихся с наиболее молодыми пирокластическими породами вулканогенной толщи. Химический и минеральный состав самых верхних латитов формации Лагуна-Спрингс очень напоминает биотитовые монцониты штока Силвер-Сити, а это позволяет предполагать, что монцониты прорывали эффузивные образования еще до того, как закончилось остывание и латитов, и других, более древних эффузивных и интрузивных пород. Трещины и разломы возникали одновременно с внедрением монцонитов и продолжали возникать после их консолидации. На последнем этапе истории развития района началась циркуляция гидротермальных растворов, вероятно порожденных глубоким магматическим очагом. Путями циркуляции служили трещины в интрузивных и осадочных породах, причем многие из этих трещин в доминерализационный период были использованы дайками, некками и силлами. Продолжительность последней стадии консолидации магматических тел и генерации рудообразующих растворов, вероятно, была



Ф и г. 2. Горизонтальная проекция рудных тел района Тинтик.

1 — метасоматические рудные тела; *2* — метасоматические жилы; *3* — трещинные жилы выполнения; *4* — эксплуатационные шахты, штольни, разведочные участки.

незначительной, о чем свидетельствует резкая граница фронта ореола рассеяния металлов в околорудных вмещающих породах [18]. Можно предполагать, что процесс рудообразования завершился до начала позднего эоцена и, уж конечно, до формирования разломов системы Бассейнов и Хребтов, которое сопровождалось второстепенными и незначительными проявлениями вулканической активности.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Общая характеристика

Среди рудных тел известны метасоматические жильные тела и типичные жилы выполнения, но основное богатство рудного района Тинтик — это крупные метасоматические залежи. Рудные тела различных морфологических типов образуют выдержанные линейные зоны или рудные линии (ore runs) с север-северо-западным простиранием, которые пересекают шток Силвер-Сити и прилежащие вмещающие породы и далее прослеживаются на север через осадочные породы северного крыла разлома Сиу — Эджекс (фиг. 2). В карбонатных породах севернее штока Силвер-Сити выявлено пять рудных линий или зон с метасоматическими рудами. Для удобства перечислим их, начиная с наиболее западной: 1) зона Джемини, в пределах которой с севера на юг расположены рудники Ридж-энд-Валли, Джемини, Баллиен-Бек, Юрика-Хилл и Сентенниал-Юрика; 2) зона Маммот — Чиф с рудниками Чиф № 1, Игл-энд-Блубелл, Виктория, Гранд-Сентрал, Маммот, Голд-Чейн (Эджекс), Опохонга, Ловер-Маммот и Блэк-Джэк; 3) зона Плутус, которая известна в северной части рудника Маммот и на руднике Плутус; 4) зона Годива с рудниками Годива, Мей-Дей, Янки, Анкл-Сэм (Хамбаг), Салвадор, Юта, Сиу, Нортерн-Спай, Кариса, Виктор, Ред-Роуз, Босс-Твид и Норт-Стар; 5) зона Айрон-Блоссом с рудниками Бек-Таннел, Колорадо, Сиу, Айрон-Блоссом, Говернер и Дрэгон. Две из перечисленных зон, а именно Джемини и Плутус, на юге не доходят до разлома Сиу — Эджекс, а близ рудника Гранд-Сентрал сливаются с зоной Маммот — Чиф.

Линейная форма трех главных рудных зон сохраняется в пределах штока Силвер-Сити и за его границами в измененных лавах и туфах, окружающих Даймонд-Холлоу. Зона Маммот — Чиф пересекает контакт штока близ рудника Ловер-Маммот, где разрабатывались рудные столбы, представленные сплошными рудами однородного минерального состава, который не менялся при переходе столбов из мраморизованных доломитов в аргиллизированные и пиритизированные монцониты. К югу от монцонитового штока эта рудная зона представлена множеством коротких кулисных жил, которые разрабатывались рудниками Айрон-Дак, Монтерей, Янки-Гёрл и другими, расположенными близ Силвер-Сити. Аналогичным образом зоны Годива и Айрон-Блоссом прослеживаются благодаря широкой полосе рудоносных трещин, содержащих небогатые, но все же промышленные руды. Эти руды разрабатывались рудниками Санбим, Элмер-Рей, Марта-Вашингтон, Ундине и Джо-Дейли. К юго-востоку от жил Ундине и Джо-Дейли выявлено три других зоны север-северо-восточного простирания, которые залегают среди измененных пород и монцонитов. В пределах этих трех зон известны жилы Уэст-Морнинг-Глори, Трежер-Хилл и сопровождающие ее рудные тела, Лаклед, Хомстейк и группа сопряженных жил, а также жилы Фримонт и Шоуэрс. Перечисленные рудные тела расположены в пределах единой линейной зоны, включающей и метасоматические залежи Восточного Тинтика, однако между ними расположен обширный непромышленный участок, где широко распространены эффузивные покровы и гипабиссальные интрузивные образования.

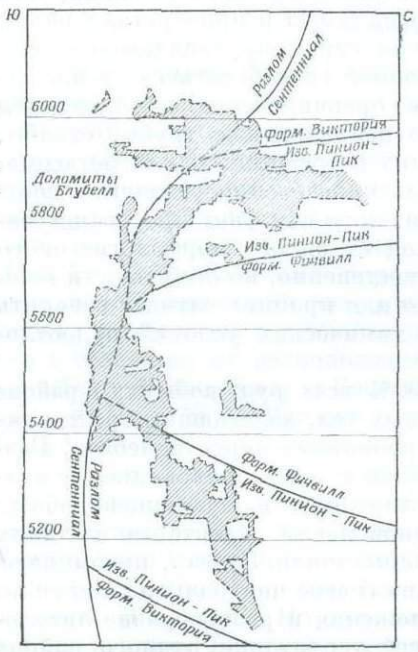
Морфология и другие особенности рудных тел

Обилие морфологических типов рудных тел Тинтика связано главным образом с резкими различиями физических и химических свойств вмещающих пород, но не последнюю роль также играют расстояние от штока Силвер-Сити и особенности самих гидротермальных растворов. В кремнистых, глинистых и некоторых контактово-метаморфизованных породах, т. е. породах с низкой реакционной способностью, рудные тела представлены типичными трещинными жилами выполнения. По мере перехода во вмещающие породы, слабо затронутые процессами контактового метаморфизма, эти рудные тела становятся все менее похожими на жилы и приобретают облик чечевицеобразных межпластовых залежей или серий крутопадающих рудных линз. В породах с повышенной реакционной способностью — в известняках и доломитах, легко поддающихся брекчированию — образуются рудные тела различных размеров и форм: неправильные трубы, столбы, луковицы и т. д. В отличие от метасоматических и трещинных жил метасоматические рудные тела данного типа не столь определенно связаны с соответствующими дизъюнктивными структурами, хотя сам факт пространственной связи и не вызывает сомнений. Переход от одного морфологического типа рудных тел к другому осуществляется постепенно, но особенности каждого типа настолько очевидны, что позволяют для крайних случаев говорить о существенном различии структурных и химических условий рудоотложения.

Метасоматические рудные тела. Более 90% всех руд, добытых в районе Тинтик, получено из метасоматических рудных тел, залегавших среди смятых в складки и рассеченных разломами карбонатных пород палеозоя. Размеры подобных тел резко варьируют от незначительных проводников и мелких гнезд до громадных столбообразных линейных и луковицеподобных залежей, содержащих сотни тысяч тонн рудной массы. Некоторые из таких тел, особенно те, которые залегают в ядре синклинали Тинтик, напоминают трубчатые и плащеобразные рудные залежи на севере центральной Мексики, но сложность структурных условий рудоотложения и разнообразие литологического состава вмещающих пород на всей территории рудного района Тинтик не позволяют прибегать к столь простой аналогии. Из метасоматических рудных тел наиболее продуктивны гигантские трубчатые залежи рудников Маммот, Чиф, Джемини, Сентенниал-Юрика, Голд-Чейн и др., а самой крупной является залежь Эйпекс рудника Маммот. Это уникальное рудное тело пространственно тесно связано с висячим боком разлома Сиу — Эджекс, который круто погружается от поверхности до горизонта 2400 футов, где он объединяется с разломом Голд-Чейн. В плане рудное тело имеет форму эллипса с длинной осью до 200 футов и короткой 30—100 футов. Сравнимая по размеру трубчатая залежь Гранит близ разлома Сентенниал в южной части рудника Чиф № 1 имеет диаметр от 40 до 275 футов. Она прослеживается по вертикали более чем на 800 футов, выполаживаясь и расщепляясь в соответствии с выполаживанием и ветвлением рудоконтролирующих элементов структуры как близ поверхности, так и на глубине (фиг. 3). Следует упомянуть и другие крутые трубчатые тела, например, такие, как Калифорния, на руднике Сентенниал-Юрика с вертикальной протяженностью 1100 футов, трубы Виргиния и Норт-Каролина того же рудника, прослеженные между горизонтами 400 и 1700 футов, рудное тело Эджекс на руднике Голд-Чейн, которое разрабатывалось от поверхности до горизонта 1000 футов, и трубчатую залежь Биллингс рудника Баллиен-Бек.

Самое крупное метасоматическое рудное тело типа «манто» в районе Тинтик приурочено к почти горизонтальному отрезку оси синклинали Тинтик, длина которого достигает почти одной мили. На этом интервале расположены рудники Айрон-Блоссом № 3, Сиу, Колорадо и Бек-Таннел [5].

На руднике Колорадо ширина горизонтальной трубчатой залежи колеблется от 20 до 60 футов, а ее высота в среднем равна 20 футам. Во многих разрезах по рудникам Айрон-Блоссом № 3 и Бек-Таннел размеры трубчатого тела по крайней мере вдвое больше. Несколько меньше размеры наиболее глубокого на территории Тинтика мантоподобного рудного тела, которое образовалось при замещении трещиноватых доломитов в лежачем боку пологого межпластового разлома с северным падением, вскрытого на руднике Чиф № 1 между горизонтами 2500 и 2900 футов. Оно представлено по существу тремя самостоятельными искривленными телами, которые в отдельных участках многократно ветвятся, огибая блоки незатронутых метасоматозом вмещающих пород. Ширина их колеблется от 15 до 40 футов, высота — от 3 до 25 футов; вниз по падению они разрабатывались на 800 футов, причем на этой глубине руды еще не выклиниваются, но разработка их прекращена из-за высокой стоимости самой добычи и откачки воды.



Ф и г. 3. Вертикальный разрез трубчатого рудного тела Гранит (заштриховано) рудника Чиф № 1 и его положение относительно разлома Сентенниал.

Плоскость разреза почти параллельна простиранию вертикальных и опрокинутых горизонтов вмещающих пород.

Метасоматические залежи, не попадающие в категорию рудных труб или рудных тел типа «манто», обычно относятся к рудным линзам, однако и этот термин следует понимать как условный, так как форма, размеры и характер конкретных залежей варьируют очень широко.

Рудные линзы нередко являются ответвлениями или выступами основных, более выдержанных рудных тел; эти линзы могут быть вытянуты вдоль пологих и крутых плоскостей напластования вмещающих пород, а также вдоль крутых разломов и трещин; они образуют рудные тела, лишь отдаленно похожие по форме на жилы или трубы. Характерным представителем метасоматических рудных линз является рудное тело 18-316 на руднике Чиф № 1, расположенное на пересечении нескольких крупных разломов, которые сопровождаются интенсивным брекчированием пород формаций Виктория, Пинион-Пик и Фичвилл. В плане контур рудного тела напоминает большого краба с туловищем, похожим на луковицу, и «ногами», вытянутыми на север и северо-восток вдоль разломов и благоприятных плоскостей напластования вмещающих толщ. Центральное рудное тело в длину достигает 300, а в ширину 150 футов; по вертикали оно располагается между горизонтами 1950 и 1700 футов. Для него характерны рваные, изрезанные контакты, близ которых оконтурено множество реликтовых блоков, измененных, но не затронутых оруденением доломитов.

Почти все метасоматические залежи Тинтика сложены главным образом джаспероидом, баритом и сульфидами. Жильная масса рудных тел, расположенных на севере района, обычно представлена кремнеподобным джаспероидом с мелкими пластинчатыми выделениями барита, который содержит то или иное количество сфалерита, галенита, пирита, энаргита, аргентита и сульфосолей серебра. В центральной части рудного района для джаспероида характерна более грубозернистая структура и соответственно более

крупные и лучше оформленные выделения пластинчатого барита. И в северной, и в центральной частях широко распространены полосчатые джаспероиды; в одних случаях их возникновение связано с дегидратацией гелей кремнезема, в других можно говорить о ритмическом осаждении кремнезема и сульфидов в виде первично коллоидных масс [5].

Метасоматические рудные тела близ южной границы рассматриваемой территории обладают еще более грубозернистым строением и в отдельных участках похожи на кварцит или тонкозернистый песчаник. Иногда в них наиболее распространенным минералом становится барит, причем выделяется до трех генераций кристаллов барита, которые последовательно окаймляют крупные и хорошо оформленные кристаллы кварца.

При изучении всех метасоматических рудных тел удается установить по крайней мере две стадии окварцевания и брекчирования. Максимум отложения барита совпадает с формированием джаспероидов второй стадии, а кварц этой стадии, как правило, почти прозрачный, хорошо ограненный, образующий друзы в пустотках и открытых трещинах. Рудные минералы также отлагались в течение второй стадии совместно с кварцем и баритом, причем галенит часто отлагался в виде крупных зерен и кристаллов. Переход от рудного тела к измененной вмещающей породе обычно резкий и отчетливый. На контакте часто отмечаются тонкие глинистые примазки, отделяющие джаспероидные «чехлы» («casing») рудных столбов от незатронутых окварцеванием, но пиритизированных и «песчанизированных» («sanded») карбонатных пород. Характерной особенностью метасоматических рудных тел и метасоматических жил, расположенных выше уровня грунтовых вод, являются ореолоподобные зоны «шоколадных пород», развивающиеся среди вмещающих известняков и доломитов. С удалением от рудных тел мощность подобных зон, представленных слабо песчанизированными, окрашенными окислами железа породами, уменьшается. «Шоколадные породы», образующиеся в результате окисления рассеянного пирита, с успехом используются геологами в качестве важного поискового признака.

Метасоматические жилы. К югу от разлома Сиу — Эджекс близ штока Силвер-Сити распространены контактово-метаморфизованные карбонатные породы, в которых обнаружены рудные тела менее прихотливой формы по сравнению с только что рассмотренными и отвечающие нашему представлению о метасоматических жилах. Почти все они имеют небольшую мощность относительно размеров по падению и простиранию. В отличие от трещинных жил выполнения в интрузивных породах для метасоматических жил характерно более полное замещение раздробленных обломков вмещающих пород и в отдельных участках — распространение рудной минерализации по поперечным трещинам и зонам межпластовых брекчий. В большинстве случаев отдельные метасоматические жилы прослеживаются по простиранию лишь на первые сотни футов. Исключением является жила Драген в пределах рудной зоны Айрон-Блоссом, которая непрерывно разрабатывалась на интервале более чем 2500 футов вплоть до рудника Айрон-Блоссом № 1, где она превратилась в типичную метасоматическую залежь.

Рудные минералы более или менее равномерно рассеяны в жильной массе, но наиболее богатые концентрации полезных компонентов сосредоточены в рудных столбах типа трубчатых тел диаметром от нескольких дюймов до 50—60 футов или участках жил длиной в несколько сот футов по простиранию и по вертикали со средней мощностью 4—5 футов. За немногими исключениями, рудные столбы метасоматических жил обычно залегают в пределах вертикального интервала от поверхности Земли до глубины 800 футов. Структуры руд сходны со структурами руд в наиболее южных метасоматических залежах. В составе руд преобладает мелко- и грубозернистый барит, подчиненное значение имеют грубозернистые агрегаты джаспероида и скопления мелких кристаллов кварца. Взаимоотношения сульфидов с жиль-

ными минералами в деталях не ясны из-за широко распространенных процессов окисления.

Трещинные жилы выполнения. К этой категории относятся многие рудные тела среди кварцитов Тинтик или известняков Опохонга, а также те, которые залегают в интрузивных породах штоков Силвер-Сити и Суонси. Отличительными особенностями этих рудных тел являются крайне незначительное замещение боковых пород жильными и рудными минералами, *гладкие и четкие контакты, широкое распространение крустификационных* и полосчатых текстур руд. Мощность жильного выполнения колеблется от еле заметных слабоминерализованных швов до 20 футов, а средняя составляет примерно 2 фута. В большинстве случаев длина подобных жил по простиранию не превышает первых сотен футов; исключением можно считать жилу Санбим, прослеженную почти без перерывов на интервале около 4000 футов. В этом последнем случае рудовмещающая трещина, видимо, представляет собой нормальный сброс с простиранием СВ 20°, падающий на запад под углом 75—85°, в то время как некоторые аналогичные жилы имеют вертикальное или восточное падение. Наибольшей мощностью и выдержанностью по простиранию отличаются те интервалы жил, которые залегают среди массивных интрузивных или осадочных пород. В измененных туфах и некомпетентных глинистых толщах рудные тела ветвятся, образуя сеть мелких коротких прожилков или вообще выклиниваются. Жилы в породах штоков Силвер-Сити и Суонси сложены чередующимися полосчатыми обособлениями кварца, пирита, галенита и других минералов, которые параллельны зальбандам. В пределах отдельных минеральных полос отмечаются пустоты, вытянутые вдоль некогда существовавшей открытой трещины, а друг от друга полосы нередко отделены маломощными пластинами измененных вмещающих пород.

В некоторых случаях пластинчатые ксенолиты вмещающих пород интенсивно окварцованы, что чаще всего наблюдается близ массивных кварцевых жил без пустот и каких-либо признаков крустификации.

Из-за обильного притока воды на глубинах от 350 до 500 футов ниже уровня грунтовых вод разрабатывалась только жила Суонси. Согласно данным Линдгрена и Лафлина [5], главный рудный столб жилы Суонси содержал богатые руды на вертикальном интервале от 40 до 800 футов, а максимальный промышленный интервал по простиранию на одном из горизонтов достигал 900 футов. Форма очистного пространства в целом по рудному телу напоминает букву Т, наклоненную к северу под углом 35°. Средняя мощность жилы в пределах промышленного контура не превышает 3 футов, но в раздувах достигает 10 футов. В одном из поперечных сечений жилы на горизонте 500 футов, по данным Тауэра и Смита [1], с востока на запад выделяются: пирит-кварцевая зона — 18 дюймов; галенит-кварцевая зона — 18 дюймов; зона с пиритом и кварцем — 30 дюймов; мономинеральный галенит — 6,5 дюймов; пирит — 3 дюйма и, наконец, еще одна зона мономинерального галенита мощностью 3 дюйма. Вмещающими породами являются окварцованные, серицитизированные и пиритизированные кварцевые монцониты штока Суонси. Руды практически полностью окислены до глубины 250 футов и выше этой отметки представлены главным образом церусситом, англезитом, плюмбоярозитом, ярозитом, аргентоярозитом и кераргиритом, которые заключены в массе ячеистого и ноздреватого кварца, окрашенного окислами железа.

Во многих трещинных жилах среди интрузивных пород, несомненно, еще есть неразведанные рудные столбы, сходные с рудными телами глубоких горизонтов рудника Суонси, однако их размеры, видимо, невелики, а качество руд относительно низкое. В связи с этим объединение мелких земельных владений и затраты на откачку вод из глубоких подземных выработок вряд ли целесообразны.

Стратиграфическая и структурная позиция рудных тел

Преимущественная приуроченность наиболее богатых рудных тел Тинтика к определенным стратиграфическим горизонтам и элементам дизъюнктивной структуры известна горнякам с первых лет освоения района, да и сейчас она остается одним из важнейших критериев, определяющих направление поисковых и разведочных работ. Несмотря на сквозной характер выдержанных меридиональных рудных зон (линий), основная масса богатых метасоматических руд получена из рудных тел, приуроченных лишь к некоторым формациям осадочных пород. Такими формациями являются в первую очередь Кол-Каньон и доломиты Эджекс, формации Фиш-Хейвн, Блубелл, Виктория, Пинион-Пик, Фичвилл, Гардисон, а также верхняя часть известняков Дезерт. Подсчеты показывают, что на долю только четырех рудовмещающих толщ — Эджекс, Блубелл, Фичвилл и Дезерт — приходится примерно 75% всей массы руд, добытых на территории Центрального Тинтика. Наличие структурного контроля не вызывает сомнений, когда речь идет о метасоматических жилах или трещинных жилах выполнения, но для метасоматических рудных залежей этот контроль отчетливо проявляется далеко не всегда. Размеры и форма метасоматических залежей в значительной мере определялись существованием крупных участков площадного брекчирования, которые оказывались на пути гидротермальных растворов, поднимавшихся вдоль север-северо-восточных трещин, меридиональных плоскостей напластования вмещающих толщ и северо-восточных зон скалывания. Стратиграфические и структурные характеристики оруденения в пределах всех рудных зон очень сходны, однако каждая зона обладает и яркими индивидуальными особенностями, как это видно из приведенных ниже описаний.

Рудная зона Джемини. Эта зона вытянута от рудника Гранд-Сентрал на юге до рудников Джемини и Ридж-энд-Валли. Крайнее южное рудное тело залегает на горизонте 4850 футов, где оно приурочено к север-северо-восточным трещинам, рассекающим доломиты Эджекс. Для последних характерно северо-западное простирание и относительно пологое падение к северо-востоку в сторону того участка ядра синклинали Тинтик, который расположен близ разлома Маммот. От горизонта 4850 футов рудные тела протягиваются вдоль благоприятного горизонта доломитов Эджекс на запад до разлома и дайковой зоны Гранд-Сентрал. К западу от разлома падение вмещающих пород внезапно становится очень крутым, а линия их простирания отклоняется к северу. Рудная минерализация локализуется в соответствии с изменением элементов залегания доломитов Эджекс. Рудные тела круто воздымаются к северу и достигают горизонта 6555 футов, образуя при этом трубчатые рудные столбы, положение которых определяется разломами Виргиния и Норт-Каролина. Эти разломы имеют широтное простирание и южное падение, что можно видеть в поверхностных обнажениях к югу и юго-востоку от шахты Сентенниал-Юрика. Близ разлома Сентенниал рудная зона отклоняется к западу, проходит через породы формации Опекс и верхней части формации Кол-Каньон, пересекает разлом и вновь локализуется среди доломитов Эджекс севернее разлома. Близ северо-западного разлома Калифорния на этом участке локализуется гигантская, почти вертикальная рудная труба Калифорния, прослеженная на вертикальном интервале от 5000 до 6300 футов. К северу от рудного тела Калифорния между отметками 5500 и 6500 футов выявлена серия самостоятельных линзовидных рудных тел с полосчатой текстурой, которые приурочены к отдельным горизонтам и очень крутым плоскостям напластования доломитов Эджекс и которые группируются вдоль двух главных подзон или каналов. В шахте Баллиен-Бек рудная зона пересекает разлом Бек, в лежачем и висячем боках которого распространены крупные рудные тела неправильной формы, а также трубообразные и линзовидные залежи. Здесь рудная зона вновь пересекает плоскость главного ско-

лового разлома, испытывая при этом лишь небольшое отклонение от генерального простирания, и переходит из доломитов Эджекс в доломиты Блубелл. Еще далее к северу широко распространены сравнительно мелкие рудные линзы и трубы, приуроченные к четырем подзонам, или каналам, которые падают на север и запад в зависимости от элементов залегания вмещающих пород и межпластовых разломов. На горизонте 4500 футов, между разломами Бек и Паксмен, добыча руды была прекращена из-за уменьшения размеров рудных тел, разубоживания руд и высокой стоимости откачки вод из подземных выработок.

Рудная зона Маммот — Чиф. Эта исключительно продуктивная центральная рудная зона Тинтика, вытянутая между рудниками Маммот и Чиф № 1, как принято считать, начинается в пределах штока Силвер-Сити, где распространены прерывистые север-северо-восточные трещинные жилы, которые разрабатывались рудниками Айрон-Дак и Монтерей. По крайней мере одна из этих жил переходит из монцонитов в осветленные и окварцованные карбонатные породы, где разрабатывается рудником Ловер-Маммот. Между контактом монцонитов и разломом Сиу — Эджекс расположены рудники Опохонга и Голд-Чейн, где рудные тела представлены метасоматическими жилами среди контактово-метаморфизованных доломитов и известняков кембрийского — ордовикского возраста. В пределах этих рудников трудно выделить специфические рудоконцентрирующие формации пород, но нельзя не отметить роль доломитов Эджекс и Кол-Каньон, среди которых залегают трубчатые рудные столбы различных размеров. На пересечении сквозных трещин и пород висячего бока разлома Сиу — Эджекс локализована крупная трубчатая залежь Эйпекс рудника Маммот, залегающая среди раздробленных карбонатных пород, возраст которых колеблется от кембрийского до девонского. Это рудное тело без перерывов разрабатывалось от поверхности земли до горизонта 2200 футов и, как недавно выяснено, его положение контролируется трещинной зоной, вскрытой между горизонтами 2400 и 2600 футов (устное сообщение Макинтайра, 1965). К северу от рудного тела Эйпекс рудоносные трещины протягиваются по крайней мере до разлома Маммот, где разрабатывались трубчатые рудные тела и, в частности, трубчатая залежь Силверополис.

К северу от разлома Маммот верхние части рудных тел достигают отметки 7200 футов. Здесь распространены линзовидные метасоматические жилы и залежи, погружающиеся к северу в соответствии с элементами залегания продольных разломов и благоприятных рудоносных горизонтов доломитов Фиш-Хейвн и Блубелл. На руднике Гранд-Сентрал оруденение распространяется по вертикали на 800 футов, а затем рудоносная зона на горизонте 6400 футов резко выполаживается. Промышленные руды прослеживаются практически без перерыва по продольным сбросам, север-северо-восточным трещинам и отдельным горизонтам доломитов Фиш-Хейвн и Блубелл с вертикальным или опрокинутым залеганием. Близ шахты Виктория рудная зона делает изгиб в север-северо-западном направлении и вновь погружается. На участке погружения среди доломитов Блубелл залегают рудные столбы неправильной и трубообразной формы, расположенные между горизонтами 5200 и 6000 футов. Затем рудоносная зона пересекает разлом Сентенниал, а промышленная минерализация распространяется вверх и вниз по породам висячего крыла с образованием трубчатого рудного тела Гранит. К северу от разлома Сентенниал происходит погружение рудных тел в соответствии с крутопадающими горизонтами пород формации Фичвилл, причем оруденение прослеживается вплоть до разлома Бек, где локализовано крупное крабоподобное рудное тело 18-316. На этом участке нижняя граница распространения оруденения опускается до отметки 4600 футов. Еще далее к северу рудная зона прослеживается под уровнем грунтовых вод в виде четырех самостоятельных подзон, или каналов, из которых наиболее существенную

роль играет канал «Бек-Нортистер», который имеет северо-восточное простирание, а на глубину прослежен вплоть до разлома Ист-Бек. Эта второстепенная рудная линия совпадает с зоной разлома на горизонтальном интервале примерно 1500 футов, а затем поворачивает к северу по небольшой трещине, имеющей север-северо-восточное простирание и соединяющей разломы Ист-Бек и Ледвилл. Трещина пересекает разлом Ледвилл и дайковую зону, причем на этом участке нижняя граница распространения оруденения опускается до самых нижних горизонтов формации Фиш-Хейвн, т. е. до отметки 4000 футов.

Подзона «С-Самп», расположенная западнее подзоны «Бек-Нортистер», отходит от рудного тела 18-316 на рудничном горизонте 1900 футов (4720 футов над уровнем моря), пересекает разлом Ист-Бек и распространяется в его лежачем боку среди доломитов Блубелл по трещине с незначительной амплитудой смещения. Близ разлома Ледвилл и сопровождающей его дайки рудные тела подзоны «С-Самп» ориентированы почти вертикально к плоскостям напластования доломитов Фиш-Хейвн. Таково, например, трубчатое рудное тело между горизонтами 2100 и 2600 футов (между абсолютными отметками 4500 и 4050 футов).

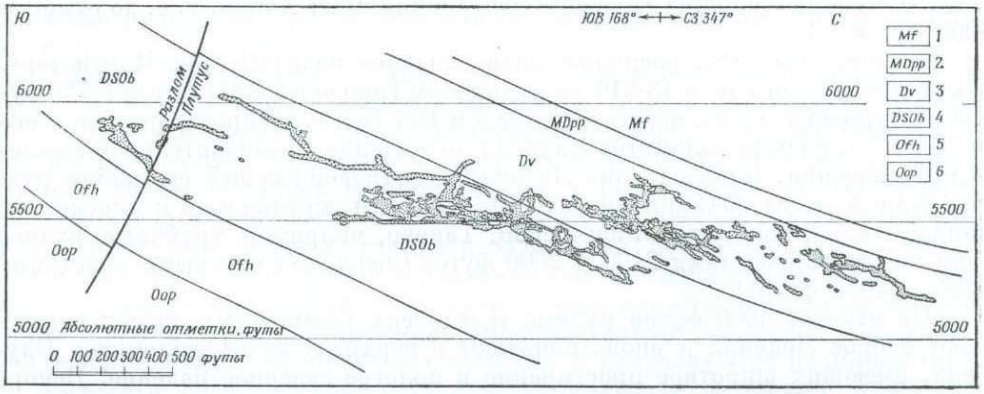
На отметке 4000 футов рудные тела обеих упомянутых подзон пересекают взброс Ледвилл и вновь попадают в верхнюю пачку доломитов Блубелл, имеющих широтное простирание и пологое северное падение. Вскоре за разломом Ледвилл и одноименной дайкой обе подзоны объединяются и могут быть прослежены вдоль межпластовых разломов в северном направлении и на глубину до отметки 3700 футов. Ниже этой отметки подземные работы не велись из-за обилия воды.

Самостоятельная подзона, или «канал», с богатыми телами серебряных руд выявлена юго-восточнее подзоны «Бек-Нортистер». Она прослежена на глубину до разлома Миллионер-Роу, расположенного в 600 футах к юго-востоку от разлома Бек и параллельно ему. Эти рудные тела вверх по восстанию объединяются с рудными телами зоны Маммот — Чиф на горизонте 1800 футов рудника Чиф № 1 (4835 футов над уровнем моря), т. е. в зоне интенсивно минерализованного ядра синклинали Тинтик. Серебряные руды разрабатывались лишь до горизонта 2700 футов (3970 футов над уровнем моря); ниже него работы не велись, так как добыча стала экономически невыгодной.

Рудная зона Плутус. Эта самая малая по размерам и лишь недавно обнаруженная зона расположена в пределах участка Плутус к востоку от рудников Гранд-Сентрал и Виктория и площади, ограничивающей с севера территорию предприятия Маммот. Рудные тела этой зоны залегают среди пород формаций Фиш-Хейвн, Блубелл и Виктория и обычно тяготеют к трещинам, которые в пределах рудников Маммот и Гранд-Сентрал также содержат промышленное оруденение. Повторное проявление рудоносных формаций к востоку от их выходов на поверхность земли на территории рудников Гранд-Сентрал и Виктория следует считать полной неожиданностью, если исходить из результатов первой геологической съемки района в 1925 г. Значительно позднее было установлено, что это результат дисгармоничной складчатости, в ходе которой возникла дополнительная антиклиналь между разломами Сентенниал и Сиу — Эджекс. Эта последняя на западе ограничена неотчетливо выраженным разломом Виктория, который достоверно установлен на нижних горизонтах рудника Виктория.

Рудные тела южной части зоны Плутус замещают горизонтальные и пологие слои формаций Фиш-Хейвн, Блубелл и Виктория в приосевой части упомянутой антиклинали между отметками 5600 и 5700 футов. Наиболее заметные из этих тел сложены частично окисленным серебросодержащим галенитом и джасперoидом, которые избирательно замещали отдельные горизонты доломитов мощностью 10—20 футов. Эти горизонты являются

как бы мостом между относительно слабоминерализованными разломами и трещинами. Рудные столбы локализованы близ трещины Уэст, вытянутой в север-северо-восточном направлении от рудника Гранд-Сентрал. Они пересекают несколько блоков пород, ограниченных разломами, причем неизменно располагаются в пределах одного и того же горизонта доломитов близ кровли формации Блубелл. Чисто внешние рудные тела похожи на фрагменты



Ф и г. 4. Продольная проекция центральной и северной частей рудной зоны Плутус на плоскость трещины Плутус.

Показано положение рудных тел (заштриховано) в стратиграфическом разрезе и относительно разлома Плутус (по данным «Плутус-майнинг-компани»).

1 — формация Фичвилл; *2* — известняки Пинион-Пик; *3* — формация Виктория; *4* — доломиты Блубелл; *5* — доломиты Фиш-Хейвн; *6* — известняки Опохонга.

единой залежи, рассеченной пострудными смещениями по разломам, однако это не соответствует действительности.

Рудные тела центральной части зоны Плутус чаще всего замещают верхние горизонты доломитов Блубелл и Виктория, абсолютные отметки которых колеблются около 5300—5600 футов (фиг. 4). Здесь достаточно определенно устанавливается связь оруденения с трещинами север-северо-восточной зоны Плутус [1], однако многие рудные тела располагаются на расстоянии многих футов от трещин, используя плоскости напластования пород с северо-западным простиранием и северо-восточным падением под углом 35°. Из рудных столбов расположенного здесь рудника Плутус добыто немало богатых кварцево-серебряных руд.

В северной части зоны Плутус известны пологие рудные столбы с северо-восточным склонением, расположенные кулисообразно и секущие относительно пологие верхние горизонты пород формаций Блубелл и Виктория. Наиболее южные и крайние восточные представители этой группы рудных тел тяготеют к скрытой трещине Плутус, а прочие концентрируются близ невыдержанных кулисных трещин, расположенных в той же зоне. Самые северные рудные столбы разрабатывались до глубины 5200 футов. Разведочные работы в пределах северной части зоны Плутус, особенно близ разлома Сентенниал, не дали положительных результатов. Это позволяет предполагать, что главные пути вертикального перемещения гидротермальных растворов пролегали по север-северо-восточным минерализованным трещинам, в которых локализованы корневые части рудных тел Маммот, Гранд-Сентрал и Сентенниал-Юрика.

Рудная зона Годива. Рудные зоны Годива и расположенная по соседству Айрон-Блоссом очень похожи и на значительном интервале протяги-

[1] Не путать с широтным разломом Плутус.

ваются параллельно друг другу. Обе берут начало от широтной зоны с жилами и трещинами северо-восточного простирания, которая прослежена от Руби — Холлоу через шток Силвер-Сити и прилежащий к штоку ореол контактово-измененных осадочных пород вплоть до разлома Сиу — Эджекс. Главные жилы западного фланга этой зоны залегают среди монцонитов и разрабатываются рудниками Санбим, Элмер-Рей и др. Все эти жилы не выходят за пределы монцонитового штока, но находятся в той же линейной зоне, общая ориентировка которой определяется метасоматическими жилами рудников Норт-Стар, Ред-Роуз, Босс-Твид, Виктор, Кариса, Нортерн-Спай. Метасоматические жилы залегают среди осадочных пород, относящихся к формациям Эджекс, Опохонга, Фиш-Хейвн, Блубелл и Виктория. Мощность жил колеблется от еле заметных швов в мраморизованных и окварцованных карбонатных породах до 30 и более футов, причем участки повышенной мощности, как правило, приурочены к пересечениям трещин среди более или менее осветленных и измененных доломитов. Вертикальная протяженность рудных столбов метасоматических жил сравнительно невелика. Так, на руднике Кариса верхние части рудных столбов расположены у поверхности на высоте 7500 футов над уровнем моря, а нижние — на отметке 6800 футов. На руднике Норт-Стар тот же интервал заключен между абсолютными отметками 7000 и 6600 футов.

К северу от разлома Сиу — Эджекс рудные тела зоны Годива представлены плитообразными или линзовидными залежами, постоянно приуроченными к горизонту биокластических известняков в верхней части формации Дезерт. Вдоль этого горизонта оруденение протягивается более чем на 5000 футов вплоть до рудника Хамбаг, где рудная зона Годива пересечена северными или «связующими» рудными телами зоны Айрон-Блоссом. Между рудниками Нортерн-Спай и Хамбаг мощность рудных тел зоны Годива колеблется от 2 до 50 футов, а сами тела приурочены к вертикальному интервалу между абсолютными отметками 7000 и 7300 футов. На этом интервале горизонты вмещающих пород имеют меридиональное простирание и наклонены на восток под углом 30—60°, т. е. в сторону ядра синклинали Тинтик.

Рудные тела прослеживаются и на интервале от рудника Хамбаг до рудника Янки, где их локализация определяется меридиональной ориентировкой простирания благоприятных горизонтов. На этом интервале рудная зона пересечена множеством северо-восточных трещин с небольшой амплитудой смещения, которые способствуют увеличению рудных тел и вертикального диапазона распространения оруденения. Распространение минерализации на глубину в значительной мере определяется направлением падения пластов вмещающих пород. Несмотря на препятствие в виде трещинной зоны Янки, рудные тела прослеживаются вдоль рудоконцентрирующих горизонтов еще дальше к северу вплоть до рудника Годива, где рудная зона пересечена группой ярко выраженных меридиональных трещин и крутых продольных сбросов. Здесь рудная зона разветвляется на две подзоны; одна из них пересекает межпластовый разлом и серию трещин того же северо-западного простирания и далее прослеживается вплоть до разлома Сентенниал; другая подзона с более богатым промышленным оруденением погружается в северном направлении вдоль трещинной зоны до отметки 6300 футов, где распространены рудные тела. Попытки разведчиков обнаружить возможное продолжение зоны Годива к северу от рудника Годива оказались тщетными.

Рудная зона Айрон-Блоссом. Эта крайняя восточная зона из всех рудных зон, известных на территории района, названа по руднику Айрон-Блоссом, подземные выработки которого расположены по обе стороны разлома Сиу — Эджекс. Как уже сказано, зона Айрон-Блоссом на юге берет начало от той же группы северо-восточных трещин и жил, что и зона Годива. Как

и эта последняя, зона Айрон-Блоссом к югу от разлома Сиу — Эджекс характеризуется жилоподобными месторождениями, а к северу от него в пределах зоны установлены более или менее выдержанные тела метасоматических руд, приуроченные к известнякам формации Дезерт.

Главные рудные жилы выполнения в монцонитах Силвер-Сити, видимо, относятся к зоне Айрон-Блоссом. В свое время они разрабатывались рудниками Ундине и Марта-Вашингтон, которые ныне заброшены. Ни упомянутые жилы, ни другие, аналогичные им, не выходят из монцонитов, однако естественным продолжением рудной зоны можно считать жилу Дрэгон, которая залегает в экзоконтактовой зоне штока близ рудника Дрэгон. В окрестностях рудника известны довольно богатые золотоносные рудные столбы, залегающие среди пород формаций Эджекс и Опохонга, но, кроме золота, в них также представляют промышленный интерес галенит, энаргит и продукты их окисления, заключенные в жильной массе джаспероида и барита.

На руднике Айрон-Блоссом № 1 жила Дрэгон залегает среди доломитов Фиш-Хейвн и Блубелл, исключительно благоприятных для образования метасоматических рудных столбов. Некоторые подобные столбы по ширине достигают 10—15 футов, а по высоте 100—150 футов. Вертикальный интервал их распространения ограничен абсолютными отметками 6700 и 6900 футов, но корневые части некоторых рудных тел уходят гораздо глубже, достигая отметки 6200 футов, где главная рудная зона без существенных изменений прослеживается в меридиональном направлении примерно на треть мили или больше. Из рудных тел этого участка получено много золота, меди, серебра и свинца.

Близ шахты Айрон-Блоссом № 3 рудная зона Айрон-Блоссом пересекает разлом Сиу — Эджекс, мощность которого достигает здесь 300 футов за счет образования многочисленных трещин и зон брекчирования в породах формаций Фичвилл, Гардисон и нижней части формации Дезерт. Трудно, конечно, говорить о непрерывности рудной зоны в этом интервале, однако в одном из монолитных блоков известняков Гардисон здесь локализовано богатое рудное тело Вэн, вытянутое на 50 футов выше и на 60 футов ниже рудничного горизонта 480 футов.

Севернее разлома Сиу — Эджекс рудные тела залегают в грубозернистых биокластических известняках верхней части формации Дезерт, а рудная зона прослеживается в меридиональном направлении почти на милю без существенных перерывов по серии межпластовых рудных линз в почти горизонтально лежащих слоях приосевой части синклинали Тинтик. Эти линзы можно рассматривать как горизонтальные трубчатые тела, длина которых достигает почти мили; вертикальный интервал распространения подобных тел ограничен отметками 6800 и 6900 футов. Несмотря на то что собственно жильные структуры практически не видны, заметна четкая приуроченность рудных тел к пересечениям трещин отрыва с благоприятными «рудными горизонтами», в пределах которых залегают и метасоматические рудные тела соседней зоны Годива. Рудные трубы по существу являются стратиформными залежами, ширина которых достигает 20—170 футов, а высота —20—60 футов. В ряде случаев богатые серебро-свинцовые тела отделены друг от друга зонами темных металлоносных джаспероидов, которые являются источником больших масс легкоплавких кремнистых руд. Окисление и выщелачивание приповерхностных частей рудных тел способствуют образованию крупных полостей проседания, настолько крупных, что по ним можно ходить, как по горным выработкам. Эти полости между окисленной верхней частью рудных тел и известняками кровли широко используются горняками в начальный период освоения месторождений.

Близ северного конца рудной трубы между шахтами Бек-Таннел № 1 и № 2 рудные столбы отклоняются от оси синклинали на отметке 6800 футов и затем прослеживаются в северо-западном направлении вверх по восстанию

пластов известняка, иногда используя и системы неотчетливо выраженных поперечных трещин. Рудные тела становятся менее выдержанными, форма их усложняется, но зона минерализации по-прежнему прослеживается в северо-западном направлении до рудных тел Хамбаг, относящихся к зоне Годива и залегающих на 200—500 футов выше. Несмотря на большой объем разведочных работ, проведенных на руднике Бек-Таннел № 2, продолжение рудного тела Айрон-Блоссом обнаружить не удалось.

Выдержанность рудных зон по горизонтали

Устойчивая субмеридиональная ориентировка главных рудных зон, пересекающих различные вмещающие породы и основные элементы структуры района в целом, не столь легко поддается объяснению, как конкретные случаи локализации рудных тел, в основе которых лежат очевидные стратиграфические и структурные факторы. Можно предполагать, что существовали какие-то меридиональные ослабленные зоны глубокого заложения, которые определяли локализацию монцонитовых куполов и даек и могли служить первичными путями миграции рудообразующих растворов. Вполне вероятно обнаружение подобных структур в породах, подстилающих надвиг Мидас, плоскость которого охватывает практически всю территорию рудного района [30].

Общий характер рудных тел и закономерности их размещения в пределах рудных зон, равно как и особенности этих последних, свидетельствуют о том, что восходящие рудоносные растворы в каждой зоне использовали какие-то немногие главные каналы, от которых они распространялись вверх, в стороны, а иногда и вниз по полостям самого различного типа. Растворы, поднимавшиеся по одному из каналов, в конце концов смешивались с близкими по типу растворами другого или других каналов, связанных с той же глубинной структурной зоной. В этом случае становилось возможным образование сквозных линейных рудных зон или «рудных линий».

ОРУДЕНЕНИЕ

Общая характеристика

Первичные руды Тинтика состоят главным образом из сульфидов и сульфосолей свинца, меди, железа, цинка, висмута и жильных минералов — джаспероида (окварцованная карбонатная порода), барита, кварца, кальцита, доломита и анкерита. В некоторых участках распространения медных руд отмечаются повышенные концентрации золота в виде самородного металла или теллуридов. Самородное серебро характерно для некоторых наиболее поздних рудных тел рудника Чиф № 1. Перечисленная ассоциация минералов отвечает нашему представлению о мезотермальных месторождениях, однако особенности геологической обстановки, некоторых текстур руд и взаимоотношений отдельных минералов в ряде случаев свидетельствуют о низких температурах и давлениях в период рудоотложения [9].

Приповерхностные участки рудных тел нередко нацело окислены, причем зона окисления в трещинных жилах среди интрузивных пород распространяется до глубины 400 футов и более, а в осадочных породах — до глубины 1800—2300 футов. Процессы окисления, естественно, затрудняют выяснение первичного характера руд, которое в основном базируется на изучении немногочисленных минералов-реликтов и валового химического состава окисленных руд.

Несмотря на постепенность переходов от одного типа руд к другому даже в пределах одного рудника, шесть типов руд выделяется достаточно четко:

1. Свинцовые руды с содержанием свинца от 5 до 50% и серебра — до 50 унций на 1 т. Сравнительно редко здесь же присутствуют подчиненные цинк, медь, а иногда первые сотые доли унции золота.

2. Кварцево-свинцовые руды, состоящие на 70% из кварца. Содержание свинца в них измеряется первыми процентами, а цинк и медь играют подчиненную роль. Содержания серебра варьируют в широких пределах, а в отдельных участках бывают высокими.

3. Кварцево-серебряные руды, в которых на тонну приходится до 20 унций серебра и на несколько долларов золота. Во многих случаях эти руды не содержат видимых рудных минералов, если не считать редких кристаллов церуссита и незначительной вкрапленности первичных минералов меди.

4. Свинцово-цинковые руды, в которых на долю каждого металла падает от 5 до 15%, а кроме того, на каждую тонну приходится 8—10 унций серебра.

5. Медно-золотые руды с содержанием меди 1—2% или более, серебра 10—20 унций на 1 т, золота в среднем более 0,5 унций на 1 т. Содержание золота в богатых рудах достигает многих сотен и даже нескольких тысяч унций на 1 т.

6. Кварцевые свинцово-медные руды, образовавшиеся в участках наложения молодых свинцовых руд на ранее образовавшиеся медные, что наблюдается на рудниках Юрика-Хилл, Гранд-Сентрал, Чиф, Айрон-Блоссом и др. Содержания свинца и меди невелики и обычно измеряются первыми процентами.

Кроме того, в самостоятельный тип следует выделить окисленные и переотложенные цинковые руды, которые разрабатывались на рудниках Годива, Мей-Дей и др. [2], и экзотические руды с самородным серебром, слагающие сравнительно молодые рудные тела на глубоких горизонтах рудника Чиф № 1 [27].

Первичные рудные и жильные минералы

Главными минералами золота в рудах Тинтика принято считать сильванит и самородное золото, которое часто обнаруживается в ассоциации с энаргитом. Основная масса серебра заключена в аргентите — постоянном спутнике галенитовых руд; меньшую роль играют прустит, пирсеит, фрейбергит, самородное серебро, пираргирит, стефанит и такие редкие минералы, как смитит и гессит, в отдельных случаях образующие богатые рудные столбы.

Среди минералов свинца резко преобладает галенит, структура которого меняется от тонкозернистой («стальной» галенит) до грубозернистой для агрегатов крупных кристаллов с площадью кубических граней более 2 кв. дюймов. В некоторых галенитовых рудах постоянно фиксируется примесь мышьяка и сурьмы, обусловленная субмикроскопическими включениями грейтонита, цинкенита и джемсонита. Диагностика минералов выполнена с помощью рентгеновских методов и электронного микроскопа (Рэдтке, устное сообщение, 1966).

Медные руды Тинтика в большинстве случаев сильно окислены, но в сохранившихся реликтовых блоках первичных руд видно, что главным минералом меди был энаргит, который встречается почти на всех рудниках в стандартной ассоциации с мелкими вростками фаматинита. Серебросодержащие теннантит и тетраэдрит по степени распространенности уступают энаргиту и фаматиниту, но в отдельных случаях, например на руднике Чиф № 1, они являются главными минералами меди в богатых столбах сереб-

ряных руд. Интересно, что энаргитовые руды в среднем содержат гораздо меньше серебра и явно больше золота, чем теннантитовые. Среди первичных минералов меди следует также отметить халькопирит.

Основными концентраторами цинка и железа являются сфалерит и пирит. В минералогических описаниях [5] упоминаются арсенопирит и марказит, но их роль сравнительно невелика. В зависимости от содержания железа окраска сфалерита меняется от почти бесцветной до черной для кристаллических агрегатов, сильно обогащенных железом. В цинковых рудах, видимо, за счет изоморфной примеси в сфалерите постоянно присутствует кадмий, *но ни гринокит, ни гавелит не обнаружены даже под микроскопом. Первич*ные минералы висмута в рудах Тинтика также не обнаружены, но присутствие висмутинита или неизвестного сульфоарсенида висмута и меди вполне возможно, тем более что на территории соседнего Восточного Тинтика Лавринг0м и др. [15] описан тетрадимит.

Роль главных нерудных минералов играют кварц и барит. Кварц представлен тонкокристаллическими агрегатами в джаспероидах, а также сростками крупных хорошо ограненных кристаллов; в широких пределах изменяется и размер выделений барита. Кальцит, доломит и анкерит широко распространены лишь в периферических частях рудных тел. Вполне возможно, что эта минеральная ассоциация возникла в результате переотложения вещества, которое сопровождало процесс замещения боковых пород рудными и жильными минералами. Вездесущие джаспероиды обычно окрашены в серый или сине-серый до черного цвет и отличаются тонкополосчатой структурой. В них широко распространены мелкие пустоты, инкрустированные кристалликами кварца, длина которых не превышает первых миллиметров. Некоторые джаспероиды очень напоминают кварциты, но в центральной и северной частях района преобладает разновидность джаспероидов, похожая на кремнистое вещество или тонкозернистый песчаник. Крупные кристаллы кварца чаще всего встречаются в рудных жилах, залегающих среди монцонитов.

Барит по сравнению с джаспероидами и кварцем встречается гораздо реже, и лишь на медных рудниках Сентенниал-Юрика, Гранд-Сентрал, Карисса и др. известны крупные массы, сложенные грубозернистым или пластинчатым баритом, вокруг которых отлагаются кварц и сульфиды. В тонкозернистых джаспероидах нередко заключены мелкие призмы и пластинки барита, окруженные со всех сторон переплетающимися зернами мозаичного кварца. Этот барит, возможно, является наиболее ранним продуктом замещения известняков. Список нерудных минералов будет исчерпан, если упомянуть еще сравнительно редкие и не образующие крупных скоплений родохрозит и зуниит.

Парагенезис. Охарактеризовать ассоциации рудных минералов в различных типах руд Тинтика — задача достаточно сложная, если стремиться к универсальной характеристике, справедливой для района в целом. Процесс минерализации начинался с образования джаспероидов и нескольких генераций барита, а затем совместно с поздним кварцем кристаллизовался пирит. Вслед за пиритом почти одновременно отлагались энаргит и фаматинит, причем эти минералы явно более ранние по отношению к галениту, который предшествует сфалериту. В некоторых участках, например на рудниках Чиф и Джемини, установлено, что богатые столбы серебряных руд, сложенных самородным серебром, пруститом, серебросодержащим теннантитом и светлым красно-коричневым сфалеритом, образовались позднее присутствующих тут же руд с галенитом, железистым сфалеритом и тетраэдритом.

Кальцит, доломит и анкерит обычно выполняют пустоты и трещины в рудных телах, что позволяет считать их более молодыми по сравнению с главной стадией рудообразования.

Вторичные рудные и жильные минералы

На всех рудниках Тинтика зона окисления распространяется до уровня грунтовых вод, а иногда и ниже, но по существу нигде нет руд, которые можно было бы считать полностью окисленными. Реликтовые блоки с энаргитом, пиритом и галенитом встречаются на всех горизонтах среди мягких перетертых пород с ячеистой и кавернозной структурой, характерных для зоны железной шляпы. Как правило, уровень грунтовых вод в осадочных толщах располагается близ абсолютной отметки 4800 футов, т. е. на 1650—2400 футов ниже устья главных шахт. В участках распространения интрузивных пород уровень грунтовых вод гораздо выше — обычно в 100—650 футах от дневной поверхности.

В составе окисленных медных руд преобладают малахит, азурит, медная зелень (загрязненная примесями хризоколла), арсенаты меди, а бирюза, куприт и самородная медь встречаются сравнительно редко. На всем протяжении зоны окисления обычны ковеллин и халькозин, однако они нигде не образуют крупных скоплений. Эти минералы встречаются либо в виде небольших нодулей, размером с ядро грецкого ореха, либо в виде тусклых сажистых или синеватых налетов и пятен в энаргите. Основной фон окисленных медных руд представлен трещиноватыми и корродированными джаспероидами, которые, как правило, содержат включения барита. Не является редкостью и вторичный кварц, образующий каймы вокруг выделений лимонита или хризоколлы.

В отдельных участках заметную роль играют алунит, галлуазит и каолинит. Среди наиболее поздних минералов зоны окисления заслуживают упоминания кристаллический и порошковатый кальцит, гипс, а также характерные и весьма разнообразные для обводненных участков гидросульфаты меди и железа. В некоторых богатых столбах, сложенных окисленными медными рудами, например на рудниках Маммот и Айрон-Блоссом № 1, присутствует видимое самородное золото — крошечные проволочки и зерна в джаспероидах, окрашенных окислами железа и меди, мелкие зерна и чешуйки среди аргентита, а также сравнительно редкие пластинки типа дендритов на плоскостях отдельности или среди лимонита.

Окисление серебросодержащих свинцовых руд приводит к образованию англезита, церуссита, плюмбоярозита, пироморфита, миметезита. В участках, обогащенных пиритом, наряду с плюмбоярозитом, отлагается ярозит. Иногда массивные галенитовые руды превращаются в рыхлый агрегат церусситовых зерен, который у горняков принято называть «песчанистой карбонатной рудой». Преобразование галенита в англезит и церуссит обычно не сопровождается сколько-нибудь существенной миграцией свинца. В рудах Тинтика известны хорошо образованные таблитчатые, пирамидальные и сдвойникованные кристаллы церуссита, растущие на гранях кварца, а кроме того, вторичные галенит и сфалерит, что, несомненно, свидетельствует о частичном растворении и перераспределении этого «нерастворимого» металла.

Серебро в зоне окисления обычно фиксируется в форме самородного серебра, кераргирита и аргентоярозита. Некоторые тела серебряных руд с высоким содержанием кварца, с вторичным аргентитом, коричневыми корками кераргирита и самородным серебром залегают ниже крупных скоплений церуссита и англезита, что свидетельствует о перемещении серебра на более глубокие горизонты в процессе окисления серебросодержащих галенитовых руд.

Почти полное окисление сфалерит-галенитовых тел на рудниках Мей-Дей, Янки, Годива, Чиф и др. приводит к резкому перемещению цинка на более глубокие горизонты с образованием остаточных англезитовых и церусситовых руд в границах первичных залежей и самостоятельных цинковых рудных тел ниже них. Лафлин [2] пришел к выводу, что легко раство-

римый сульфат цинка, видимо, мигрирует с нисходящими потоками грунтовых вод до тех пор, пока не встретятся карбонатные породы. В других случаях возможен вынос цинка из остаточных свинцовых тел и осаждение его в виде железистых разностей смитсонита, каламина, гидроцинкита, аурихальцита и других минералов. Эти почти чисто цинковые рудные тела с содержанием цинка 20—35% сопровождаются такими жильными минералами, как реликтовый кальцит незамещенного известняка, доломит, кремни, ярозит, новообразованные кальцит и гипс, гидроокислы железа и марганца. Согласно сообщению Залински [3], в образцах руд без нерастворимых жильных минералов практически нет ни золота, ни серебра.

Неполное окисление смешанных свинцово-медных руд месторождений Юрика-Хилл и Гранд-Сентрал приводит к образованию главным образом халькозина и ковеллина в сростках с англезитом или реликтовыми зернами галенита. Ковеллин, в частности, встречен в друзовых агрегатах совместно с англезитом. Здесь же иногда удается обнаружить редкие и очень красивые образцы миметезита и линарита.

Локальные находки кварцево-серебряных руд, практически не содержащих рудных минералов, свидетельствуют либо об окислении первичных серебряных руд, либо о миграции серебра, которой сопровождалось окисление серебросодержащих минералов свинца и меди. В большинстве случаев эти «сухие» серебряные руды бывают невысокого качества и содержат лишь сотые доли унции золота и не более 20 унций серебра на 1 т. Структура их обычно ячеистая или друзовая, но иногда массивная за счет преобладания в их составе кремнеподобного джасперoида. Наиболее богатые участки подобных руд располагаются под свинцовыми столбами, и это позволяет считать миграцию серебра, сопровождающую формирование зоны окисления, главным фактором возникновения самостоятельных рудных тел с серебром. Наиболее богатые серебром образцы с рудников Игл и Блубелл обнаружены и описаны Линдгреном [5]. Это джаспероид, частично замещенный аргентитом и кераргиритом и покрытый мягкой желтой коркой, содержащей железо, свинец и висмут. В аргентите и кварце видны мелкие крапинки ярко-желтого золота. Такие заметно обогащенные руды допустимо сравнивать с более типичными тонкозернистыми джаспероидными рудами с полосчатой или кавернозной текстурой, в которых содержится от нескольких унций серебра на 1 т до нескольких сотен унций серебра на 1 т. Основная масса руд этого последнего типа на рудниках Гранд-Сентрал, Виктория и Чиф образовалась за счет выноса серебра при окислении свинцово-медных рудных столбов. Можно предположить, что при окислении собственно кварцево-серебряных руд миграция серебра совершенно не проявляется или проявляется в очень небольшом масштабе.

Вторичное сульфидное обогащение

Если говорить о рудном районе в целом, доля окисленных руд в общем объеме добычи невелика, и лишь на отдельных месторождениях, таких, как Чиф и Джемини, известны мощные зоны вторичного сульфидного обогащения, приуроченные к постоянному уровню грунтовых вод. Окисление затронуло верхние части непрерывных рудных тел, которые разрабатывались на большом вертикальном интервале, включающем и окисленные, и первичные руды. Галенитовые рудные тела месторождения Чиф близ горизонта 1800 футов обогащены аргентитом, а кроме того, в них известны друзы кристаллов галенита, покрытые самородным серебром. Некоторые из расположенных поблизости рудных тел, совершенно лишенные цинка выше уровня грунтовых вод, на глубине сложены вюрцитом и галенитом. Именно эти руды были первыми достаточно богатыми свинцово-цинковыми рудами, добытыми на территории Тинтика. Признаки вторичного сульфидного обога-

щения обнаружены на горизонте 2000 футов, т. е. в 150 футах ниже уровня грунтовых вод, где распространены только гипогенные рудные минералы.

Линдгреном [5] дано описание рудного столба с богатой серебряной рудой, содержащей от 50 до 3000 унций серебра на 1 т. Этот столб локализован в «канале» Джем рудника Джемини и, возможно, образовался при участии процессов вторичного сульфидного обогащения. Жильная масса представлена тонкозернистым джаспероидом, а рудные минералы — галенит, сфалерит и пирит — образуют в этой массе рассеянную вкрапленность. Известны случаи брекчирования джаспероидов с рассеянными рудными минералами и цементации обломков крупнокристаллическим галенитом, широко распространенным поздним сфалеритом, в некоторых случаях — энаргитом, марказитом (?) и пирсеитом. Самым поздним по времени выделения, видимо, был прозрачный мелкокристаллический кварц. Наблюдения Линдгрена не позволяют утверждать, что обогащение рудных тел пирсеитом во всех случаях связано с деятельностью нисходящих растворов. Это были поздние потоки растворов, возможно, уже охлажденные, восходящие или нисходящие, с необычайно высокими содержаниями серебра.

Вторичные сульфидные руды рудника Чиф залегают среди трещиноватых джаспероидов с обильной вкрапленностью пирита. Эта бескарбонатная среда, несомненно, способствовала появлению и миграции кислых растворов, содержащих сульфаты железа, которые способствовали переносу металлов на более глубокие горизонты. В качестве противоположного примера можно упомянуть небольшие джаспероидные рудные тела группы Джем на руднике Джемини, залегающие среди крутопадающих доломитов, способных к обменным реакциям с рудоносными растворами.

Гидротермальные изменения вмещающих пород

В рудовмещающих монцонитах штока Силвер-Сити и других интрузивных породах района Тинтик близ рудных жил образуется зональная метасоматическая колонка, напоминающая по типу околорудные изменения вольфрамового месторождения Боулдер в Колорадо [11], месторождения Бьютт в Монтане [13] и многих других. В зальбандах рудных столбов и жил жильное выполнение резко сменяется приконтактной зоной кварц-серицит-пиритовых пород, в пределах которой иногда сохраняются реликты первичной порфировой структуры интрузивной породы. Внешняя часть этой зоны постепенно сливается с полосой почти белых аргиллизированных пород с глинистыми минералами — главным образом каолинитом и энделлитом. В участках наибольшей мощности зоны аргиллизации в ее внутренней части установлен диккит. Наиболее удаленная от жилы зона изменения представлена пропилитизированными вмещающими породами, на границах которой с предыдущей зоной роль каолинита уменьшается, а роль таких минералов, как монтмориллонит, эпидот, хлориты и карбонаты, увеличивается. Некоторые отклонения от данной последовательности зон отмечены на юге рудоносной площади, где в околожильной зоне вместо серицита проявляется обильный калиевый полевой шпат, а зона аргиллизации обогащена зуниитом.

Сходные по типу, но не так резко выраженные зоны изменения установлены и в карбонатных породах близ метасоматических рудных тел. Аналогом кварц-серицит-пиритовой зоны изменения интрузивных пород являются, видимо, джаспероиды с серицитом и пиритом, которые обычно раздроблены и сцементированы рудными минералами, кварцем и баритом, тонкозернистым кварцем продуктивной стадии минерализации. Минерализованные массы джаспероидов окаймлены невыдержанными зонами пиритизированных пород, образующими «шоколадный» ореол вокруг окисленных рудных тел. Зонам аргиллизации соответствуют участки песчанистых доломитов и известняков, а также брекчии растворения; картина меняется близ горизонтов гли-

нистых сланцев и глинистых известняков, содержащих достаточно алюминия и кремния, чтобы могли образоваться гидротермальные глинистые минералы. В осадочных породах до образования кварц-серицит-пиритовых и аргиллизированных пород проявилась региональная гидротермальная доломитизация. Процесс доломитизации соответствовал началу гидротермальной деятельности, т. е. предшествовал главной стадии рудообразования. Вслед за доломитизацией произошло внедрение штоков интрузивных пород. Растворы, с которыми связано проявление доломитизации, использовали все возможные пути миграции и распространялись гораздо шире растворов более поздних стадий гидротермального изменения.

Галлуазитовое месторождение Дрэгон

Крупное, ныне почти отработанное месторождение высококачественной галлуазитовой глины близ северного контакта штока Силвер-Сити на территории рудника Дрэгон [20] образовалось в стадию аргиллизации путем метасоматического замещения доломитов Эджекс. Месторождение было представлено двумя неправильными трубоподобными телами, разделенными зоной с окислами железа, которая приурочена к поперечной трещине Дрэгон. Оба тела круто погружались до горизонта 230 футов, а затем объединялись, подчиняясь пространственной ориентировке одного из горизонтов формации Эджекс. Наиболее чистые сорта глины были представлены почти мономинеральным энделлитом ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$), который напоминает блестящий белый фарфор, но отличается меньшей плотностью. В сухих атмосферных условиях энделлит дегидратируется и превращается в мелоподобный галлуазит ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot H_2O$), рассеченный сетью мелких трещин. В низкосортном глинистом сырье, кроме энделлита, содержатся окислы железа, тонкокристаллический пирит, окислы марганца, гиббсит, незамещенные реликты кремней и доломитов. Глинистое тело до начала разработки содержало более 1,5 млн. т глины высших и средних сортов, которая после химической обработки использовалась для изготовления каталитических фильтров, необходимых при очистке некоторых сортов сырой нефти.

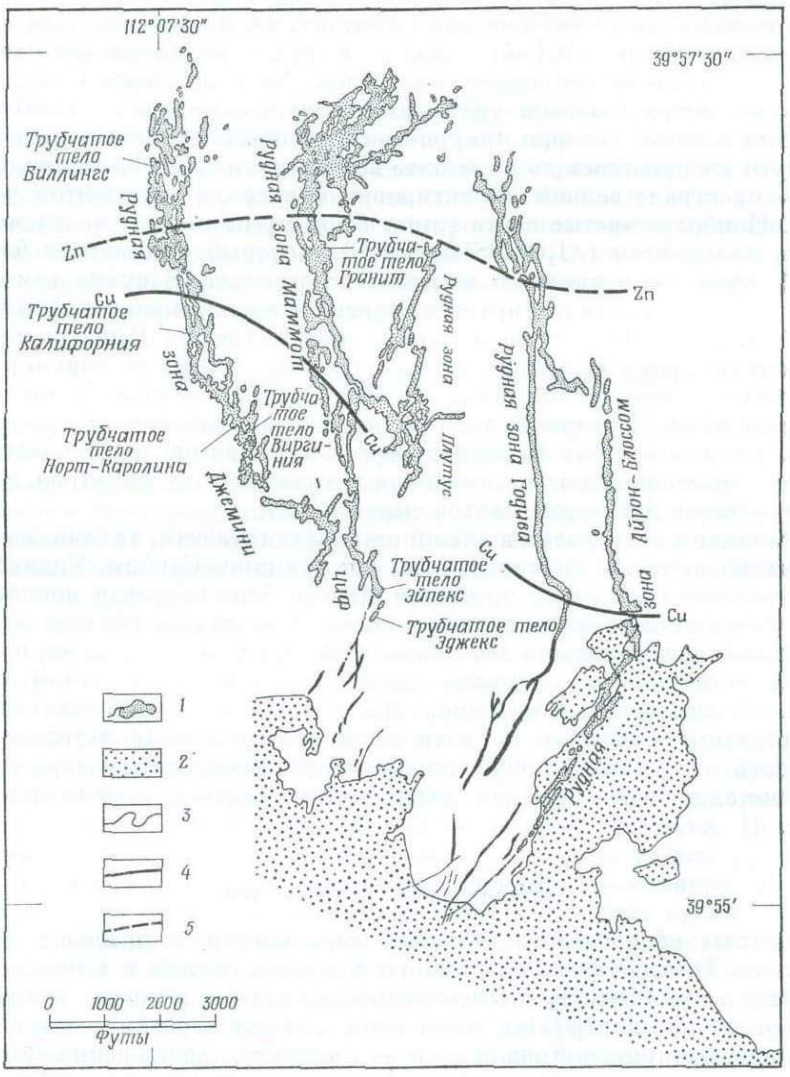
Источником кремнезема и алюминия для галлуазита, видимо, послужили аргиллизированные околожильные породы рудников Санбим, Ундине и Джо-Дейли, которые пересечены трещиной Дрэгон близ контакта монцонитового штока. Очень кислые восходящие растворы, с которыми связана аргиллизация, видимо, выщелачивали все компоненты монцонитов, а затем проникали в карбонатные породы, частично нейтрализовались и отлагали энделлит, гиббсит, окислы железа и марганца. Поскольку с залежами галлуазита прямо не связаны сравнимые по масштабам месторождения металлов, можно утверждать, что растворы, обусловившие аргиллизацию, не содержали металлов, а металлоносные флюиды явно другого состава проявились гораздо позднее.

Зональность рудных тел

Элементы общей горизонтальной зональности в пределах линейных рудных зон Тинтика фиксируются при изучении состава и в меньшей степени структур руд (фиг. 5). Метасоматические залежи и жилы, наименее удаленные от штока Силвер-Сити, обогащены главным образом медью и золотом. Месторождения промежуточной зоны — преимущественно свинцовые и серебряные, иногда с рудными столбами, содержащими только серебро. В этой группе месторождений золото играет ведущую роль в рудах лишь в исключительных случаях. Месторождения северной окраины рудоносной площади характеризуются примерно равными содержаниями свинца и цинка, причем значение серебра резко падает по сравнению с чисто свинцовыми рудами.

Следует, однако, заметить, что значительные количества свинца и цинка добыты в южной меденосной части района, а трубчатое рудное тело Гранит и другие вертикальные трубоподобные залежи центральной свинцово-серебряной зоны отличались повышенными концентрациями меди и золота. Некоторые чисто свинцовые рудные тела в пределах южной части района образовались явно позднее основной массы руд. Мономентальные цинковые руды северного фланга практически не содержат меди, а золото в рудах играет совершенно ничтожную роль.

Вертикальная зональность отдельных рудных тел в целом проявилась не так отчетливо, как горизонтальная, если не считать вторичной зональности. Последняя свойственна месторождениям, где в ходе окисления свинцово-цинковых руд произошло разделение металлов с последующей миграцией



Ф и г. 5. Проекция метасоматических рудных тел на горизонтальную плоскость иллюстрирующая горизонтальную зональность оруденения.

1 — метасоматические рудные тела в палеозойских породах; *2* — третичные монцониты штока Силвер-Сити; *3* — контакты (показаны схематически); *4* — северная граница распространения главных медно-рудных тел; *5* — южная граница распространения главных цинковорудных тел.

цинка вниз и образованием вторичных концентраций сульфидов цинка[1] или тел, сложенных карбонатными и гидросиликатными цинковыми рудами. На некоторых месторождениях, где главным компонентом руд является медь, в непосредственной близости друг к другу обнаружены меднорудные и свинцоворудные столбы, но какой-либо общей закономерности в их взаиморасположении не выявлено, что позволяет говорить о локальном телескопировании оруденения.

Структурная зональность оруденения, которая фиксируется при изучении жильных минералов, в разной степени удаленных от штока Силвер-Сити, вероятно, может быть квалифицирована как химическая зональность, которая проявилась неотчетливо и поэтому не имеет существенного практического значения. Как указано Линдгреном [5], кварц в жилах, залегающих среди интрузивных пород, представлен крупными, хорошо ограненными кристаллами, длина которых достигает нескольких дюймов. Жильная масса метасоматических меднорудных тел среди осадочных пород экзоконтакта выглядит как агрегат мелких кристаллов кварца (среднезернистый джаспероид), в котором заключены средние и крупные пластинчатые выделения барита, а мелкие пустоты выполнены друзами кварцевых кристаллов, достигающих в длину 0,3 дюйма. Джаспероиды серебряных и серебро-свинцовых рудных тел, расположенных севернее, отличаются еще более тонкозернистой структурой, напоминающей структуру кремней. В них отмечены мелкие пластинки барита и крохотные кристаллики кварца, которые выполняют трещины и полости, возникшие при сокращении объема пород. Подобные джаспероиды распространены и на северной окраине района в монометальных цинковых рудах, но барит и кристаллический кварц обнаруживаются в них гораздо реже. В периферической части рудоносной площади известны линзовидные залежи свинцовых и цинковых руд с небольшим содержанием серебра и кремнезема, в которых роль главных жильных минералов играют доломит и кальцит. Доломит, ассоциирующий с рассеянными кристаллами галенита и сфалерита, представлен зернистым агрегатом мелких искривленных ромбоэдров. Кальцит отлагался явно позже доломита в виде тонких скаленоэдров, выполняющих пустоты. Оба минерала, по-видимому, знаменуют наиболее позднюю стадию гипогенного минералообразования.

ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Минеральные ассоциации, структурные и текстурные особенности руд, закономерности размещения месторождений на территории района — все это свидетельствует о гидротермальной природе оруденения. Взаимоотношения рудных тел с призальбандными зонами околорудных изменений вмещающих пород по существу не позволяют сомневаться в том, что гипогенная минерализация порождена растворами, которые на разных стадиях эволюции имели различный состав.

Первые исследователи района, включая Линдгрена и Лафлина [5], предполагали, что эти растворы поднимались по трещинам монцонитового штока Силвер-Сити, проникали во вмещающие осадочные породы и распространялись в северном направлении, причем их температура постепенно падала, а содержание в них металлов и других компонентов снижалось. Более поздние работы Биллингслея и Крейна [8], Килдейла [10], Т. Лавринга (устное сообщение, 1949) и автора позволили говорить о нескольких центрах поступления рудоносных растворов, которые располагаются и среди монцонитов, и среди осадочных пород. Некоторые из этих «гидротермальных центров», судя по морфологии и размещению рудных тел, напоминают ствол дерева, от которого на более высоких горизонтах ответвляются рудные тела, вытянутые на большое расстояние вдоль разломов, благоприятных горизонтов вме-

[1] Наличие вторичных сульфидов цинка на Тинтике не доказано.— *Прим. ред.*

щающих пород и других, второстепенных элементов структуры. Следует обратить внимание на то, что некоторые стволоподобные рудные тела на глубине связаны с обширными участками брекчирования, которые прорваны интрузивными штоками, интрузивными и кластическими дайками.

Тем не менее говорить о происхождении рудоносных растворов в категорической форме преждевременно. Геофизические методы [31] позволяют предположить, что монцонитовый шток Силвер-Сити представляет собой сателитный отросток гораздо более крупного интрузивного тела, которое образует фундамент гор Восточный Тинтик в их центральной и южной частях. Этот батолит, несомненно, прорывает залегающие на глубине докембрийские породы неизвестного состава, а также по крайней мере одну из надвиговых пластин-чешуй, состоящую главным образом из карбонатных пород [30]. Состав батолита и состав корового субстрата, породившего этот батолит, равно как и состав гипотетических остаточных растворов, не поддаются определению, и мы можем судить о них лишь по известным рудным месторождениям и сопровождающим их ореолам гидротермального изменения.

Геологические и минералогические поисковые критерии

Рудные месторождения Тинтика, если говорить о регионе в целом, тяготеют к северной окраине почти не выходящего на поверхность интрузивного тела [31], которое является одним из звеньев широтной зоны или пояса гранитных и порфиритовых массивов, вытянутого от хребта Уосатч на востоке до хребта Дин-Крик на западе [6, 11, 26, 25, 29, 30]. Рудные тела образуют как бы пучки близ «центров минерализации», которые контролируются меридиональными или северо-восточными зонами трещиноватости. Эти последние иногда прослеживаются с трудом, так как замаскированы проявлением на тех же участках древних разломов и межпластовых срывов с различными элементами залегания. Зоны трещиноватости, которые, возможно, являются поверхностным выражением глубинного сколового разлома, служили главными путями миграции рудоносных растворов. Прямое картирование подобных зон или их прослеживание по косвенным признакам (рудные зоны, наличие рудных минералов, геохимические аномалии, ореолы гидротермального изменения пород, интрузивные брекчии и дайки) имеет первостепенное значение при выборе перспективных участков для разведки. В пределах площадей, в той или иной форме подвергшихся воздействию рудоносных растворов, главными поисковыми критериями являются: 1) минерализованные трещины и «рудные каналы», причем в некоторых из них фиксируются лишь следы рудных минералов; 2) благоприятные горизонты вмещающих пород — чаще всего известняки или доломиты, испытавшие дробление и брекчирование; 3) разломы, ориентированные вкрест генерального простирания минерализованных трещин и способствующие образованию локальных зон дробления во вмещающих известняках; 4) различные типы сжатых складок, образование которых сопровождается избирательным дроблением более хрупких пород; 5) зоны интрузивных брекчий, в которых создаются оптимальные условия для охлаждения растворов, снижения давления и ускорения обменных реакций между растворами и вмещающими породами.

Для каждой конкретной площади весьма полезно знать вертикальный интервал распространения оруденения, т. е. те гипсометрические отметки, выше и ниже которых рудные тела практически не встречаются. Эмпирически установлено, что верхняя граница рудоотложения располагается в пределах первой сотни футов от реальной или спроектированной подошвы лав — наиболее молодых пород, образующих покровы. Нижняя граница определена недостаточно точно. Известны отдельные рудные тела, расположенные близ рудоподводящих каналов, которые залегают на несколько сотен футов ниже нижней границы распространения промышленного оруденения, установленной для района в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Tower G. W., Jr., Smith G. O., Geology and mining industry of the Tintic district, Utah, U.S. Geol. Surv. 19th Ann. Rept. (1897—1898), pt. 3, 601—767, 1899.
2. Loughlin G. F., The oxidized zinc ores of the Tintic district, Utah, Econ. Geol., **9**, 1—19, 1914.
3. Zalinski E. R., Gold and silver in oxidized zinc ores, Eng. and Min. Jour., **97**, № 26, 1305—1306, 1914.
4. Crane G. W., Geology of the ore deposits of the Tintic mining district, Utah, A.I.M.E., Tr., **54**, 342—355, 1917.
5. Lindgren W., Loughlin G. F., Geology and ore deposits of the Tintic mining district, Utah, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, **107**, 1—282, 1919.
6. Butler B. S., et al., The ore deposits of Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 111, 1—672, 1920.
7. Prescott B., The underlying principles of the limestone replacement deposits of the Mexican province — I and II, Eng. and Min. Jour., **122**, № 7, 246—253; № 8, 289—296, 1926.
8. Billingsley P., Crane G. W., The Tintic mining district, in The Salt Lake region, 16th Int. Geol. Cong. Guidebook 17, Excursion C-1, 101—124, 1933.
9. Lindgren W., Mineral deposits; 4th ed., McGraw-Hill Book Co., 1—930, 1933.
10. Kildale M. B., Structure and ore deposits of the Tintic district, Utah, unpublished Ph.D. thesis, Stanford Univ., 1—150, 1938.
11. Lovering T. S., The origin of the tungsten ores of Boulder Country, Colorado, Econ. Geol., **36**, 229—279, 1941.
12. Spieker E. M., Late Mesozoic and early Cenozoic history of central Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 205-D, 117—161, 1946.
13. Sales R. H., Meyer C., Wall rock alteration, Butte, Montana, A.I.M.E., Tr., **178**, 9—35, 1948.
14. Hall J. C., History of pumping at the Chief Consolidated mine, Eureka, Juab County, Utah, A.I.M.E., Tr., **184**, 229—234, 1949.
15. Lovering T. S., et al., Rock alteration as a guide to ore — East Tintic district, Utah, Econ. Geol. Mon., **1**, 1—65, 1949.
16. Muessig S. J., Eocene volcanism in central Utah, Science, **114**, № 2957, 234, 1951.
17. Crittenden M. D., Jr., et al., Geology of the Wasatch Mountains east of Salt Lake City; Parleys Canyon to Traverse Range, Utah Geol. Soc. Guidebook to the geology of Utah, № 8, 1—37, 1952.
18. Morris H. T., Lovering T. S., Sipergene and hydrothermal dispersion of heavy metals in wall rocks near ore bodies, Tintic district, Utah, Econ. Geol., **47**, 685—716, 1952.
19. Cook D. R., Ore deposits in the main Tintic mining district, Utah Geol. Soc. Guidebook to the geology of Utah, № 12, 57—80, 1957.
20. Kildale M. B., Thomas R. C., Geology of the halloysite deposit at the Dragon mine, Utah Geol. Soc. Guidebook to the geology of Utah, № 12, 94—96, 1957.
21. Morris H. T., General geology of the East Tintic Mountains, Utah, Utah Geol. Soc. Guidebook to the geology of Utah, № 12, 1—56, 1957.
22. Harris D. P., The geology of Dutch Peak area, Sheeprock Range, Tooele County, Utah, Bringham Young Univ. Research Studies Geology Ser., **5**, № 1, 1—82, 1958.
23. Cook K. L., Berg J. W., Jr., Regional gravity survey along the central and southern Wasatch front, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 316-E, 75—89, 1961.
24. Armstrong R. L., Geochronology and geology of the eastern Great Basin in Nevada and Utah, Unpublished Ph.D. thesis, Yale Univ., 1—202, 1963.
25. Hilpert L. S., Roberts R. J., Geology-Economic geology, 28—34, in Mineral and water resources of Utah, Report to the Committee on Interior and Insular Affairs, U.S. Senate, Govt. Printing Office, Washington, D.C., 1—275, 1964.
26. Mabey D. R., et. al., Aeromagnetic and generalized geologic map of part of north-central Utah, U.S. Geol. Surv. Geophys. Inv. Map. GP-422, 1 : 250 000, 1964.
27. Morris H. T., Geology of the Eureka quadrangle, Utah, and Juab Counties, Utah, U.S. Geol. Surv. Bull., 1142-K, K1-K29, 1964.
28. Morris H. T., Geology of the Tintic Junction quadrangle, Tooele, Juab, and Utah Counties, Utah, U.S. Geol. Surv. Bull., 1142-L, L1—L23, 1964.
29. Morris H. T., Shepard W. M., Evidence for a concealed tear fault with large displacement in the central East Tintic Mountains, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 501-C, C19—C21, 1964.
30. Roberts R. J., et al., Pennsylvanian and Permian basins in northwestern Utah, northweastern Nevada and south-central Idaho, Amer. Assoc. Petrol. Geols. Bull., **49**, 1926—1956, 1965.
31. Mabey D. R., Morris H. T., Geologic interpretation, gravity and aeromagnetic maps, Tintic Valley, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 516-D, 1967.

ГЕОЛОГИЯ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА ВОСТОЧНЫЙ ТИНТИК, ШТАТ ЮТА

У. М. Шепард, Х. Т. Моррис, Д. Р. Кук

Рудный район Восточный Тинтик, площадь которого достигает 20 кв. миль, расположен в восточной и центральной частях одноименной горной цепи, вытянутой в меридиональном направлении. Промышленная разработка цветных металлов и серебра началась в 1909 г., а к 1924 г., после открытия месторождения Тинтик-Стандарт, ежегодная добыча богатых серебросодержащих руд достигла 150 000 т. За период с 1909 по 1966 гг. добыто свыше 3,5 млн. т руды, в которой содержалось 743 млн. фунтов свинца, 28,5 млн. фунтов цинка, 27,5 млн. фунтов меди, свыше 62 млн. унций серебра и 537 тыс. унций золота. Резкий спад производства в начале 50-х годов связан с общим истощением старых рудников, однако в 1955 г. началась эксплуатация нового месторождения Берджин, запасы которого оцениваются в 1250 тыс. т богатых руд, содержащих 15% свинца, 12% цинка и до 10 унций серебра на 1 т.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Осадочные и изверженные породы

В пределах района Восточный Тинтик в поверхностных обнажениях, горных выработках и буровыми скважинами установлены палеозойские миогеосинклинальные отложения, суммарная мощность которых достигает приблизительно 10 000 футов, а также среднеэоценовые вулканогенные породы, представленные латитовыми и кварцево-латитовыми лавами, туфами и агломератами. Мощность вулканогенной толщи, видимо, превышает 5000 футов. Палеозойские и среднеэоценовые породы прорваны штоками, некками, дайками и силлами монцонитовых и кварц-монцонитовых порфиров. Более полный перечень разновидностей пород и их стратиграфическая последовательность даны в табл. I, а подробные петрографические описания можно найти в работах Морриса и Лавринга [29], Линдгрена и Лафлина [3] и др. Наиболее полно по сравнению с другими разновидностями пород стратиграфического разреза изучены породы так называемой офировой формации и прилежащие к ним горизонты, поскольку именно они являются вмещающими для основных рудных тел, а значит, и главными породами на территории большинства рудников.

Изверженные породы представляют собой реликты сложного, сильно эродированного вулканического сооружения среднеэоценового возраста. Ядро этого вулкана, расположенное в нескольких милях к юго-востоку от границ рудного района, прорвано небольшими штоками монцонитов и кварцевых монцонитов, с которыми генетически связаны бесчисленные дайки, силлы и некки, образующие пояс интрузивных пород, проходящий через центральную часть района Восточный Тинтик и имеющий север-северо-восточное простирание.

Особый интерес исследователей вызывают плитообразные тела интрузивных брекчий — местами их принято называть «гальковыми дайками» («pebble dikes»), в составе которых преобладают окатанные обломки кварцитов и менее распространенные дисковидные куски глинистых сланцев и известняков, заключенные в порошковидной массе перетертых пород. Эти

Таблица I

Стратиграфическая колонка рудного района Восточный Тинтик

Система	Отдел	*Формации или аналогичные подразделения*	*Литологический состав и средняя мощность*
Четвертичная	Современный	Молодой аллювий	Конусы выноса; гравий, песок, ил; 0—100 футов
	Плейстоцен	*Формация Бонвилл*	*Озерный гравий и песок; 20 футов*
		Формация Алпайн	Озерные пески и илы: 25 футов
		Древний аллювий	Конусы выноса, коллювий, гравий русловых потоков
		Угловое несогласие	
Третичная	Эоцен	Андезитовые или латитовые дайки и связанные с ними интрузивные брекчии	Фиолетовые дайки порфиритов, местами измененные до каолина; вероятно, синхронные с оруденением
		—Интрузивный контакт—	
		Кварц-монцонитовые порфиры	Зеленовато-серые дайки и штоки грубозернистых порфиров
		———Интрузивные——— контакты	
		«Гальковые» дайки	Маломощные дайковые тела интрузивных брекчий
		Монцониты штока Силвер-Сити и связанные с ними биотитовые монцонит-порфиры	Зеленовато-серые равномернозернистые и порфировидные монцониты; близ рудных жил изменены
		Монцонит-порфиры штока Санрайз-Пик и связанные с ним роговообманковые монцонит-порфиры	Серые и темно-серые грубозернистые монцонит-порфиры; близ рудных жил изменены
		———Интрузивные——— контакты	
		Латиты Лагуна-Спрингс	Красновато-серые лавы, туфы, агломераты; 0—2500 футов
		———*Интрузивный*——— контакт	
		Кварцевые монцониты Суонси	Интрузивные породы, обычно измененные (процессы выщелачивания)
		———Интрузивный——— контакт	
		Кварцевые латиты Пакард	Фиолетово-серые деформированные лавы и белые туфы; 0—2700 футов
Третичная (?)	Эоцен (?)	Конгломераты Эйпекс	Кирпично-красные конгломераты и песчанистые сланцы; 0—500 футов
		Угловое несогласие	
Карбоновая и миссисипская	Верхний	Формация Хамбаг	Переслаивание синих известняков и светло-желтых песчаников; 650 футов
		Известняки Дезерт	Синевато-серые кремнистые и ракушечные известняки; 1000 футов
	Нижний	Известняки Гардисон	Синевато-серые кремнистые известняки с отчетливой слоистостью; *500 футов*
		Формация Фичвилл	Семь четких пачек известняков и кремнистых доломитов; для верхних частей пачек характерна волнисто-слоистая структура; 300 футов

Продолжение табл. I

Система	Отдел	Формации или аналогичные подразделения	Литологический состав и средняя мощность
Девонская и миссисипская		Известняки Пинион-Пик	Синевато-серые глинистые известняки; в основании горизонта — песчанистые; 80 футов
		Эрозионное несогласие (?)	
Девонская	Верхний	Формация Виктория	Серые доломиты и светло-желтые кварциты; местами встречаются линзы почти синтенетичных брекчий; 280 футов
Девонская, силурийская и ордовикская		Доломиты Блубелл	Темно-серые грубозернистые доломиты с горизонтами «жирных» белых доломитов; для средней части характерны маркирующие горизонты с волнисто-слоистой структурой; 350—600 футов
Ордовикская	Верхний	Доломиты Фиш-Хейвн	Пятнистые серые кремнистые доломиты; 300 футов
		Эрозионное несогласие	
	Нижний	Известняки Опохонга	Синевато-серые тонкослоистые глинистые известняки; 300—850 футов
Кембрийская	Верхний	Доломиты Эджекс	Темно-серые кремнистые доломиты; 650 футов
		Формация Опекс	Тонко рассланцованные песчанистые известняки и глинистые сланцы; 250 футов
	Средний	Доломиты Кол-Каньон	Темно-серые и «жирные» белые доломиты; 850 футов
		Доломиты Блуберд	Темно-серые доломиты с тонкими белыми прослоями; 190 футов
		Известняки Херкимер	Синие глинистые известняки и зеленые глинистые сланцы; 400 футов
		Доломиты Дагмар	«Жирные» белые доломиты с волнистой слоистостью; 80 футов
		Тевтонские известняки	Синие глинистые известняки с пизолитовыми горизонтами; 420 футов
		Офировая формация	Серо-зеленые глинистые сланцы и синие оолитовые известняки; 410 футов
	Нижний	Кварциты Тинтик	Светло-желтые кварциты, близ кровли — горизонты серо-зеленых филлитов, а близ подошвы — горизонты конгломератов; 3000 футов

брекчии выполняют те же север-северо-восточные трещины, в которых локализованы дайки монцонитовых порфиров и рудные жилы. Предполагается, что это эксплозивные брекчии, возникшие в процессе прорыва газов или скорее паров, которые образовались при внедрении монцонитовых тел в водоносные горизонты вмещающих толщ. Гальковые дайки иногда могли также возникать в результате заполнения трещин вязкой монцонитовой магмой, которое сопровождалось внезапными и интенсивными выделениями газов.

На глубине и в неразведанных участках ниже лав залегают нижнекембрийские кварциты Тинтик, которые обычно принимают за «породы фунда-

мента». Предполагается, что кварциты подстилаются толщей, представленной кварцитами и аргиллитами верхнекембрийской формации Биг-Коттонвуд; мощность толщи не известна. Эти породы выходят на поверхность на западе центральной части гор Восточный Тинтик. Наиболее молодые из палеозойских пород района — позднемиссисипские, относящиеся к формации Хамбаг. Выше залегает толща пород пенсильванского и пермского возраста, мощность которой превышает 17 500 футов; эти породы выходят на поверхность в северной и южной частях хребта Восточный Тинтик.

Поствулканические образования плейстоценового и еще более молодого возраста совершенно лишены россыпных и остаточных рудных концентраций, в силу чего они не имеют никакого значения, а только мешают непосредственному изучению залегающих под ними рудоносных формаций. Формации Алпайн и Бонвилл представлены кластическими озерными осадками, которые образовались в наиболее древний период возникновения ледникового озера Бонвилл висконсинского возраста, когда уровень воды в нем был наивысшим. Эти породы близ восточной границы района Восточный Тинтик залегают на эоценовых вулканогенных образованиях, плейстоценовых фангломератах и аллювиальных отложениях. Ими также перекрыты плиоценовые фангломераты, озерные известково-глинистые породы и бентонитовые туфы формации Солт-Лейк (?), распространенные в нижней части долины Гошен.

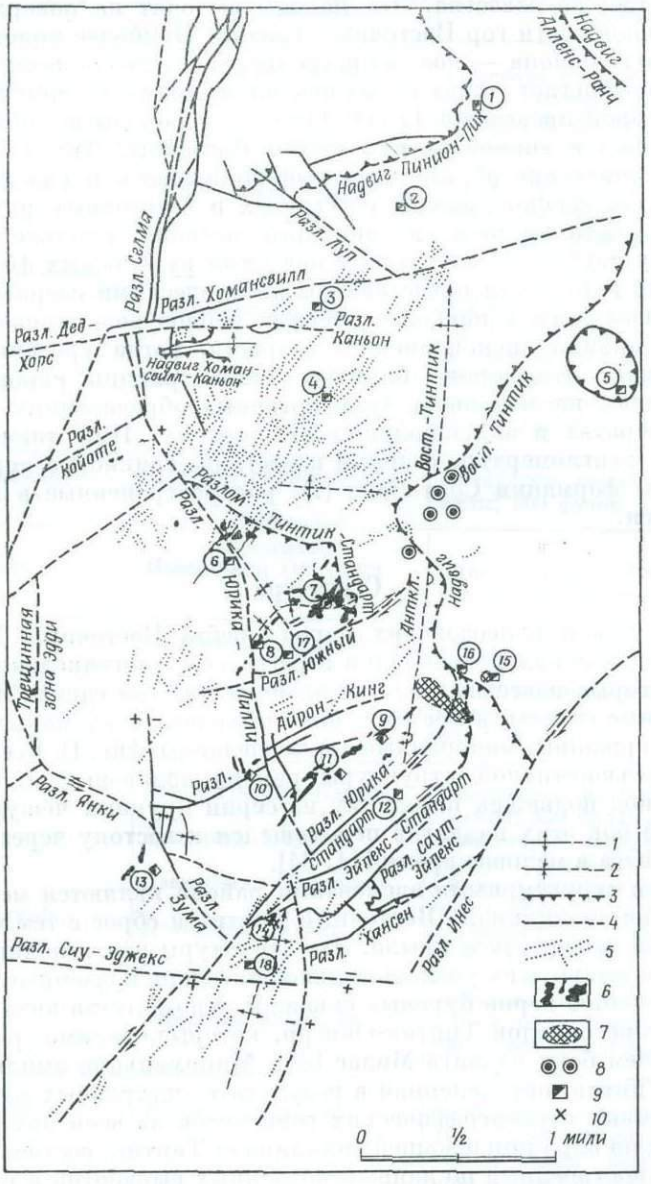
Структура

Мощные пачки палеозойских пород хребта Восточный Тинтик смяты в широкие меридиональные складки и рассечены многочисленными разломами, среди которых известны пологие надвиги, крутые сдвиги и постскладчатые нормальные сбросы, а местами, близ выходов интрузивных пород, относительно выдержанные минерализованные трещины (фиг. 1). Все синорогенные элементы дизъюнктивной структуры района долавовые и, видимо, возникли в период подвижек по одному из серии крупных чешуйчатых надвигов. Висячий бок этих надвигов перемещался к востоку через центральную часть штата Юта в меловое время [11, 34].

Главными структурными элементами района являются меридиональная асимметричная антиклиналь Восточный Тинтик и сброс с тем же названием, осложняющий ее восточное крыло. Эти структуры почти целиком погребены под лавами, и выявить их удалось только благодаря подземным горным выработкам и изучению керна буровых скважин. Упомянутая антиклиналь относится к системе складок Тинтик-Окверр, которые, видимо, распространены лишь в висячем боку надвига Мидас [34]. Минимальная амплитуда складки Восточный Тинтик, определенная в результате тщательных замеров положения одноименных стратиграфических горизонтов на всем интервале от ядра антиклинали до ядра прилежащей синклинали Тинтик, составляет 10 000 футов. Разрез, построенный по данным подземных выработок и немногочисленных поверхностных обнажений, показывает, что западное крыло антиклинали Восточный Тинтик имеет довольно выдержанное западное падение под углом $\sim 30°$, а восточное опрокинуто и сильно смято в висячем боку надвига. Ось складки, которая полого погружается к северу и югу от точки, расположенной в нескольких милях к востоку от рудника Тинтик-Стандарт, пересечена несколькими взбросами. Эти взбросы, по крайней мере некоторые из них, возникли в то же время, что складки и надвиги, т. е. в период сжатия, соответствующий максимуму орогенеза.

Взброс Восточный Тинтик, вмещающий главные рудные тела рудника Берджин, рассекает погребенное восточное крыло антиклинали, смещая его более чем на 5000 футов вдоль плоскости сместителя, которая относительно полого погружается к западу. На руднике Берджин породы висячего бока,

испытавшие относительное перемещение в восточном направлении, представлены брекчированными и деформированными горизонтами офировой форма-



Ф и г. 1. Структурная карта рудного района Восточный Тинтик, составленная по данным подземных горных выработок, на которой показаны отработанные и неотработанные рудные тела.

1 — следы осевых плоскостей антиклиналей и направления погружения осей (пунктиром показаны скрытые и предполагаемые интервалы простирания антиклиналей); *2* — следы осевых плоскостей синклиналей (пунктиром показаны скрытые и предполагаемые участки осей); *3* — надвиги, поперечные штрихи направлены в сторону приподнятых блоков (пунктиром показаны скрытые и предполагаемые участки надвигов); *4* — вертикальные и крутопадающие разломы (пунктиром показаны скрытые и предполагаемые интервалы разломов), приподнятые блоки показаны знаком (+), а опущенные — знаком (—); *5 — трещинные зоны с дайками и брекчиями, которые обычно сопровождаются зонами гидротермального изменения вмещающих пород, в отдельных случаях эти зоны на глубине являются рудоносными*; *6* — отработанные рудоносные участки; *7* — неотработанные рудоносные участки; *8* — буровые скважины, обнаружившие оруденение; *9* — шахты; *10* — разведочные участки.

Цифрами в кружках обозначены следующие рудники и рудопроявления: *1* — Норт-Стандарт; *2* — Уотер-Лилли; *3* — Сентрал-Стандарт; *4* — Коппер-Лиф; *5* — Индепенденс; *6* — Норт-Лили; *7* — Тинтик-Стандарт № 2; *8* — Юрика-Лилли; *9* — Эйпекс-Стандарт № 2; *10* — Айрон-Кинг № 2; *11* — Юрика-Стандарт; *12* — Эйпекс-Стандарт № 1; *13* — Цума; *14* — Трикси; *15* — Берджин № 1; *16* — Берджин № 2; *17* — Тинтик-Стандарт № 1; *18* — Саут-Стандарт.

ции, которые были опрокинуты и затянуты под клиновидный блок кварцитов Тинтик, переместившийся вверх по одной или нескольким второстепенным ветвям главного разлома. В лежачем боку последнего, в наиболее детально разведанных участках рудника, распространены рассланцованные и смятые горизонты, охватывающие интервал стратиграфического разреза от нижней части известняков Опохонга до формаций Пинион-Пик и Фичвилл. Положение зоны надвига под покровами лав установлено буровыми скважинами. От рудника Берджин он вытянут, грубо говоря, на север, приблизительно на две мили, а на юг — на полмили. На юге разлом Восточный Тинтик, видимо, ограничен северо-восточным, недостаточно надежно закартированным разломом Инес, который, как предполагают, представляет собой скрытый поперечный разлом с большой амплитудой смещения по нему.

В районе известны и другие надвиги того же общего простирания и падения, с тем же направлением смещения, но с несколько меньшей амплитудой, чем надвиг Восточный Тинтик. Из их числа наиболее хорошо известен срыв вдоль контакта кварцитов Тинтик и пород офировой формации в висячем боку главного разлома. Он доступен для наблюдения только в подземных выработках рудников Тинтик-Стандарт и Норт-Лили. Вслед за Лавринтом и его сотрудниками [15] эту структуру принято называть надвигом Тинтик-Стандарт. Согласно Лавринту [15], в течение последних стадий развития асимметричной антиклинали Восточный Тинтик происходило смятие пород и в висячем, и в лежачем боках зоны пологих надвигов близ верхней части выступа кварцитов Тинтик. В результате возник асимметричный сложно построенный трог северо-западного простирания, который приблизительно в то же время был осложнен на южном фланге поперечными складками с образованием искривленного северо-восточного или почти широтного трога, заполненного интенсивно раздробленными и сильноминерализованными породами. Эти породы на некоторых рудниках, например на руднике Тинтик-Стандарт, принято называть «дырявым горшком» («pot hole»). Изучение разломов Юрика-Стандарт и Эйпекс-Стандарт на руднике Берджин позволило по-новому взглянуть на эту структуру и дало основание предположить, что надвиг Тинтик-Стандарт ограничен скрытым северо-восточным (поперечным) разломом, который Лавринг и его соавторы [15] считали частью самого надвига. Этот поперечный разлом, иногда называемый Южным, видимо, играл роль твердого упора, близ которого породы висячего крыла надвига были смяты с образованием складок волочения и поперечного северо-восточного трога, называемого «дырявым горшком». Огромные размеры и высокие содержания полезных компонентов рудного тела Тинтик-Стандарт в значительной мере обусловлены уникальностью «дырявого горшка» как рудовмещающей структуры и огромными объемами брекчированных известняков, которые к ней приурочены. Брекчирование известняков явилось одним из важнейших элементов дорудной подготовки участников рудоотложения.

На северо-западе главный трог — складчатая зона, возникшая в связи с подвижками по надвигу Тинтик-Стандарт,— быстро сжимается в пределах трещинной зоны, которая проходит близ рудника Норт-Лили, причем к северу от нее залегание пород становится вертикальным или опрокинутым. В этой части надвига, сопровождаемого складчатостью, в ядрах сжатых синклиналей распространены сильно раздробленные породы, слагающие «дырявый горшок» Норт-Лили, вмещающий метасоматические рудные тела Норт-Лили и Юрика-Лилли.

Взброс Пинион-Пик, расположенный поблизости от шахты Норт-Стандарт, похож на взброс Восточный Тинтик, но захватывает меньший стратиграфический интервал от первых сотен до 1500 футов и, как сейчас стало известно, не является рудоносной структурой. Максимальное смещение по этому надвигу установлено у подножия восточных склонов Пинион-Пик,

где среднекембрийские доломиты Кол-Каньон выведены на уровень подошвы верхнеордовикских доломитов Фиш-Хейвн.

Поперечные разломы представляют собой элементы системы сопряженных трещин северо-восточного и северо-западного простирания, которые секут оси главных складок под углом от 25 до 55°. Наиболее известными разломами этой группы в пределах района являются разломы Эйпекс-Стандарт и Юрика-Стандарт. Это правосторонние поперечные разломы, которые по мере приближения к надвигу Восточный Тинтик становятся более пологими, а по простиранию — почти меридиональными, что в конце концов приводит к слиянию поперечных разломов с надвигом Восточный Тинтик. Суммарное смещение по поперечным разломам достигает 3—4 тысяч футов, что фиксируется по горизонтальному смещению оси антиклинальной складки Восточный Тинтик. В пределах зоны разлома Юрика-Стандарт, на рудниках Юрика-Стандарт и Эйпекс-Стандарт, разрабатывались небольшие тела высокосортных руд с теллуридами золота и серебросодержащим энаргитом, а также более крупные, но не столь экономически выгодные метасоматические рудные тела с медью, свинцом и цинком. В отличие от нее в зоне разлома Эйпекс-Стандарт обнаружены лишь небольшие рудные столбы рудника Эйпекс-Стандарт, но зона не разведана ниже горизонта 900 футов ни на этом руднике, ни к юго-западу от шахты № 1. Узлы пересечения двух отмеченных разломов с надвигом Восточный Тинтик, видимо, являются главным фактором локализации рудных тел месторождения Берджин.

Есть основание считать, что недостаточно хорошо изученный разлом Инес представляет собой правосторонний сдвиг и в этом отношении похож на разломы Юрика и Эйпекс, но отличается от них большей амплитудой смещения. Региональные исследования [34] показали, что этот мощный разлом можно считать поперечным, ограничивающим с юга разлом Мидас, который в северном направлении прослеживается вплоть до рудного района Бингем. Существование разлома Инес подтверждено буровыми скважинами, но в целом он не разведан и о степени его рудоносности пока ничего сказать нельзя.

Разлом Янки плохо выражен на поверхности, и поэтому геологи имеют мало данных. Считают, что это северо-западный поперечный разлом, который в отличие от северо-восточных сколовых зон, по-видимому, не является рудоносным.

Посторогенные нормальные сбросы могут быть подразделены на две группы: 1) широтные, как правило, долавовые, и 2) меридиональные, которым свойственны постлавовые перемещения. Первые на территории Восточного Тинтика представлены разломами Хоменсвилл и Сиу — Эджекс. Оба они, видимо, являются секущими по отношению к надвигам и поперечным разломам, но многие интересные пересечения погребены под покровами вулканитов в тех участках, где подземные выработки совершенно отсутствуют. В пределах разлома Сиу — Эджекс известны рудные тела, которые в районе Тинтик разрабатывались несколькими рудниками.

Ко второй группе относится единственный обнаруженный в районе меридиональный сброс Юрика-Лилли — Селма. История формирования этой структуры довольно сложна и может быть разделена на несколько этапов. В начальный этап по разлому проявились максимальные смещения, которые предшествовали лавовым извержениям. Затем подвижки возобновились в период извержений, но до начала процессов рудной минерализации. Наконец, на участке Селма проявились наиболее поздние подвижки в связи с активизацией в плиоцене и плейстоцене разлома хребта Бассейна. Один из сегментов меридионального разлома, а именно сегмент Юрика-Лилли, контролирует небольшие рудные столбы рудника Норт-Лили, а кроме того, руды локализуются и в прилежащих сопряженных трещинах, например на руднике Айрон-Кинг № 2.

Наиболее молодыми дизъюнктивными структурами района являются короткие север-северо-восточные трещины, пересекающие лавы, интрузивные породы и подстилающие осадочные толщи. В большинстве случаев эти трещины круто падают на запад, а смещение по ним колеблется от первых футов до 200—300 футов. Это главные вмещающие структуры для монцонитовых штоков и даек, а также для сопровождающих их «гальковых даек»; многие из них служили путями миграции рудоносных растворов. Лучше всего эти трещины фиксируются в лавах и крупных телах монцонитов по линейным зонам гидротермального изменения, распространяющимся в стороны от зальбандов. На глубине, особенно там, где трещины пересекают кварциты Тинтик, т. е. ниже главных метасоматических свинцово-серебряных тел, они сопровождаются зонами брекчирования, в которых локализуются тела медно-пиритовых руд с золотом и серебром.

Система разломов хребта Бассейна поблизости от рудного района Восточный Тинтик с достоверностью не установлена, однако, как отмечалось выше, разлом Селма, возможно, пережил период позднетретичной — четвертичной активизации. Общее простирание восточной окраины гор Восточный Тинтик наводит на мысль о какой-то связи этой линии с упомянутой системой разломов, однако ни разломы, ни крупные смещения геофизическими методами не фиксируются [25].

ВОЗРАСТ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Как уже отмечено Линдгреном и Лафлином [3], рудные месторождения Восточного Тинтика образовались вскоре после внедрения и консолидации монцонитового штока Силвер-Сити и связанных с ним тел биотитовых монцонитовых порфиров. Определение абсолютного возраста этих интрузивных пород α-свинцовым методом по цирконам позволило получить цифры от 38 до 46,5 млн. лет [25]. Реальность этих цифр подтверждается существованием агломератовых горизонтов, относящихся к латитовой формации Лагуна-Спрингс, а также горизонтов, аналогичных эоценовой формации Грин-Ривер. Последняя распространена в южной части поля вулканогенных пород Восточного Тинтика, где также обнаружены агломераты с линзами известняков, в которых заключены растительные остатки среднеэоценового возраста.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ И СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В неопубликованном докладе П. Биллингслея (1956), который проанализировал свои полевые записи за тридцать лет по рудникам Норт-Лили и Юрика-Лилли, сказано:

> Непосредственное впечатление, которое мы получаем от карт и разрезов, является источником одной из наиболее существенных трудностей геологии вообще, что хорошо видно и на нашем конкретном примере. В ходе разведочных работ на двух рудниках мы постоянно попадали впросак и, чтобы прослеживать рудные тела, были вынуждены пользоваться чисто эмпирическими методами. Прошло много времени, прежде чем удалось согласовать теорию с практикой.

Это утверждение в сжатой форме суммирует все проблемы рудничной геологии района Восточный Тинтик, которому свойственно в высшей степени сложное геологическое строение. Выяснению структурных особенностей, кроме того, препятствует покров третичных вулканогенных пород, захватывающий большую часть площади рудного района. Очевидно, что видеть эти особенности и изучать их можно только в подземных горных выработках, используя опять-таки всегда неполные и противоречивые данные буровых скважин.

Рудные тела района обычно попадают в одну из двух категорий. Либо это метасоматические тела массивных свинцово-цинково-серебряных и марганцевых руд, свойственные месторождениям Тинтик-Стандарт, Норт-Лили, Юрика-Лилли и Берджин, либо трещинные рудные жилы с золотом, медью и серебром, как на месторождениях Юрика-Стандарт, Юрика-Лилли и Эйпекс-Стандарт.

Почти все известные к настоящему времени руды обнаружены в нижней части стратиграфического разреза, главным образом среди кварцитов Тинтик и известковистых разностей пород офировой формации. В какой-то мере это, видимо, связано с тем, что в период, предшествовавший последнему десятилетию, разведочные работы были сосредоточены лишь в определенных участках района, а также со сложностью структурных условий локализации оруденения. До того как Лавринтом с соавторами в 1950 г. было доказано существование надвига Восточный Тинтик [16], считалось, что субвулканическая структура района определяется антиклиналью Восточный Тинтик и что кварциты Тинтик, а также более молодые породы преимущественно распространены в ядре и на восточном фланге складки к востоку от рудников Тинтик-Стандарт и Юрика-Стандарт.

Изучение керна редких скважин и подземных горных выработок рудника Эйпекс-Стандарт как будто подтверждало это предположение. Только в выработках, пройденных из шахты Индепенденс, в северо-восточной части района удалось обнаружить более молодые породы, залегающие ниже кварцитов Тинтик. Позднее было доказано, что это лежачий, опущенный блок надвига Восточный Тинтик. Более молодые породы имеют миссисипский возраст; они закартированы и определены как миссисипские всего несколькими геологами в течение короткого периода эксплуатации рудника, но значение этого факта стало понятным гораздо позднее. После того как были найдены главные рудные концентрации рудника Тинтик-Стандарт, а Биллингслеем и другими выполнена расшифровка сложных структурных отношений, главной целью разведочных работ стало обнаружение средних известковистых горизонтов офировой формации в структурной ситуации, сходной с таковой на руднике Тинтик-Стандарт. Все усилия были вознаграждены открытием месторождений Норт-Лили и Юрика-Лилли и в значительной мере случайной находкой небольших, но богатых золоторудных столбов месторождения Юрика-Стандарт. Наконец, в течение последнего десятилетия были обнаружены участки минерализации и в лежачем боку надвига среди пород, гораздо более молодых, чем породы офировой формации. Раньше ошибочно казалось, что зоны минерализации расположены среди пород девонской формации Виктория, которые в пределах Центрального Тинтика никогда не отличались значительной рудоносностью.

Отвлекаясь от частностей, можно сказать, что структурный фактор в локализации оруденения Восточного Тинтика играет куда более существенную роль, чем литологические особенности вмещающих толщ. В благоприятных структурных условиях руды, видимо, могут быть обнаружены и в таких породах, которые в районе издавна считаются безрудными.

Главная продуктивная площадь района Восточный Тинтик имеет блоковое строение, причем подавляющая часть общего объема добычи руд приходится на участок, который на востоке ограничен надвигом Восточный Тинтик, на западе — разломом Юрика-Лилли, на севере — разломом Тинтик-Стандарт и гребнем Восточный Тинтик. Южной границей участка максимальной рудоносности является разлом Эйпекс-Стандарт, имеющий северо-восточное простирание (фиг. 1). Указанный блок в свою очередь благодаря секущим северо-восточным разломам, расчленяется на ряд горстов и грабенов. Оруденение тесно связано с второстепенными складками и изгибами плоскостей напластования пород в пределах более крупных интенсивно деформированных блоков.

Рудоносная офировая формация представлена тремя толщами — верхней сланцевой, средней известняковой и нижней сланцевой. Средняя мощность нижней сланцевой толщи на территории рудного района достигает 175 футов; среди сланцев, в 70—90 футах от подошвы, залегает 10-футовый карбонатный слой, который широко используется в качестве прекрасного маркирующего горизонта. Мощность средней известняковой толщи колеблется около 145 футов; выделяется несколько горизонтов известняков, разделенных линзами и слоями зеленых и светлых сине-зеленых сланцев. Именно эти горизонты известняков являются вмещающими для метасоматических тел массивных руд месторождений Тинтик-Стандарт, Норт-Лили и Юрика-Лилли а также для основной массы руд, известных в настоящее время на руднике Берджин. Верхняя сланцевая толща офировой формации имеет мощность 70—90 футов и представлена светлыми зеленовато-серыми тонкопластинчатыми сланцами.

Стратиграфическое положение офировой формации между подстилающими массивными кварцитами Тинтик и перекрывающими массивными известняками и доломитами привело как бы к фокусированию деформационных напряжений именно в сланцево-известковых породах. В период складчатости и последующего проявления разломов максимальные проявления складчатости и дробления были свойственны породам офировой формации. В тех участках, где нижняя сланцевая толща была выжата или сдвинута разломами, известняки средней известняковой толщи, если они пересекались рудоподводящими каналами, замещались рудами.

Руды, локализованные в известняках, не относящихся к офировой формации, в районе, несомненно, были и разрабатывались, но интенсивные околорудные изменения, а также полное отсутствие надежных диагностических признаков для карбонатных пород среднекембрийского возраста нередко делает определение возраста рудовмещающих толщ совершенно невозможным.

МОРФОЛОГИЯ И ДРУГИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ

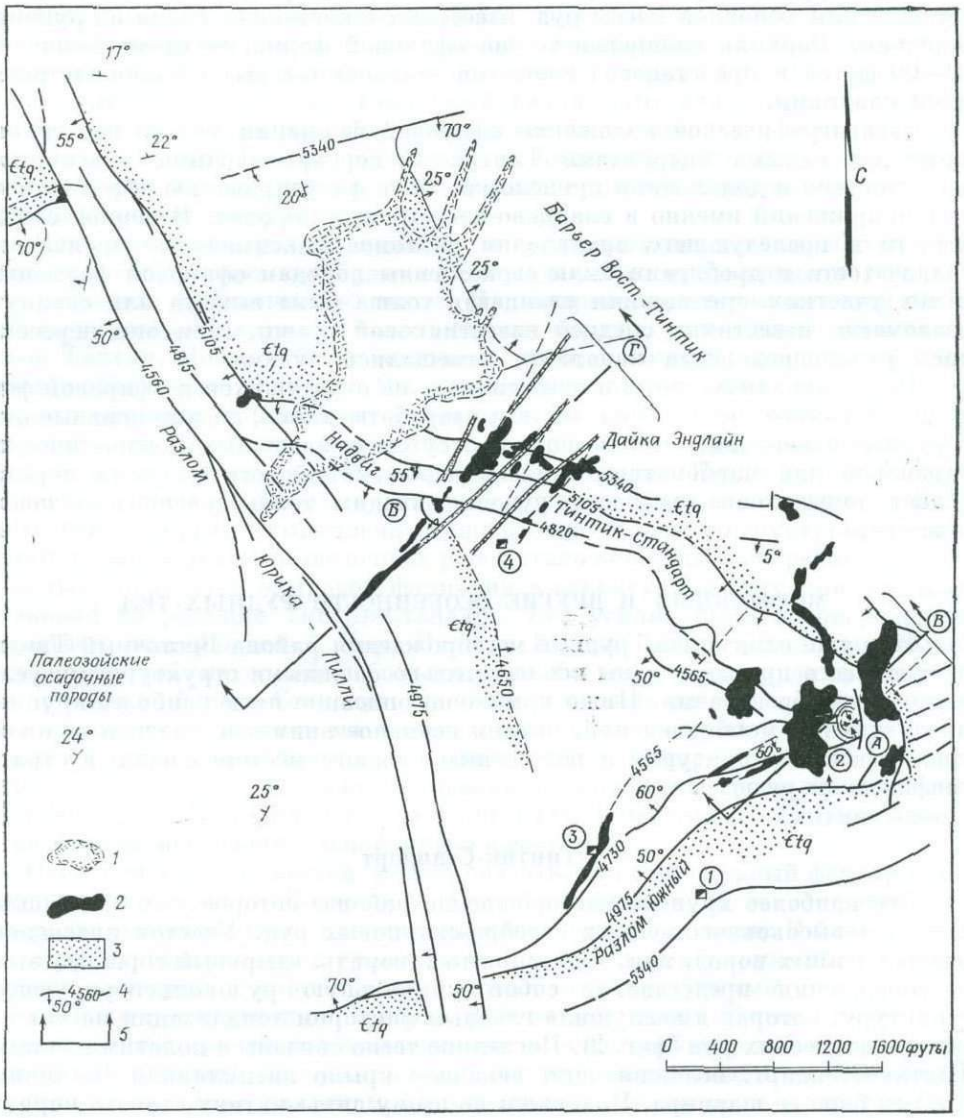
Как уже отмечалось, рудные месторождения района Восточный Тинтик прежде всего примечательны исключительно сложными структурными условиями рудообразования. Ниже приведено описание пяти наиболее крупных продуктивных месторождений, причем основное внимание уделено рудоконтролирующим структурам и положению каждого месторождения в стратиграфическом разрезе.

Тинтик-Стандарт

Это наиболее крупное месторождение района, которое уже дало свыше 2 млн. т высококачественных серебро-свинцовых руд. Участок интенсивно раздробленных пород, или, как принято говорить, «дырявый горшок», этого месторождения представляет собой уникальную рудоконцентрирующую структуру, которая и послужила главным фактором локализации массивных метасоматических руд (фиг. 2). Последние тесно связаны с пологим надвигом Тинтик-Стандарт, осложняющим западное крыло антиклинали Восточный Тинтик близ ее шарнира. Подвижки по этому дизъюнктиву второго порядка происходили в окружении сланцев и сланцеватых известняков офировой формации, которые подстилаются кварцитами Тинтик и перекрываются массивными кембрийскими и более молодыми известняками. Подвижки по надвигу способствовали возникновению таких участков, где средняя известняковая толща офировой формации залегает непосредственно на кварцитах (фиг. 3). Локализация крупных тел метасоматических руд обусловлена существованием сквозных трещин север-северо-восточного простирания, пересе-

кающих кварциты и известняки офировой формации. Кварциты для некоторых рудных тел являются вмещающими породами лежачего бока.

Дизъюнктивная структура Тинтик-Стандарт интерпретируется различными исследователями по-разному. Одни называют ее надвигом, претерпевшим складчатость, другие — сбросовой структурой, ограниченной серией искривленных нормальных сбросов, способствующих образованию «дырявого горшка», третьи — надвигом, искажения которого связаны с развитием поперечного разлома на юго-востоке. Вне зависимости от того, какая из этих гипотез справедлива, можно утверждать, что образование «дырявого горшка»



Ф и г. 2. Структурные особенности и рудные тела участков Тинтик-Стандарт и Норт-Лили [24].

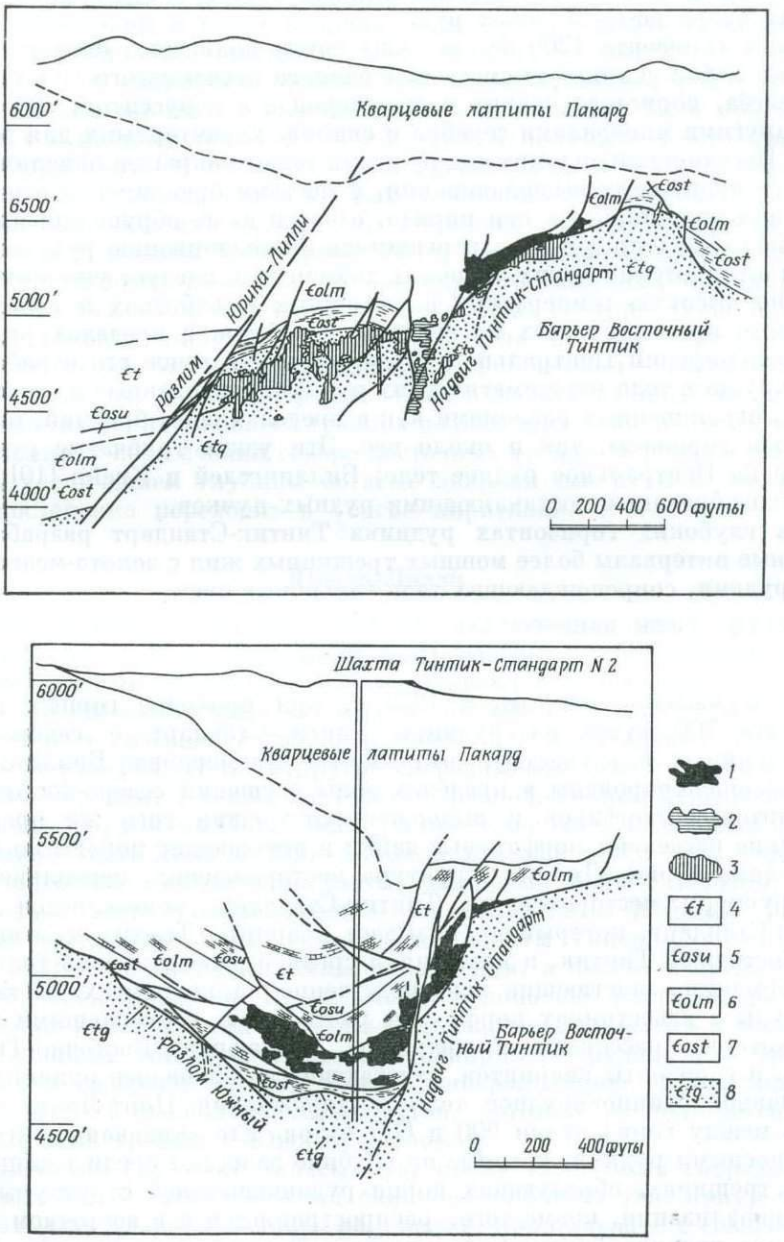
1 — монцонитовые порфиры Норт-Лили; *2* — рудные тела; *3* — кварциты Тинтик; *4* — разломы (цифрами показаны горизонт вскрытия и углы падения); *5* — линия разреза (см. фиг. 3).

Цифрами в кружках обозначены эксплуатационные шахты: *1* — Тинтик-Стандарт № 1; *2* — Тинтик-Стандарт № 2; *3* — Юрика-Лилли; *4* — Норт-Лили.

Буквами обозначены: *А* — «дырявый горшок» Тинтик-Стандарт; *Б* — «дырявый горшок» Норт-Лили; *В* — трещинная зона Тинтик-Стандарт; *Г* — трещинная зона Норт-Лили и сопровождающая ее дайка.

явилось главным элементом подготовки участка с колоссальным объемом, который оказался в высшей степени благоприятным для рудоотложения.

Крупное Центральное рудное тело на горизонте 1100 футов практически нацело замещает известняки средней известняковой толщи офировой формации от Южного разлома до надвига Тинтик-Стандарт, что составляет почти 600 футов. Слои известняков в пределах этого участка рудника полого падают на восток в сторону сужения «дырявого горшка». Эти же слои на глу-



Ф и г. 3. Схематические разрезы рудников Норт-Лили и Тинтик-Стандарт [24].

1 — метасоматические свинцово-серебряные руды; *2* — метасоматические свинцово-цинковые руды *3* — жильные рудные тела; *4* — тевтонские известняки; *5* — верхняя сланцевая толща офировой формации; *6* — средняя известняковая толща офировой формации; *7* — нижняя сланцевая толща офировой формации; *8* — кварциты Тинтик.

бине пересечены главной ветвью рудоподводящей трещинной зоны Тинтик-Стандарт, имеющей северо-восточное простирание. Рудоносные растворы поднимались вверх по трещинам и распространялись в стороны от них, в толщу известняков. Пачка известняков мощностью 200 футов интенсивно изменена и минерализована между горизонтами 1100 и 1400 футов. Большая часть этого громадного объема вмещающих пород почти нацело замещена массивными рудами, а на месте пологих слоев известняка образовались чередующиеся полосы высококачественных свинцово-серебряных и низкосортных кварцево-серебряных руд.

Выше горизонта 1200 футов руды почти полностью окислены и представляют собой землистую смесь измененного песчанистого доломита, окислов железа, пористого кварца и джасперопда с церусситом, аргентоярозитом и другими минералами серебра и свинца, характерными для зоны окисления. Песчанистый доломит над рудными телами окрашен окислами железа, затронут процессами выщелачивания, а местами брекчирован отчасти из-за окисления рассеянного в нем пирита, отчасти из-за обрушения измененных пород над окисленными и подвергшимися выщелачиванию рудными телами. Говоря о горнотехнических условиях добычи руд, следует упомянуть исключительно высокую температуру в подземных выработках и необходимость надежного крепления всех интервалов выработок в пределах рудных тел.

По периферии Центрального рудного тела и выше его отрабатывались менее крупные тела метасоматических руд, локализованные в тектонических блоках, ограниченных разломами как в пределах зоны брекчий, называемой «дырявым горшком», так и около нее. Эти узкие трубчатые рудные тела похожи на Центральное рудное тело; Биллингслей и Крейн [10] называют их пальцеобразными составляющими рудных пучков.

На глубоких горизонтах рудника Тинтик-Стандарт разрабатывались отдельные интервалы более мощных трещинных жил с золото-медно-серебряными рудами, сопровождающих тела гальковых даек.

Норт-Лили

Месторождение открыто в 1926 г. при проходке горных выработок горизонта 700 футов на руднике Тинтик-Стандарт в северо-западном направлении, т. е. к участку, который был рекомендован Биллингслеем [6]. Руды сконцентрированы в пределах зоны сгущения северо-восточных даек монцонитовых порфиров и выдержанных трещин того же простирания. Последние рассекают порфировые дайки и вмещающие породы по обе стороны разлома Юрика-Лилли. Структура месторождения, несколько похожая на структуру месторождения Тинтик-Стандарт, определяется разломом Тинтик-Стандарт, который пронизывает кварциты Тинтик, слагающие гребень Восточный Тинтик, и известняки средней известняковой толщи офировой формации, залегающие непосредственно на кварцитах. Метасоматические руды в известняках порождены растворами, поступавшими по трещинам, которые рассекают и кварциты, слагающие Восточно-Тинтикский барьер, и горизонты кварцитов, залегающие юго-западнее рудника (фиг. 2).

Главное свинцоворудное тело месторождения Норт-Лили разрабатывалось между горизонтами 900 и 600 футов. Его «килевая» часть сложена золотоносными рудами, которые на глубине залегают среди кварцитов Тинтик, в трещинах, образующих корни рудовмещающей структуры. Свинцовая минерализация, кроме того, распространяется и в восточном направлении вдоль надвига Тинтик-Стандарт до дайкового тела Эндлайн. Метасоматические рудные столбы в породах офировой формации разрабатывались также вдоль восточного контакта дайки Эндлайн, который относится к территории рудника Юрика-Лилли. Между горизонтами 1000 и 1200 футов известняки средней известняковой толщи офировой формации по разлому

Норт-Лили или в результате складчатости резко опущены и располагаются в лежачем боку надвига Тинтик-Стандарт, что привело к образованию здесь крупного свинцово-цинкового тела над «дырявым горшком» участка Норт-Лили (фиг. 3). Руды представляют собой результат частичного замещения слоев известняка галенитом, сфалеритом и пиритом. Ниже их, в пределах самого «горшка» среди брекчированных сланцев нижней сланцевой толщи офировой формации и монцонитов, локализуются небогатые рудные тела с цинком, свинцом и золотом.

На южном фланге месторождения богатые золотые и золото-медные столбы локализованы и вдоль разлома Норт-Лили, и вдоль трещины, вмещающей дайку Эндлайн, причем все это среди кварцитов Тинтик, слагающих южную часть «дырявого горшка». Обе дизъюнктивные структуры в южном направлении многократно ветвятся и уже не могут быть прослежены в виде двух самостоятельных разломов даже в полумиле к юго-западу от рудника Норт-Лили. В связи с этими трещинными зонами фиксируются как рудные жилы выполнения в крутых выдержанных трещинах, так и оруденелые брекчии, обломки которых представлены кварцитами или монцонитами. Это линейные зоны брекчирования, не выходящие за пределы соответствующих трещинных полостей. Локализация обогащенных частей рудных столбов местами определяется наличием небольших секущих трещин, а граблеподобное разветвление единого рудного тела на юге свидетельствует о том, что его морфология отчасти связана с положением плоскостей напластования кварцитов. Подобная форма южного фланга рудного тела говорит о существовании каких-то более глубоких подводящих каналов, роль которых могли выполнять пересечения северо-восточных трещин с разломом Юрика-Лилли. С увеличением глубины богатые энаргитовые руды с самородным золотом постепенно переходят в убогие пиритовые.

Юрика-Лилли

К этому руднику относится площадь, заключенная между рудниками Тинтик-Стандарт и Норт-Лили, а также участки, расположенные южнее двух упомянутых месторождений. Руды добываются на нескольких участках с различными геологическими условиями, причем 60% всей добычи падает на долю метасоматических серебро-свинцовых тел и кварцевых жил с драгоценными металлами. И те, и другие сосредоточены близ восточного контакта дайки Эндлайн, а также на участке, расположенном непосредственно к юго-востоку от рудника Норт-Лили. За истекшие годы совместная продукция рудников Норт-Лили и Юрика-Лилли превысила 0,5 млн. т руды.

Несколько меньшее значение имели кварцевые жилы с золотом, серебром и медью, выполнявшие трещины, параллельные Южному разлому и наиболее распространенные юго-западнее шахты Тинтик-Стандарт № 1. Эти руды слагают и типичные жилы выполнения, и цемент в пределах трещинных зон брекчирования. По-видимому, рудоносные растворы достигали максимальной концентрации в отдельных участках открытых трещин или наиболее мощных зон брекчирования. Например, рудоносные трещины Юрика-Лилли содержат промышленную минерализацию на вертикальном интервале всего в несколько сотен футов, который располагается ниже пересечения этих трещин с Южным разломом.

Сравнительно скромные запасы руд, кроме того, были сосредоточены в зоне окисления метасоматических свинцово-цинковых тел, приуроченных к трещинам. Они разрабатывались на участке, прилегающем с северо-востока к шахте Юрика-Лилли, в вертикальном интервале между горизонтами 70 и 300 футов. Это были вообще первые руды, добытые на территории района Восточный Тинтик; они с большой тщательностью изучены и детально описаны Линдгреном и Лафлином [3].

Юрика-Стандарт

Месторождение открыто в конце 1920 г., а основанием для постановки поисков явились геологические рекомендации Биллингслея. В своих рекомендациях этот исследователь предлагал изучить участок, который очень напоминал гигантский «дырявый горшок» рудника Тинтик-Стандарт. Строение участка определялось наличием грабеноподобного блока между крутым разломом Айрон-Кинг на севере и разломом Юрика-Стандарт на юге. В 1928 г. случайно были обнаружены крутые северо-восточные трещинные жилы с золотом, приуроченные к лежачему боку одной из ветвей разлома Юрика-Стандарт.

Вначале разрабатывались маломощные кварцевые жилы среди кварцитов Тинтик, содержащие пирит, барит, тетраэдрит, энаргит и теллуриды золота, но еще раньше были обнаружены свинцово-цинковые руды, замещающие известняки средней известняковой толщи офировой формации. Этим находкам долгое время не уделяли внимания, поскольку и поиски, и разведка были ориентированы на золото.

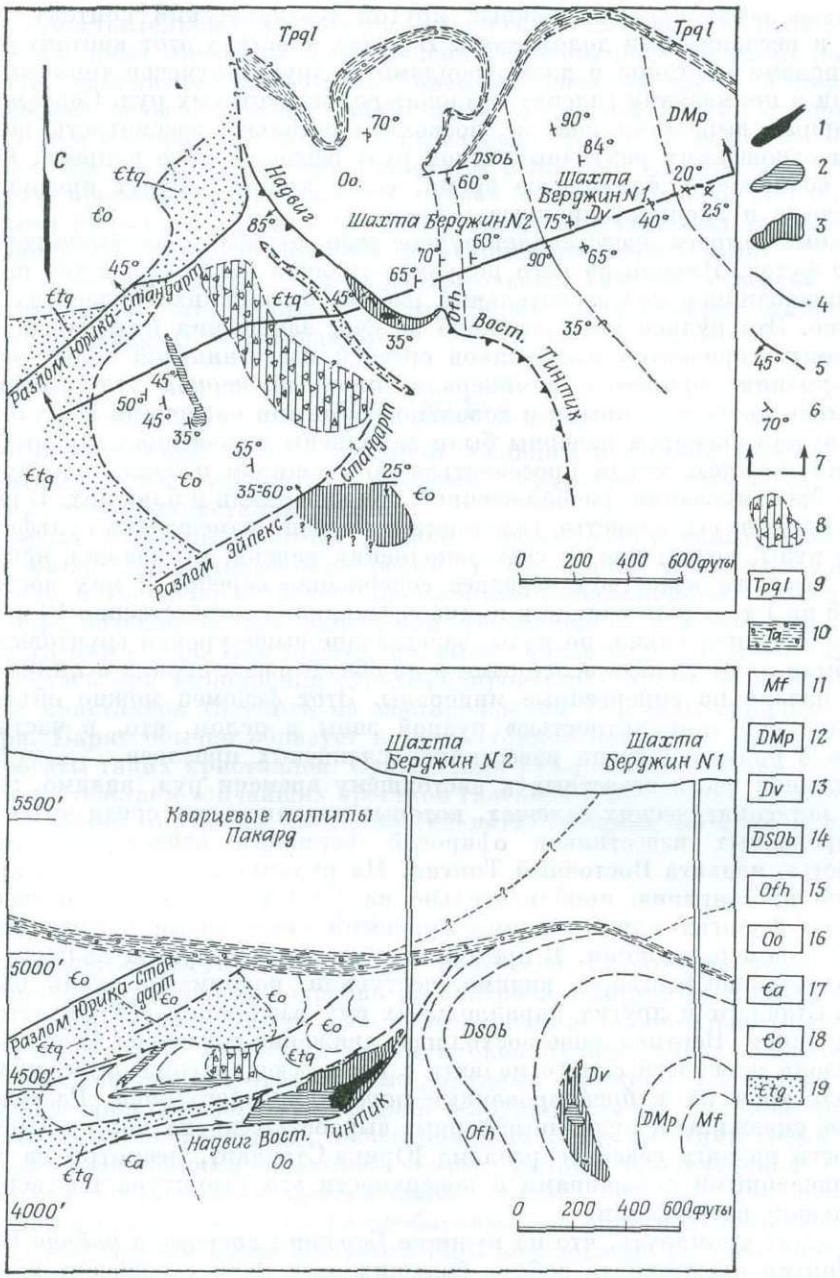
На руднике Юрика-Стандарт пройдена 1400-футовая шахта, а от нее — выработки семи главных горизонтов, ориентированные вдоль простирания разлома Юрика-Стандарт. В настоящее время отработано три рудных столба — *юго-западный, главный и северо-восточный. Все они имеют юго-*западное склонение под углом 20° и прослежены в этом направлении приблизительно на 600 футов. Содержание золота в отдельных рудных телах с глубиной постепенно уменьшается. Рудоносные трещины вверх по восстанию ограничены ответвлениями разлома Юрика-Стандарт.

Берджин

Рудник Берджин, принадлежащий «Кеннекот-коппер-корпорейшн», — наиболее молодое горнодобывающее предприятие из всех действующих на территории Восточного Тинтика. Рудное тело было обнаружено в ходе разведочных работ, предпринятых в 1956 г. по инициативе «Бэр-Крик-майнинг-компани» вдоль надвига Восточный Тинтик. Комплекс разведочных работ включал проходку шахты и подземных выработок из нее, которые задокументированы и описаны Башем, Куком, Лаврингом и Моррисом [26].

Главное рудное тело из числа ныне выявленных представляет собой сложную метасоматическую залежь в висячем боку надвига Восточный Тинтик на пересечении последнего с северо-восточными разломами Юрика-Стандарт и Эйпекс-Стандарт (фиг. 4). Перемещения по надвигу способствовали образованию прямых контактов между породами офировой формации и средними и нижними горизонтами формации Опохонга, что хорошо видно в рудничных выработках. Стратиграфическое смещение по надвигу достигает 3000—3500 футов, а общая амплитуда надвига, как считают, колеблется около 1 мили. Породы лежачего бока охватывают стратиграфический интервал от раннеордовикской формации Опохонга до девонско-миссисипской формации Пинион-Пик. Здесь зафиксированы и пологие углы падения, и участки резкого опрокинутого залегания с почти горизонтальными слоями, как, например, на горизонте 1050 футов близ шахты № 1. Породы висячего бока рассечены разломами и подроблены; именно в зонах брекчирования сосредоточена основная масса руд, причем сами брекчии непосредственно примыкают к лежачему боку надвига.

Первичные руды представляют собой тонкозернистую смесь сульфидов свинца и цинка с играющими второстепенную роль аргентитом, родохрозитом, баритом, джаспероидом и кварцем. В зоне окисления установлены церуссит, англезит, смитсонит, кераргирит, пиролюзит, халькофанит и реликты гипогенных минералов. На горизонте 1050 футов единственным признаком



Ф и г. 4. План и схематический разрез рудника Берджин.

1 — окисленные свинцово-серебряные руды; *2* — сульфидные свинцово-цинковые руды; *3* — марганцевая минерализация; *4* — надвиг (зубцы направлены в сторону приподнятого блока); *5* — разломы с указанным направлением падения; *6* — элементы залегания вмещающих пород; *7* — линия разреза; *8* — минерализованные брекчии с убогими свинцово-цинково-марганцевыми рудами; *9* — кварцевые латиты Пакард; *10* — конгломераты Эйпекс; *11* — формация Фичвилл; *12* — известняки Пинион-Пик; *13* — формация Виктория; *14* — доломиты Блубелл; *15* — доломиты Фиш-Хейвн; *16* — известняки Опохонга; *17* — доломиты Эджекс; *18* — офировая формация; *19* — кварциты Тинтик.

руд, залегающих ниже, являются линзы окислов марганца с мелкими линзочками и прожилками гипергенных минералов свинца, цинка и других цветных металлов. Отработка рудного тела в 1966 г. показала, что на северо-восточном фланге оно упирается в породы лежачего бока надвига, а на

юго-западе зафиксирован сложный крутой тектонический контакт между рудами и песчанистыми доломитами. В одних участках этот контакт обогащен окислами марганца и джаспероидами, в других отмечен тонкими прожилками и примазками галенит-сфалерит-родохрозитовых руд. Современная сеть горных выработок еще не позволяет детально рассмотреть вопрос о взаимоотношениях различных типов руд; решение этого вопроса, несомненно, возможно в ближайшее время, если, конечно, будут продолжены разведочные и эксплуатационные работы.

Особый интерес представляет рудное тело, отработанное выше горизонта 1050 футов. Именно из него получена главная масса руд в тот период, когда проводились подготовительные работы на нижних горизонтах и их осушение. Это рудное тело возникло за счет замещения интенсивно брекчированных горизонтов известняков средней известняковой толщи офировой формации, причем в доминерализационный период эти известняки отличались многочисленными и довольно крупными кавернами и пустотами. Перед рудоотложением каверны были заполнены тонкослоистыми рыхлыми осадками, которые могли просеиваться по трещинам и заполнять пустоты в зонах брекчирования, расположенных под кавернами и близ них. В период минерализации все пористые галечники и брекчии замещались сульфидами, причем руды, возникшие за счет заполнения каверн, отличались исключительно высоким качеством. Среднее содержание серебра в них достигало 8 унций на 1 т, а доля свинца и цинка составляла соответственно 10 и 5,5%. Как это ни удивительно, но руды, залегающие выше уровня грунтовых вод, часто были лишь слабоокисленными и из общей массы свинца и цинка всего 0,25% падало на гипергенные минералы. Этот феномен можно объяснить сравнительной «компактностью» рудной зоны в целом, что, в частности, связано с наличием среди известняков сланцевых прослоев.

Большая часть известных к настоящему времени руд, видимо, заключена в метасоматических залежах, которые локализованы среди интенсивно брекчированных известняков офировой формации непосредственно над плоскостью надвига Восточный Тинтик. На руднике эта структура прослежена по простиранию приблизительно на 1500 футов, а на его северном и южном флангах лишь редкими буровыми скважинами и сравнительно на небольшом расстоянии. В пределы рудоносного интервала надвига минералообразующие растворы, видимо, поступали, поднимаясь вдоль разлома Юрика-Стандарт и других параллельных ему разломов с северо-восточным простиранием. Вертикальное восходящее движение растворов было возможно и вдоль плоскости самого надвига с последующим горизонтальным распространением их в брекчированные породы висячего бока. Разведочные буровые скважины и рудничные горные выработки до сих пор не пересекли плоскость надвига севернее разлома Юрика-Стандарт, несмотря на то что многочисленными скважинами с поверхности эта структура подтверждена на большом протяжении.

Следует упомянуть, что на руднике Берджин впервые в районе Восточный Тинтик предпринята добыча больших масс руды с горизонтов, расположенных ниже уровня грунтовых вод. Поскольку на рудниках Тинтик-Стандарт и Юрика-Стандарт общая протяженность подобных глубоких выработок очень мала, добычу руд на месторождении Берджин можно рассматривать и как первую попытку управлять огромными массами горячей агрессивной воды, которые в высшей степени характерны для района в целом.

ПЕРВИЧНЫЕ РУДНЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Первичными минералами метасоматических руд являются серебросодержащий галенит и сфалерит. Серебро, кроме того, присутствует в виде включений аргентита и теннантита в галените, а также в виде довольно

редких самостоятельных минералов — прустита, пирсеита и полибазита. Главные жильные минералы представлены баритом, родохрозитом, манганосидеритом, кальцитом, вездесущими кварцем, джаспероидом [1] и пиритом. Золотоносные медьсодержащие жилы среди кварцитов Тинтик отличаются присутствием самородного золота, тетраэдрита, энаргита и его разновидности люцонита. Среди кварцитов известны и жилы с теллуридами золота, в которых, кроме разнообразных теллуридов золота и серебра, широко распространен тетраэдрит. Список нерудных минералов жильных тел исчерпывается кварцем, пиритом, баритом и глинистыми минералами.

Кроме перечисленных, в рудах Восточного Тинтика известны такие редкие минералы, как алтаит, висмутин, борнит, халькопирит, халькозин, джемсонит, марказит и тетрадимит.

Структуры руд

Метасоматические руды с серебром, свинцом и цинком обычно представлены агрегатом сфалерита и галенита, структура которого варьирует от тонко- до грубокристаллической.

В рудах известны пустоты, однако хорошо оформленные кристаллы рудных минералов сравнительно редки. В отдельных участках рудников Норт-Лили и Берджин встречены полосчатые тонкозернистые галенитовые руды, образовавшиеся при замещении тонкослоистого известкового или глинистого материала. Как отмечалось выше, какая-то часть этого материала отлагалась при выполнении стратифицированных пустот в известняках.

Для кристаллов галенита на месторождении Берджин типичны грани октаэдра. Барит обычно образует в рудах тонкие пластинчатые кристаллы или агрегаты таких кристаллов. Сульфидные руды месторождения Берджин отличаются обилием тончайших сростков галенита и сфалерита, а некоторые зерна сфалерита окружены каемками галенита, толщина которых не превышает 10 мкм.

Парагенезис

Последовательность проявления процессов гидротермального изменения околорудных пород подробно рассмотрена Лавринтом с сотрудниками [15], и надо сказать, что эта работа выполнена исключительно тщательно. Из всех минералов, присутствующих в околорудных зонах, наибольший интерес привлекают гидротермальные дорудные доломиты, глинистые минералы и «песчанистый» доломит средней безрудной стадии, а также поздние безрудные зоны окварцевания с джаспероидами. Вслед за этими тремя минеральными ассоциациями отлагался пирит ранней продуктивной стадии и минералы последующих продуктивных стадий, которые, как правило, используют открытые полости в раздробленных и кавернозных джаспероидах. Согласно обобщенной схеме Лавринга [15], образование рудных минералов начиналось с небольших количеств золота, энаргита, сфалерита и галенита, отвечающих ранней продуктивной стадии. Основная масса рудных минералов — сфалерит, галенит, энаргит, тетраэдрит, прустит, гессит, золото и две генерации халькопирита — отлагались в течение второй продуктивной стадии. Формирование зоны окисления способствовало образованию в зоне вторичного сульфидного обогащения халькозина. Недавние исследования на руднике Берджин показали, что существует по крайней мере два максимума отложения галенита, разделенные периодом преимущественного отло-

[1] Согласно Спёрру, это порода, состоящая почти нацело из скрытокристаллического халцедоноподобного или фенокристаллического кварца, которая образуется при замещении других пород, обычно сложенных кварцитом или доломитом.

жения сфалерита. Взаимоотношения сульфидов с карбонатами марганца и железа в деталях еще не изучены, но есть основания предполагать, что существуют периоды отложения карбонатов, в промежутках между которыми мог отлагаться галенит.

ВТОРИЧНЫЕ РУДНЫЕ И ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

В рудном районе Восточный Тинтик процессы окисления распространяются на большую глубину, причем уровень грунтовых вод, если брать действующие рудники, обычно располагается на глубине от 1100 и менее до 1400 и более футов. Естественно, что в таких условиях образуется множество разновидностей гипергенных минералов, но лишь некоторые из них встречаются в концентрациях, удовлетворяющих требованиям промышленности.

В зоне окисления сплошных метасоматических руд ведущую роль играют церрусит и англезит, а вместе с ними встречается редкий минерал аргентоярозит, который в пределах данного рудного района может быть отнесен к рудообразующим. Вторичные жильные минералы представлены главным образом окислами железа, а на руднике Берджин, кроме того, и разнообразными окислами марганца — пиролюзитом, халькофанитом, гетеролитом, креднеритом, квенселитом.

При изучении зоны окисления рудных месторождений Восточного Тинтика, кроме того, установлены антлерит, биндгеймит, брошантит, копиапит, галлуазит, эпсомит, гидроцеруссит, ярозит, ланаркит, малахит, массикот, цинковый мелантерит, миметит, миниум, самородное серебро, плюмбоярозит, смитсонит и ссомольнокит.

Окисление и вторичное обогащение

Процессы окисления и вторичного обогащения имели важное значение для некоторых месторождений, так как способствовали возникновению некрупных, но очень богатых участков окисленных серебряных руд. Наибольшее значение последние имели на руднике Тинтик-Стандарт, где они располагались либо близ уровня грунтовых вод, либо несколько ниже него. На руднике Берджин подобные руды приурочены к нижней границе зоны окисления.

ПОИСКОВЫЕ ПРИЗНАКИ

Ниже рассмотрены поисковые признаки и методы разведки, которые не только сыграли важную роль при обнаружении и оконтуривании слепых рудных тел Восточного Тинтика, но, возможно, пригодятся для поисков месторождений в других рудных районах.

Стратиграфические и структурные поисковые признаки. Наличие благоприятных карбонатных горизонтов и подводящих трещинных структур, по которым поднимались рудоносные растворы, является основной предпосылкой образования метасоматических руд Восточного Тинтика. Известняки офировой формации представляют собой первый карбонатный горизонт стратиграфического разреза над фундаментом, который сложен кварцитами Тинтик. Эти известняки особенно благоприятны для замещения рудными минералами там, где они рассечены минерализованными трещинами, а сланцы офировой формации срезаны разломами. Многие крупные трещины, служившие рудоподводящими каналами, интенсивно минерализованы лишь среди осадочных пород, а в приповерхностной зоне среди вулканитов почти не содержат рудных минералов. К счастью, ряд подобных трещин может быть прослежен ниже лавовых покровов благодаря гальковым дайкам,

залегающим в тех же трещинах, что и руды, а также по зонам пиритизации. Последние нередко могут быть прослежены и вдоль таких трещин, которые никакими другими методами не могут быть обнаружены.

Структурные факторы контроля оруденения имеют большое значение и для района в целом, и для локальных рудоносных участков. Так, исключительно благоприятны для образования рудных тел массы проницаемых брекчий близ зоны надвига на рудниках Тинтик-Стандарт и Берджин. Сама полость надвига также обладала способностью пропускать восходящие рудоносные растворы до зон рудоотложения, поскольку вдоль надвига возникали непроницаемые барьеры из глинки трения и милонитов. Северо-восточные зоны скола глубокого заложения играют особую роль, поскольку они наиболее эффективно способствуют транспортировке флюидов. Трещинообразование в окварцованных известняках и доломитах (джаспероидах) и их брекчирование обычно обеспечивают создание среды, наиболее восприимчивой к отложению сульфидов. Некоторые второстепенные структуры, например изгибы складок, также влияют на размещение рудных тел, поскольку такие изгибы сопровождаются брекчированием, возрастанием пористости и проницаемости, что в свою очередь увеличивает поверхность соприкосновения рудоносных растворов и вмещающих пород.

Минеральная зональность. Вокруг центров интрузивной активности удалось выявить элементы грубой минеральной зональности. Она сводится к тому, что в пределах отдельных зон распространены только некоторые «разрешенные» типы рудных месторождений. Собственно интрузивные породы и ближайшие экзоконтакты, как правило, не содержат серьезных промышленных концентраций полезных компонентов. Во вмещающих карбонатных породах по направлению от интрузивных массивов последовательно фиксируются зоны преимущественного распространения свинцово-серебряных, свинцово-цинково-серебряных и свинцово-цинково-серебряно-марганцевых месторождений. Медно-золотые руды сосредоточены главным образом в жильных телах среди кварцитов, причем жилы нередко залегают совсем близко от метасоматических руд, локализованных в известняках.

Минералогические признаки. В результате исследований, проведенных Геологической службой США, выявлены различные минеральные ассоциации зон околорудных изменений как в осадочных, так и в вулканогенных породах. Предполагается, что эти ассоциации возникли из обособленных «волн» («surge») гидротермальных растворов, каждая из которых соответствовала растворам определенного химического состава. Существует и противоположное мнение, допускающее непрерывный поток растворов, состав которых со временем меняется. Максимуму гидротермальной активности соответствуют растворы, обогащенные металлами и породившие продуктивную ассоциацию рудных минералов.

Гидротермальная доломитизация и хлоритизация (магнезиальный метасоматоз) базальных горизонтов вулканогенных пород свидетельствует о ранней безрудной стадии, причем этот тип изменения фактически охватывает весь объем пород, сквозь которые мигрировали различные порции минералообразующих растворов. Лишь в незначительной части этого громадного объема проявились растворы продуктивной стадии. Таким образом, рассмотренный тип изменения может быть использован лишь при региональных прогнозах для определения площадей гидротермальной активности, тогда как для оконтуривания разведочных участков необходимы иные критерии.

Аргиллизация представляет собой процесс, характерный для средней безрудной стадии, наиболее полно проявляющейся среди интрузивных пород, но в отдельных случаях и в карбонатных толщах близ рудоподводящих каналов. Аргиллизированные породы образуют концентры вокруг интрузивных массивов, причем эти концентры являются членами зонального ряда гидротермальных метасоматитов. Зоны аргиллизации в доломитах

обычно представлены участками выщелоченных «песчанистых» пород, а местами брекчиями растворения. Для аргиллизированных изверженных пород также характерна высокая пористость, обусловленная кислотным выщелачиванием, которая, несомненно, способствовала движению последующих порций гидротермальных и, в частности, рудоносных растворов.

Поздние безрудные зоны изменения с пиритом, кальцитом и баритом обычно сопровождают главные рудовмещающие структуры. Кубические кристаллы пирита, рассеянные в массе вулканогенных пород, концентрируются несколько выше трещин, по которым дорудные гидротермальные растворы мигрировали сквозь подстилающие палеозойские породы. Метасоматический кальцит в лавах установлен на расстоянии сотен футов по горизонтали от границ зон пиритизации. Вверх от трещин в палеозойских толщах он часто распространяется в виде граблевидных серий прожилков, причем сгущения подобных прожилков чаще тяготеют к лежачему боку трещин, если последние спроектированы на дневную поверхность. Весьма возможно, что это переотложенный кальцит, возникший в процессе окварцевания доломитов, подстилающих лавы. Несмотря на то что растворы, отложившие кальцит, преодолели огромный вертикальный интервал, соответствующий мощности лав, наличие кальцита свидетельствует о залегающих под лавами джаспероидах. Это метасоматические джаспероиды, возникшие за счет карбонатов, а следовательно, кальцит является важным положительным признаком при поисках слепых рудных тел.

Зоны изменения, сопровождающие образования ранней продуктивной стадии, содержат серицит, немного прозрачного кварца и дидодекаэдрический пирит. Несмотря на то что эта минеральная ассоциация формировалась несколько раньше рудных минералов продуктивной стадии, дидодекаэдры пирита в основном отлагались одновременно с рудами. Околорудные изменения в этом случае тяготеют к надрудным участкам рудоносных трещин и нередко фиксируются на расстоянии в несколько сотен футов по вертикали от собственно руд, причем в стороны от трещин они распространяются на очень небольшое расстояние.

Рудная продуктивная стадия минералообразования ознаменовалась отложением сульфидов цветных металлов, сульфоантимонидов и сульфоарсенидов меди и серебра, золота и золото-серебряных теллуридов. Нерудные минералы представлены подчиненными количествами барита и прозрачными кристаллами кварца, который отлагался в этой ассоциации минералов последним.

Зоны околорудных изменений часто трудно наблюдать и изучать из-за широкого распространения кор выветривания. Особенно это относится к зонам с пиритом, который, окисляясь, окрашивает породы в коричневый цвет. Обохренные участки в этих случаях окружены слабо аргиллизированными породами, которые выщелочены серной кислотой, возникшей при окислении рассеянного пирита. Нередко лимонитовая шляпа отделена от зоны гипергенного выщелачивания полосой окислов марганца, т. е. последняя соответствует участку нейтрализации кислых растворов за пределами зон пиритизации.

Наиболее благоприятным поисковым признаком является следующая комбинация зон гидротермального изменения в лавах: мощная зона пиритизации, лимонитизированная до глубины от 30 до 100 футов; карбонатизированные (с кальцитом) лавы по одну сторону этой зоны, фиксирующие лежачий бок минерализованной на глубине трещины, и полоса слабой аргиллизации близ противоположного контакта зоны с рассеянным пиритом. Ореолы изменения подобного типа над долавовыми рудоносными структурами обычно образуют несколько обособленных зон, которые напоминают обращенные вверх грабли, а это означает, что отдельно взятые зоны изменения совсем не обязательно располагаются непосредственно над рудами. В связи

с этим особое значение приобретает изучение вулканогенных структур и стратиграфии вулканогенных толщ, без которого невозможна обоснованная оценка зон гидротермального изменения. По-видимому, существует тесная связь между окварцеванием залегающих на глубине доломитов или известняков и близповерхностной карбонатизацией лав. Как предполагают, последняя в пределах лавовых покровов охватывает меньший вертикальный интервал по сравнению с пиритизацией. Переход от измененных лав к совершенно неизмененным возможен и над интенсивно минерализованными участками, что доказано рядом буровых скважин, которые вскрыли лишь относительно маломощные надрудные зоны гидротермально измененных пород.

Важным поисковым признаком является наличие в измененных осадочных породах окислов марганца, поскольку для некоторых рудных тел установлена ассоциация сульфидов цветных металлов с минералами марганца. Изучение минералогии руд и элементов-примесей в рудных минералах позволило Андерсону [30] показать отличия между окислами марганца, образовавшимися за счет рудообразующих минералов марганца, и аналогичными окислами из каких-то других источников.

Геохимические признаки. В период формирования продуктивных минеральных ассоциаций в измененных вмещающих породах образуются ореолы рассеяния различных металлов, которые сопровождают рудоносные структуры, а значит, являются ценным поисковым признаком. Для геохимических исследований необходимо отбирать пробы окислов железа, выполняющих трещины в лавах. Предполагается, что остаточные рудоносные флюиды были способны перемещаться по проницаемым трещиноватым лавам и отлагать те металлы, которые не были отложены глубже. При интерпретации геохимических аномалий необходим геологический контроль, поскольку установлено, что распределение концентраций металлов в лавах непосредственно зависит от структуры подстилающих осадочных пород.

На руднике Берджин решающую роль при обнаружении основных рудных тел сыграло выделение «продуктивных джаспероидов» на горизонте 1050 футов, сделанное на основании документации выработок и по геохимическим данным.

Геофизические признаки. В течение последних двадцати лет на территории района использовались самые разные геофизические методы, однако ни один из них не дал надежных положительных результатов. Тем не менее определенный интерес представляет подземная гравиметрическая съемка, примененная на руднике Берджин для поисков близко расположенных массивных сульфидных тел. Выяснилось, что аэромагнитная съемка играет второстепенную роль, позволяя обнаруживать небольшие интрузивные тела — центры оруденения. Возможно, этот метод окажется более эффективным, если широко использовать его при интерпретации данных структурной подземной съемки. Сейчас можно считать доказанной бесперспективность методов электроразведки и, в частности, метода вызванной поляризации, которые бессильны перед мощностью лавовых покровов и высоким сопротивлением карбонатных горизонтов.

Геологической службой США проведен большой объем геотермальных исследований [35], а различными частными и правительственными организациями выполнены многочисленные измерения интенсивности инфракрасного излучения. Получена интересная и полезная информация о распределении температурных аномалий и градиентов в различных породах, однако для практики собственно поисковых работ эти исследования по существу ничего не дали.

Бурение. В условиях Восточного Тинтика очень трудно получить надежную разведочную информацию с помощью бурения из-за систематического низкого выхода керна и множества неожиданных технических трудностей.

Чтобы преодолеть эти трудности, в вулканогенных породах применяется роторное бурение; в трещиноватых, измененных и минерализованных осадочных породах используются вращающееся долото, специальные буровые растворы и перерывы в циркуляции растворов, что существенно увеличивает выход керна и снижает стоимость работ.

Гидрогеологические условия и проблемы крепления горных выработок

При освоении рудного района Восточный Тинтик пришлось столкнуться с некоторыми необычными проблемами, и любые публикации так или иначе затрагивают эти проблемы.

Первая проблема — наличие в горных выработках рудников исключительно горячей воды. Все рудники к востоку от разлома Юрика-Лилли, достигая уровня грунтовых вод, встречали потоки термальных вод и соответственно высокие температуры самих пород. Первоначально высокую температуру связывали с выделением теплоты при окислении сульфидов. Гидрогеологические исследования последнего пятилетия, главным образом проб воды на руднике Берджин, показали, что по содержанию элементов-примесей и изотопным соотношениям эти воды поразительно похожи на воды горячих источников западной Юты. Это обстоятельство позволяет допускать смешивание грунтовых вод с водами горячих источников, которые нигде в районе не достигают дневной поверхности. На руднике Берджин температура воды достигает 147° F. Для нее характерно высокое содержание растворенных компонентов, среди которых главную роль играют сульфаты, карбонаты и особенно хлористый натрий. Несмотря на то что pH воды примерно соответствует нейтральной точке, она обладает чрезвычайно высокой коррозионной способностью, что заставляет использовать в насосах и других соприкасающихся с водой механизмах нержавеющую сталь или специальные защитные покрытия. Лаврингу и Моррису [35] принадлежит детальное описание горячих вод и закономерностей распределения геотермальных градиентов на территории всего рудного района.

Вторая проблема, которой следует коснуться,— это наличие сыпучих «песчанистых доломитов», окружающих многие рудные тела. Эти породы представляют собой гидротермальный доломит, частично растворенный в течение средней безрудной (аргиллитовой) стадии, после чего порода превратилась в несцементированную смесь кристаллов доломита. Эта смесь легко крошится и легко проникает в любые пустоты, в том числе — в подземные выработки, особенно если «песчанистый доломит» смочен. В этом последнем случае образуется жидкая кашеобразная масса, опасная для штреков, очистных выработок и рудоспусков, так как она способна просачиваться через самые узкие отверстия. Если движение кашеобразного песчанистого доломита началось, остановить его, как правило, очень трудно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Tower G. W., Jr., Smith G. O., Geology and mining industry of the Tintic district, Utah, U.S. Gol. Surv. 19th Ann. Rept., pt. 3, 601—767, 1899.
2. Crane G. W., Geology of the ore deposits of the Tintic mining district, Utah, A.I.M.E. Tr., 54, 342—355, 1917.
3. Lindgren W., Loughlin G. F., Geology and ore deposits of the Tintic mining district, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 107, 282, 1919.
4. Parsons A. B., The story of Tintic Standard, Eng. and Min. Jour., 120, № 6, 205—210, 1925.
5. Parsons A. B., The Tintic Standard Mine, Eng. and Min. Jour., 120, № 17, 645—652, 1925.
6. Billingsley P., North Lily development in East Tintic, Min. and Met., 8, № 4, 182—183, 1927.

7. Billingsley P., Smith N., Rhyolite alteration in the East Tintic district, Private rept., 1—21, 1927.
8. Walker R. T., Deposition of ore in pre-existing limestone caves, A.I.M.E., Tech. Pub., № 154, 1—43, 1928.
9. Billingsley P., The utilization of geology in Tintic Utah, in Ore deposits of the Western States, Lindgren volume, A.I.M.E., 716—722, 1933.
10. Billingsley P., Crane G. W., The Tintic mining district, in the Salt Lake Region, 16th Int. Geol. Cong. Guidebook **17**, 101—124, 1933.
11. Eardley A. J., Structure and physiography of the Southern Wasatch Mountains, Utah, Mich, Acad. Sci., Arts, and Letters (1933, Papers), **19**, 377—400, 1934.
12. Farmin R., «Pebble dikes» and associated mineralization at Tintic, Utah, Econ. Geol., **29**, 342—355, 1934.
13. Kransdorff D., The geology of the Eureka Standard mine, Tintic Utah, Unpublished Ph. D., thesis, Harvard Univ., 1935.
14. Kildale M. B., Structure and ore deposits of the Tintic district, Utah, Unpublished Ph.D. thesis, Stanford Univ., 1938.
15. Lovering T. S., and others, Rock alteration as a guide to ore East Tintic district, Utah, Econ. Geol. Mono., **1**, 1—65, 1949.
16. Lovering T. S. , East Tintic district (Utah) geologic picture changed (abs.), Min. Cong. Jour., **36**, № 10, 1—78, 1950.
17. Muessig S., Eocene volcanism in central Utah, Science, **114**, № 2957, 1—234, 1951.
18. Lovering T. S., Structure of East Tintic district modified, in Hawkes H. E., Jr., Geochemistry, a symposium on the prospector's newest tool, Min. Cong. Jour., **37**, № 9, 61, 84, 1951.
19. Morris H. T., Exploration program in the Trixie area, East Tintic mining district, Utah County, Utah, U.S. Geol. Surv. Open File Rept., 1956.
20. Proctor P. D., et al., Preliminary geological map of the Allens Ranch quadrangle, Utah, U.S. Geol. Surv. Mineral Investigations, Field Studies Map MF 45, 1 : 12,000, 1956.
21. Bush J. B., Introduction to the geology and ore deposits of the East Tintic mining district, in Cook D. R., editor, Geology of the East Tintic Mountains and ore deposits of the Tintic mining district, Utah Geol. Soc. Guidebook to the Geology of Utah, № 12, 97—102, 1957.
22. Bush J. B., Ore deposits of the Eureka Standard, Apex Standard, and Iron King mines, in Cook D. R., Editor, Geology of the East Tintic Mountains and ore deposits of the Tintic mining districts, Utah Geol. Soc. Guidebook to the Geology of Utah, № 12, 120—123, 1957.
23. Howd F. H., Hydrothermal alteration in the East Tintic mining district, in Cook D. R., Editor, Geology of the East Tinitc Mountains and ore deposits of the Tintic mining districts, Utah Geol. Soc. Guidebook to the Geology of Utah, № 12, 124—134, 1957.
24. Kildale M. B., Ore deposits of the Tintic Standard, North Lily, and Eureka Lilly mines, in Cook D. R., Editor, Geology of the East Tintic Mountains and ore deposits of the Tintic mining districts, Utah Geol. Soc. Guidebook to the Geology of Utah, № 12, 103—119, 1957.
25. Morris H. T., General geology of the East Tintic Mountains, Utah, in Cook D. R., Editor, Geology of the East Tintic Mountains and ore deposits of the Tintic mining districts, Utah Geol. Soc. Guidebook to the Geology of Utah, № 12, 1—56, 1957.
26. Bush J. B., et al., The Chief Oxide — Burgin area discoveries, East Tintic district, Utah, a case history, Econ. Geology, **55**, 1116—1147, 1507—1540, 1960.
27. Lovering T. S., et al., Geologic and alteration maps of the East Tintic District, Utah, U. S. Geol. Surv. Mineral Investigations, Field Studies Map MF 230, 1 : 9 600, 1961.
28. Anon., Million ton ore body discolosed, Min. Cong. Jour., **47**, № 4, 108, 1961.
29. Morris H. T., Lovering T. S., Stratigraphy of the East Tintic Mountains, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 361, 1—45, 1961.
30. Anderson J. S., Geochemistry of manganese oxides, a guide to sulfide ore deposits, Unpublished Ph.D. thesis, Harvard Univ., 1964.
31. Morris H. T., Shepard W. M., Evidence for a concealed tear fault of large displacement in the central East Tintic Mountains, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 501-C, C19—C21, 1964.
32. Morris H. T., Geology of the Eureka quadrangle, Utah and Juab Counties, Utah, U.S. Geol. Surv. Bull., 1142-K, K1—K29, 1964.
33. Proctor P. D., Fringe zone alteration in carbonate rocks North Tintic district, Utah, Eocn. Geol., **59**, 1564—1587, 1964.
34. Roberts R. J., et al., Pennsylvanian and Permian basins in northwesten Utah, northeastern Nevada and south-central Idaho, Biull. Amer. Assoc. Petrol. Geols., **49**, 1926—1956, 1965.
35. Lovering T. S., Morris H. T., Underground temperatures and heat flow in the East Tintic district, Utah, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 504-F, F1—F28, 1965.

9

РУДНЫЙ РАЙОН ЮРИКА В ШТАТЕ НЕВАДА

Т. Б. Нолан, Р. Н. Хант

Рудный район Юрика расположен на северном окончании хребта Фиш-Крик в восточной части центральной Невады. Горные работы на территории района начались в 1864 г. в связи с открытием залежей окисленных сульфидных руд. В отличие от большинства других старых рудных районов западных штатов разработка месторождений велась непрерывно вплоть до настоящего времени. Основные извлекаемые металлы: серебро, свинец, золото.

Всего за период с 1866 по 1964 гг. в районе было добыто около 2 млн. т руды, содержавшей по оценочным подсчетам 1 млн. 650 тыс. унций золота, 39 млн. унций серебра и 625 млн. фунтов свинца. Стоимость добытых металлов (в пересчете на современные цены) составила более 200 млн. долл.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Осадочные породы

Рудный район Юрика был одним из первых геологически хорошо изученных районов Большого Бассейна. Стратиграфическая колонка, составленная в начальный период исследований Хэгью и Уолкоттом [1, 3], долгое время не претерпевала сколько-нибудь существенных изменений, так как, несмотря на сравнительно низкий уровень геологических знаний и трудности полевых определений, типы пород и взаимоотношения между ними были уже тогда установлены довольно точно. Некоторые дополнительные сведения по геологии района можно найти в работах Уолкотта [4, 5, 6, 7], Уилера и Леммона [9], Гианелла [10], Шарпа [11], Истона и др. [12], Нолана и др. [14].

В настоящее время по результатам недавно проведенных геолого-съемочных работ в районе выделяется 25 формаций, выходящих в основном на гряде Проспект-Ридж. Возраст, мощность и литологическая характеристика отложений приведены в табл. I.

Непосредственное отношение к размещению руд имеют семь формаций; из них шесть на различных участках района вмещают рудные тела, а седьмая рассматривается как генетически связанная с рудообразующими растворами.

Три рудовмещающие формации представлены главным образом доломитами. Две из них — формация доломитов Эльдорадо и формация доломитов Хамберг — содержали бóльшую часть руд района. Третья доломитовая формация, представленная доломитами Хансон-Крик, значительно менее продуктивна.

Доломиты Эльдорадо среднекембрийского возраста — самые древние и наиболее продуктивные среди доломитовых формаций района, так как к ним приурочены богатые рудные залежи площади Руби-Хилл. Формация сложена в основном массивными и толстослоистыми серыми доломитами, образующими в рельефе обычно крутые обрывистые склоны. В основании формации залегает несколько пластов известняков, которые, однако, не несут оруденения.

Выделяются две разновидности доломитов. Первая представлена хорошо слоистыми, относительно мелкозернистыми, обычно темно-серыми до черных

Таблица I

Геологический разрез рудного района Юрика

Возраст	Наименование	Мощность по разрезу, футы	Литологическая характеристика
Четвертичный	Аллювий	0—500±	Русловой и склоновый аллювий, террасовые галечники и рудничные и шлаковые отвалы
	Несогласие		
Верхнетретичные или четвертичные	Пироксеновые андезиты и базальты	700+	Лавовые потоки, редкие дайки и небольшие штоки
	Интрузитивный контакт и несогласие		
Олигоцен или миоцен	Риолитовые туфы	400±	Белые слоистые туфы
	Риолиты	100±; потоки обнажаются на поверхности	Интрузивный шток, дайки и брекчиевые трубки; витрофировый силл и локальные лавовые потоки
Эоцен	Роговообманковые андезиты	300±; обнажаются на поверхности	Дайка и лавовые потоки
Верхний мел	Кварцевые порфиры	———	Силлы и дайки
	Кварцевые диориты	----------	Интрузивный шток к югу от площади Руби-Хилл
	Интрузивный контакт		
Нижний мел	Формация Ньюарк-Каньон	200±	Пресноводные конгломераты, песчаники, глинистые сланцы и известняки
	Несогласие		
Пермь	Формация Карбон-Ридж	1000±	Тонкослоистые песчанистые и алевритистые известняки, редкие прослои песчаников и темных глинистых сланцев
	Несогласие — из разреза выпадают известняки формации Или		
Верхний миссисипий	Формация Даймонд-Пик	0—300	Конгломераты, известняки и песчаники
	Сланцы Чейнмен	500±; обнажаются на поверхности	Черные глинистые сланцы с тонкими прослоями песчаников
	Перерыв в разрезе		
Средний и верхний девон	Известняки Девилс-Гейт	500±; обнажаются на поверхности	Толстослоистые известняки, местами доломитизированные
	Перерыв в разрезе; на закартированной площади формации Невада, Лон-Маунтин и Роберт-Маунтинс не установлены		

Продолжение табл. I

Возраст	Наименование		Мощность по разрезу, *футы*	Литологическая характеристика
Верхний ордовик	Формация Хансон-Крик		300±; обнажается на поверхности	Темно-серые до черных доломиты
	Несогласие?			
Средний — верхний (?) ордовик	Кварциты Юрика		300	Толстослоистые стекловидные кварциты
	Несогласие			
Нижний и средний ордовик	Группа Погонип		1600—1830	В верхней части и в основании толщи толстослоистые преимущественно кремнистые известняки; в средней части — более тонкослоистые глинистые известняки
Верхний кембрий	Формация	Пачка Баллуэкер	400	Тонкослоистые песчанистые известняки
	Уинд-фолл	Пачка Катлин	250	Перемежающиеся массивные известняки, кремнистые породы и тонкие пласты песчанистых известняков
	Сланцы Дандерберг		265	Листоватые бурые глинистые сланцы с тонкими прослоями желваковых известняков
Средний и верхний кембрий	Доломиты Хамберг		1000	Толстослоистые доломиты; в основании разреза с прослоями известняков
Средний кембрий	Сланцы Сикрет-Каньон	Пачка Кларкс-Спринг	425—450	Тонкослоистые плитчатые, алевритистые известняки с тонкими прослоями желтого или красного аргиллитового материала
		Нижняя сланцевая пачка	220—225	На поверхности листоватые глинистые сланцы, на глубине зеленые алевролиты
	Известняки Геддес		330	Темно-синие до черных известняки, пласты мощностью 3—12 дюймов; прослои черных кремнистых пород
	Доломиты Эльдорадо		2500±	Массивные серые до темных доломиты; в основании разреза прослои известняков
Нижний кембрий	Сланцы Пайоче		400—500	Слюдистые глинистые сланцы цвета хаки; прослои песчаников и известняков
	Кварциты Проспект-Маунтин (низы разреза не обнажаются на поверхности)		1700±	Трещиноватые серые кварциты, приобретающие при выветривании розовую или бурую окраску; редкие тонкие прослои глинистых сланцев

породами. В них проявляются различные осадочные текстуры, включая участки с тонкой ленточной слоистостью. Эти доломиты, видимо, нормально осадочные. Другая, более распространенная разновидность доломитов, представлена светло-серыми, более крупнозернистыми, местами кавернозными, почти бестекстурными породами. Характер распределения доломитов по разрезу не связан со слоистостью, вследствие чего они рассматриваются как продукты перекристаллизации темных доломитов циркулировавшими в толще гидротермальными растворами. Как и все доломиты района, доломиты Эльдорадо обычно сильно трещиноваты.

Мощность доломитов Эльдорадо оценивается в 2500 футов. На рудниках площади Руби-Хилл она, однако, гораздо меньше, так как нижняя часть разреза формации здесь срезана разломом. Напротив, южнее, на гряде Проспект-Ридж, она значительно больше, видимо, за счет удвоения разреза, вызванного смещением блоков по крутым взбросам.

Доломиты Хамберг средне-позднекембрийского возраста являются второй по продуктивности формацией района. Литологически они близки к доломитам Эльдорадо и во многих местах отличаются от последних только по положению в разрезе относительно формаций сланцев Сикрет-Каньон или Дандерберг или известняков Геддес. Так же, как и доломиты Эльдорадо, доломиты Хамберг обычно перекристаллизованы в более крупнокристаллические доломиты и интенсивно трещиноваты, особенно вблизи рудных тел. В отличие от доломитов Эльдорадо они, по-видимому, более восприимчивы к силицификации, особенно в части разреза у контакта с глинистыми сланцами Дандерберг.

Мощность доломитов Хамберг около 1000 футов. К отложениям формации приурочены залежи площади Адамс-Хилл в каньоне Нью-Йорк (включая Даймонд—Экселсиор и соседние участки) и рудные тела в поясе, протягивающемся от рудника Уиндфолл на юге до рудника Дандерберг на севере.

Доломиты формации Хансон-Крик представляют интерес постольку, поскольку они служат вмещающими породами довольно бедных залежей рудника Севенти-Сикс в низовьях каньона Нью-Йорк, где, как сообщают, были впервые в районе Юрика найдены промышленные руды. Возраст формации — поздний ордовик. Мощность в пределах района — около 300 футов.

Формация Уиндфолл и группа Погонип. В известняковых пластах этих толщ были обнаружены небольшие рудные залежи. Обе толщи сравнительно более тонкослоисты, чем более мощные доломитовые формации, вследствие чего в них рудные тела соответственно имеют относительно меньшие размеры. К отложениям формации Уиндфолл позднекембрийского возраста приурочены залежи на Баллуэкере, Холли и соседних участках на севере площади Адамс-Хилл. В отложениях группы Погонип ранне-среднеордовикского возраста южнее площади Руби-Хилл встречаются отдельные небольшие зоны рудной минерализации.

Кварциты Юрика. На руднике Хусак, расположенном на крайнем юге района, рудные тела залегали среди отложений кварцитовой формации средне-верхне(?)ордовикского возраста. Месторождение отрабатывалось в начальный период освоения района, поэтому о масштабах и типе рудных тел сведений почти не сохранилось.

Интрузивные породы

Южнее площади Руби-Хилл обнажается небольшой интрузивный шток кварцевых диоритов. Проведенные недавно буровые работы показали, что на глубине кварцевые диориты прослеживаются по меньшей мере на 3000 футов на северо-восток от места их выхода на поверхность (скважины 606 и 608 «Руби-Хилл-майнинг-компани»). Исходя из этого, предполагается, что диоритовый шток представляет выход более крупного интрузивного массива.

Судя по пространственным взаимоотношениям, минерализующие растворы, образовавшие гипогенные рудные залежи, поднимались, по-видимому, из областей, расположенных ниже этого глубинного тела.

На дневной поверхности кварцевые диориты обнажены плохо; наблюдать их можно в подземных выработках или в керне скважин. Обычно это породы, довольно изменчивые по составу и текстуре, часто с признаками вторичных изменений. Главные породообразующие минералы — кварц и андезин, железомагнезиальные минералы представлены роговой обманкой и биотитом. Кроме того, присутствуют в незначительном количестве ортоклаз и акцессорные минералы: сфен, окислы железа, апатит, циркон и алланит. Вторичные новообразования представлены кальцитом, эпидотом, хлоритом, мелкозернистым кварцем, пиритом, баритом и серицитом. В упомянутых выше буровых скважинах кварцевые диориты сильно изменены и содержат многочисленные кварцевые прожилки с сульфидами (большей частью пиритом) и чешуйками молибденита. Осадочные породы над интрузией по результатам исследования керна изменены на расстоянии от 125 до 150 футов от контакта с образованием вторичных силикатных минералов, больших количеств магнетита и меньших количеств пирита.

На северном и восточном участках площади Адамс-Хилл в окрестностях рудников Боумен, Т. L. и Баллуэкер буровыми скважинами подсечены силлы и дайки кварцевых порфиров. Силлоподобные тела развиты близ или вдоль контактов между сланцами Дандерберг и доломитами Хамберг и перекрывающими известняками Уиндфолл; дайки обычно приурочены к зонам разломов. Породы интенсивно изменены; предполагается, что генетически они связаны с интрузивным массивом кварцевых диоритов.

Абсолютный возраст кварцевых диоритов, установленный Джэффом и другими [15] α-свинцовым методом равен 62 ± 12 млн. лет. Армстронг [17] определил возраст диоритов K/Ar-методом в 64 млн. лет.

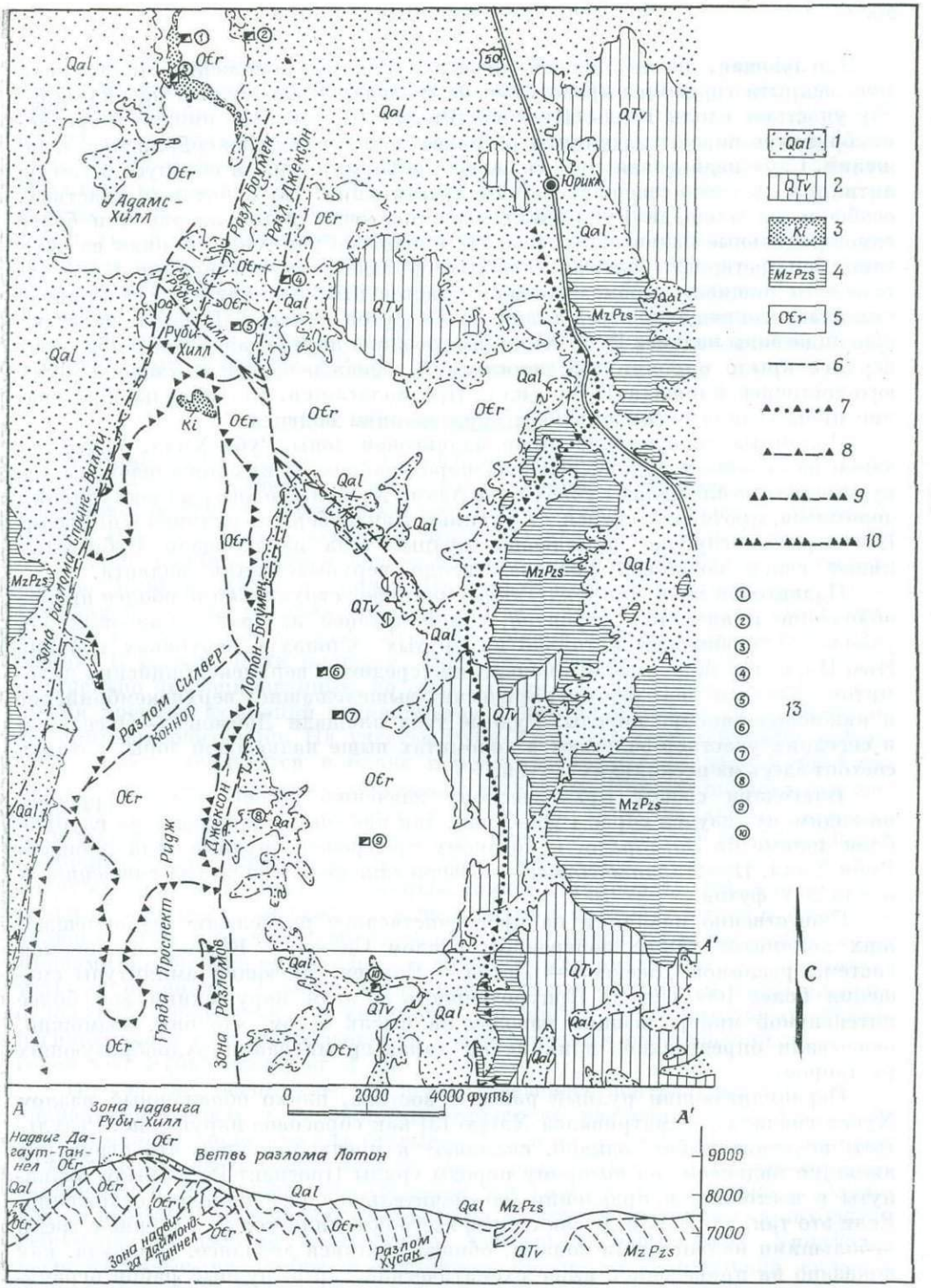
Структура

Породы, слагающие гряду Проспект-Ридж, в пределах которой проводились основные горные работы, подверглись значительной складчатой и разрывным деформациям.

На первый взгляд может показаться, что гряда Проспект-Ридж сложена моноклинально, почти вертикально залегающими пластами кембрийских и ордовикских пород. Однако более детальное картирование выявляет, что эти отложения пересечены тремя надвиговыми зонами, тремя сбросовыми зонами и одним крупным поперечным разломом. Одна из надвиговых зон ассоциирует с опрокинутой антиклиналью небольшой амплитуды, причем ответвления надвига претерпели слабую складчатость, свидетельствующую о том, что складкообразование происходило одновременно с подвижками по сместителю. Наконец, картирование, проведенное восточнее гряды Проспект-Ридж, показало, что сама гряда покоится, по всей видимости, еще на одном надвиге, по которому нижнепалеозойские породы гряды Проспект-Ридж были надвинуты в восточном направлении на миссисипские и пермские осадочные слои.

Положение и соотношение этих структур показаны на схематической геологической карте района (фиг. 1). Многочисленные мелкие разломы, складки и границы большинства формаций на схеме не выделены.

Зона надвига Дагаут-Таннел, занимающего самое высокое структурное положение в районе, обнажается на юго-западном склоне гряды Проспект-Ридж. По ней ордовикские и девонские отложения надвинуты на преимущественно развитые в гряде Проспект-Ридж ниже- и среднекембрийские породы. Насколько известно, с надвиговой зоной значительные рудные проявления не ассоциируют.



Ф и г. 1. Схематическая геологическая карта и разрез рудного района Юрика в штате Невада.

1 — четвертичный аллювий; *2* — четвертичные и третичные вулканические породы; *3* — меловые интрузивные породы; *4* — послеордовикские — дотретичные осадочные породы; *5* — ордовикские и кембрийские породы; *6* — крупные сбросы; *7—10* — надвиги (вершины треугольников направлены в сторону надвинутого блока): *7* — Хусак, *8* — Дагаут-Таннел, *9* — Руби-Хилл, *10* — Даймонд-Таннел.

Цифрами в кружках обозначены рудники и шахты: *1* — Баллуэкер; *2* — Холли; *3* — шахта Т. L.; *4* — шахта Фэд; *5* — Ричмонд — Юрика (шахта Локэн); *6* — Дандерберг; *7* — Крисес (шахта Кэтлин); *8* — Даймонд —Экселсиор; *9* — Хамберг; *10* — Уиндфолл.

Следующая, более низкая по структурному положению надвиговая зона вскрыта горными выработками на площади Руби-Хилл и на ряде других участков вдоль гряды Проспект-Ридж. По этой зоне нижне- и среднекембрийские породы надвинуты на более молодые верхнекембрийские отложения. Сама надвиговая зона складчато деформирована и образует пологую антиклиналь север-северо-западного простирания. На некоторых участках, особенно на площади Руби-Хилл, надвиг расщепляется на две или более самостоятельные надвиговые зоны. На площади Руби-Хилл нижняя из двух таких зон претерпела более интенсивную складчатость, чем верхняя, в результате чего мощность промежуточных пластов нижнекембрийских кварцитов оказалась сокращенной участками до 50 футов и менее. Породы, залегающие ниже зоны надвига Руби-Хилл, имеют опрокинутое залегание и образуют верхнее крыло опрокинутой синклинали, обнажающейся в каньоне Зулу юго-восточнее площади Руби-Хилл. Предполагается, что складкообразование происходило одновременно с образованием надвига.

Доломиты, залегающие выше надвиговой зоны Руби-Хилл, являются одной из основных рудовмещающих пород района. В них локализованы все рудные тела на площадях Руби-Хилл и Адамс-Хилл и в полосе распространения доломитов, протягивающейся от рудника Дандерберг до рудника Уиндфолл. Некоторые неглубоко залегающие рудные тела на площади Руби-Хилл имеют своей подошвой непосредственно верхнюю ветвь надвига.

Надвиговая зона Даймонд-Таннел занимает структурно наиболее низкое положение и является, вероятно, самой древней из трех надвиговых зон района. Она обнажается только на крутых склонах в верховьях каньона Нью-Йорк, где можно видеть надвигание средне- и верхнекембрийских доломитов Хамберг на стратиграфически вышележащие верхнекембрийские и нижнеордовикские породы. Рудные тела площади Даймонд — Экселсиор и соседних участков залегают в доломитах выше надвиговой зоны, которая состоит здесь из нескольких ветвей.

Благодаря своему практическому значению лучше всего в районе, по-видимому, изучен сброс Руби-Хилл, так как он ограничивает на глубине блок доломитов Эльдорадо, к которому приурочены рудные тела площади Руби-Хилл. Простирание сброса — северо-западное, амплитуда смещения — около 2000 футов.

Существенно повлияли на пространственное размещение рудовмещающих доломитов также поперечный разлом Силвер — Коннор и сложная система разломов Джексон — Лотон — Баумен, имеющие амплитуды смещения более 1000 футов. Приуроченность к этим нарушениям зон более интенсивной минерализации наводит на мысль о том, что они, возможно, оказывали определенное влияние на характер миграции рудообразующих растворов.

Ограничивающий рудный район с востока, плохо обнаженный разлом Хусак сначала рассматривался Хэгью [3] как сбросовое нарушение. Результаты недавних работ, однако, склоняют к предположению, что структура является надвигом, по которому породы гряды Проспект-Ридж были надвинуты в восточном направлении на значительно более молодые отложения. Если это так, то разлом Хусак скорее всего объединяется на глубине с тремя небольшими надвиговыми зонами, обнажающимися западнее. С запада, как показано на приведенной выше схематической карте, рудный район ограничен молодой зоной разломов Спринг-Валли.

Нет никаких определенных данных о взаимоотношениях между надвиговыми зонами и ассоциирующими с ними структурами рудного района Юрика с главной структурой центральной Невады — надвигом Робертс-Маунтинс, имеющим амплитуду перемещения более 50 миль [13]. По поверхностным обнажениям невозможно установить, был ли район Юрика перекрыт аллохтонным блоком надвига Робертс-Маунтинс или же восточный

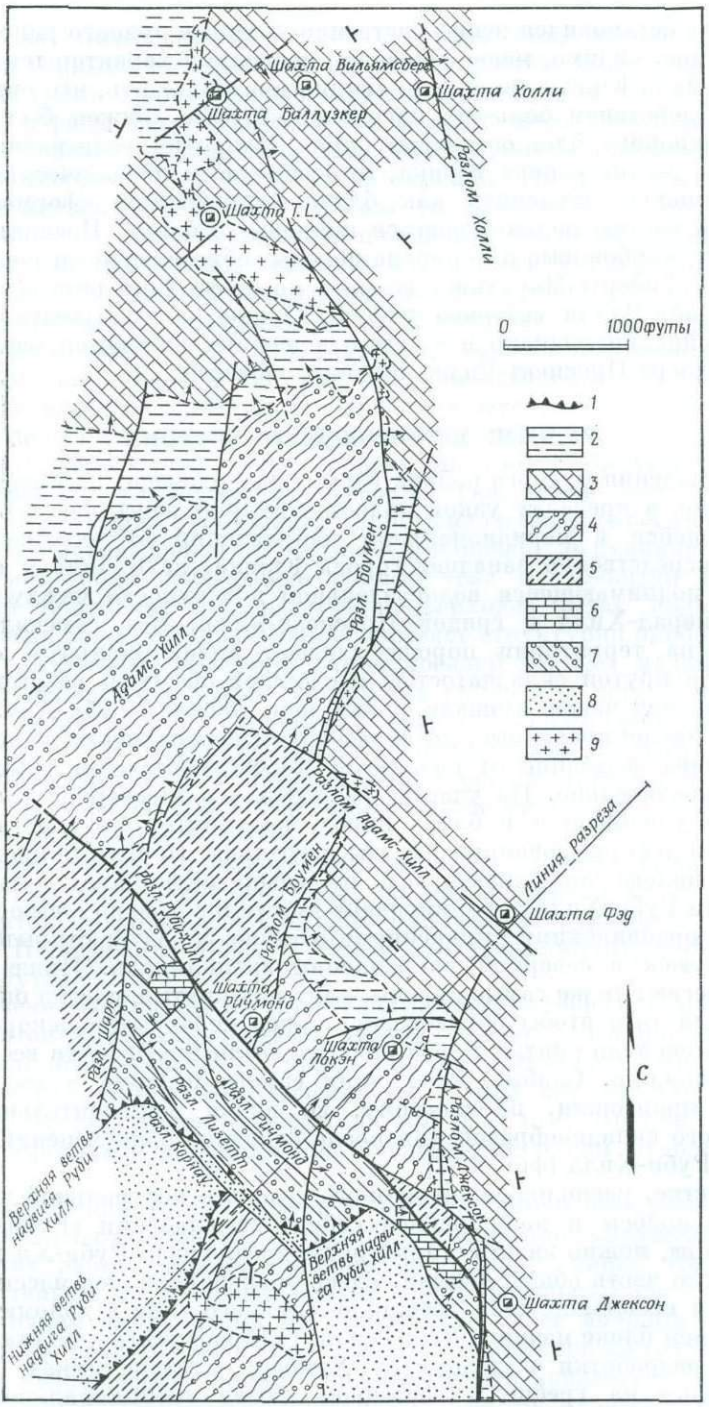
край покрова остановился непосредственно западнее рудного района. Первое предположение, видимо, менее вероятно, поскольку характер тектонических структур района Юрика таков, что трудно предположить, что они формировались под действием больших нагрузок, которые должен был оказывать крупный покровный блок осадочных пород. Напротив, если надвиг Робертс-Маунтинс не достиг района Юрика, то особенности тектонических структур района возможно объяснить как близповерхностные деформации перед фронтальной частью надвигающегося покровного блока. Поскольку разлом Хусак сечет карбоновые и пермские породы, образовался он после заложения надвига Робертс-Маунтинс, возраст которого был определен Смитом в районе Пайн-Валли севернее района Юрика как позднедевонский или раннемиссисипский. Однако в каких отношениях находятся разлом Хусак и надвиги гряды Проспект-Ридж, остается неясным.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА

Месторождения рудного района Юрика расположены на высотах от 6500 до 8500 футов в пределах узкой полосы шириной менее чем в одну милю, протягивающейся в меридиональном направлении от участка Минерал-Пойнт, непосредственно западнее города Юрика, на 6 миль к югу, вдоль постепенно поднимающейся водораздельной поверхности между возвышенностью Минерал-Хилл и грядой Проспект-Ридж. Как отмечалось выше, выходящие на территории породы слагают антиклинальную структуру, осложненную крутой складчатостью и сложной системой разрывных нарушений. В южной части площади, ниже зоны надвига Руби-Хилл, развиты интенсивно дислоцированные, до образования перевернутых складок, отложения древних формаций от кварцитов Проспект-Маунтин до известняков Погонип включительно. На участке Руби-Хилл и в северной части района этот разрез удваивается в блоке пород, надвинутом по зоне Руби-Хилл на складчато деформированные породы автохтона. Породы покрова слагают открытую, полого погружающуюся на север антиклинальную складку. Зона надвига Руби-Хилл деформирована вместе и согласно с вышележащими кембрийско ордовикскими отложениями и также образует открытую, полого погружающуюся в северном направлении антиклиналь. Ниже плоскости надвига залегают те же самые породы, смятые в крутые, слегка опрокинутые складки. Для того чтобы образовалось такое перекрытие некоробленными толщами интенсивно смятых пород, должны были иметь место весьма значительные подвижки. Слабые деформации самого разлома и вышележащих отложений произошли, по-видимому, во время заключительных этапов регионального складкообразования после основных перемещений по надвиговой зоне Руби-Хилл (фиг. 1, 2).

На участке, расположенном немного севернее центральной части меридиональной полосы и находящемся сейчас во владении «Руби-Хилл-майнинг-компани», можно видеть старые рудники площади Руби-Хилл, которые дали большую часть общей добычи. Здесь разрабатывались массивные руды замещения и небольшие тела трещинно-жильного типа в доломитах Эльдорадо в верхнем блоке надвига Руби-Хилл. Севернее этого участка находятся небольшие разработки в доломитах Хамберг и известняках Уиндфолл, расположенные на гребне и восточном крыле антиклинальной складки покровной плиты. Руды здесь слагали небольшие неправильные тела замещения и еще меньшие по размерам трещинные и плащеобразные проявления. На небольших рудниках южнее площади Руби-Хилл разрабатывались трещинные и трубообразные рудные залежи, приуроченные преимущественно к доломитам Хамберг восточного склона гряды Проспект-Ридж.

То обстоятельство, что руды в районе встречаются в мощных массивных карбонатных формациях, но не встречаются в подстилающих кварцитах



Ф и г. 2. Геологическая карта продуктивных площадей Руби-Хилл и Адамс-Хилл рудного района Юрика в штате Невада.

1 — надвиги; *2* — сланцы Дандерберг; *3* — известняки Погонип и Уиндфолл (нерасчлененные); *4* — доломиты Хамберг; *5* — сланцы Сикрет-Каньон; *6* — известняки Геддес; *7* — доломиты Эльдорадо; *8* — кварциты Проспект-Маунтин; *9* — кварцевые порфиры.

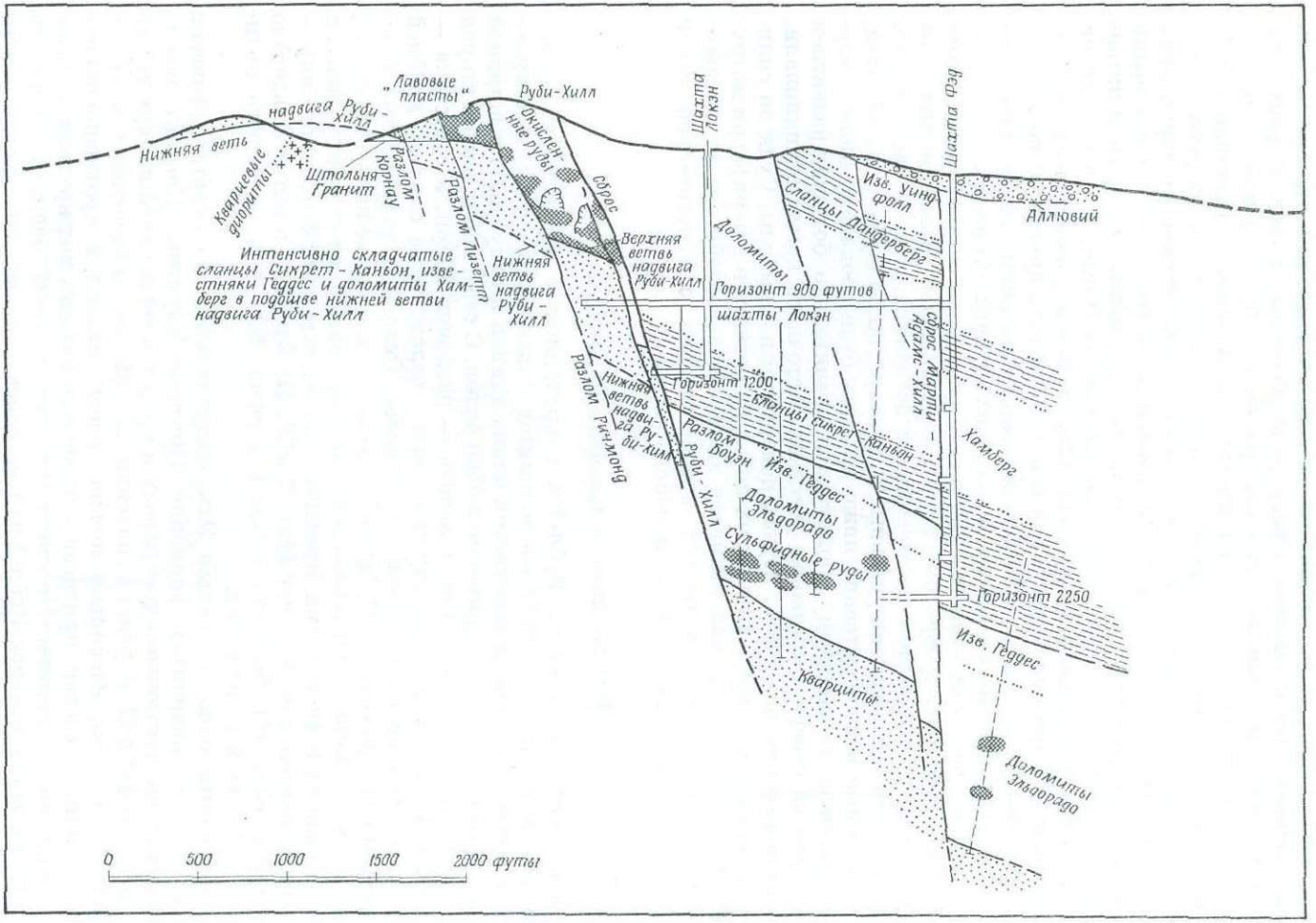
Проспект-Маунтин или перекрывающих кварцитах Юрика или в двух промежуточных сланцевых формациях, может быть объяснено в первую очередь количественным преобладанием в разрезе карбонатных пород. Вероятность того, что движение минерализующих растворов происходило в районе именно по карбонатным, а не по каким-либо иным породам, составляет 4: 1. Распределение растворов в пределах карбонатных толщ определялось, по-видимому, их проницаемостью, связанной с расчлененностью территории региональными надвиговыми и многочисленными более поздними крупными сбросовыми нарушениями. Эти тектонические деформации обусловили интенсивное дробление доломитов, особенно доломитов Эльдорадо в покровной плите надвига на площади Руби-Хилл. Сложившееся распределение проницаемых областей предопределило, как и в большинстве других рудных районов с самыми различными источниками минерализации, общее пространственное распределение и форму возникших рудных залежей.

Одним из факторов локализации руд была также, по-видимому, реакционная способность карбонатных пород, обусловившая осаждение металлов из растворов на небольшом расстоянии от источника, в качестве которого в районе предполагаются интрузивные тела кварцевых диоритов или области, расположенные непосредственно ниже их. Как будет показано ниже, кварцевые диориты, по-видимому, пользуются значительно большим развитием на глубине на северном и южном участках восточного крыла антиклинали, чем это можно предположить, изучая поверхностные выходы. Судя по силицификации карбонатных и глинистых пород в контакте и в периферии интрузивов, последние оказывали активное химическое воздействие на вмещающую среду, что говорит в пользу предположения о генетической связи между ними и рудными залежами района.

Рудные залежи площади Руби-Хилл

Продуктивная площадь Руби-Хилл представляет эрозионную возвышенность, выступающую из блока доломитов Эльдорадо в форме простирающегося с северо-запада на юго-восток клина длиной в одну милю и шириной у западного тупого конца примерно в 1500 футов. С северной и южной сторон поднятие ограничено сбросами, с запада — разломом Шарп, а с востока — разломом Джексон. Эти структуры смещают доломитовые слои по крайней мере на несколько сотен футов по падению. Основной доломитовый блок ограничен с севера сбросом Руби-Хилл со смещением примерно в 1800 футов, по которому доломиты Эльдорадо приведены в контакт со стратиграфически вышележащими известняками формации Геддес, сланцами формации Сикрет-Каньон и доломитами Хамберг (фиг. 2 и 3). Из блока доломитов Эльдорадо в подошве сброса Руби-Хилл было извлечено 80—90% от общего количества добытых в районе руд.

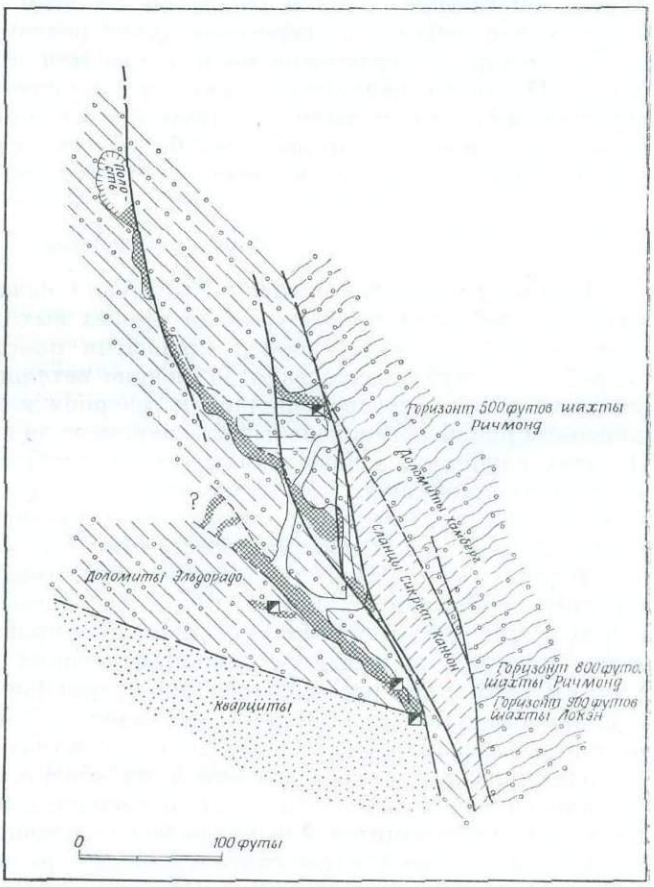
Описанный блок доломитов Эльдорадо залегает на стратиграфически более древних кварцитах формации Проспект-Маунтин. Контакт между толщами имеет тектоническую природу и представлен верхней из двух ветвей надвига Руби-Хилл с углами падения 25—35° на северо-запад и север. Пласты доломитов, насколько можно видеть, падают в противоположном направлении, на восток, прилегая к плоскости надвига под крутыми углами. Подстилающие кварциты Проспект-Маунтин в свою очередь надвинуты по нижней ветви надвига Руби-Хилл на более молодые, интенсивно смятые пласты формаций Эльдорадо, Сикрет-Каньон, Геддес и Хамберг (фиг. 2, 3). По этой нижней ветви смещение, по-видимому, было значительно большим, чем по верхней плоскости надвига. На западных участках площади Руби-Хилл, в районе старого рудника Ричмонд, верхняя плоскость надвига расщепляется в вертикальном разрезе на две расходящиеся в западном направлении ветви. Верхняя ветвь образует подошву доломитов Эльдорадо, нижняя



Ф и г. 3. Разрез по азимуту СВ 45° через продуктивную площадь Руби-Хилл (см. фиг. 2).

ограничивает сверху кварциты Проспект-Маунтин. Между этими ветвями находится клиновидный блок пород, сходных с отложениями формации Пайоче, выходящими на поверхность в полутора милях южнее. На руднике Ричмонд эти породы представлены маломощным пластом интенсивно рассланцованных слюдистых песчаников, перекрывающих плотные, светло-серые, по результатам предварительных поисковых работ безрудные известняки.

Трещиноватость и интенсивная брекчированность доломитов Эльдорадо, залегающих непосредственно или на несколько сотен футов выше кварцитов, равно как трещиноватость самих кварцитов были, видимо, вызваны стрессовыми напряжениями, действовавшими при движении пластин надвига. Неравномерность пространственного развития нарушенных зон, неоднородность слагающих их обломков и признаки, свидетельствующие о том, что основное дробление происходило после процесса мраморизации, как будто бы не позволяют относить эти образования к внутриформационным брекчиям. Если так, то физические преобразования пород, сопутствовавшие надвиговым подвижкам, явились первостепенным по важности фактором, предопределившим размещение руд в брекчированных и трещиноватых участках в интервале нескольких сотен футов над верхней плоскостью надвига Руби-Хилл. Многие рудные тела локализовались непосредственно над кровлей надвиговой зоны и в самой кровле.



Ф и г. 4. Срезание рудных жил сбросом Руби-Хилл между горизонтами 600 и 900 футов шахты Ричмонд. (Деталь северо-восточного разреза.)

Основная масса руд на площади Руби-Хилл была представлена массивными, в общем плитообразными залежами, приуроченными к двум смещенным сбросам и сегментам верхней ветви надвига Руби-Хилл. В начальный период разработки месторождений эти смещающие надвиговую плоскость нарушения были известны под названиями разломов «Альфа» и «Бета». Рудоносные растворы проникали по ним в вышележащие доломиты, где растекались по трещинам и, видимо, по направлениям повышенной проницаемости в слоистых пачках, которые затем были полностью преобразованы в ходе последующего брекчирования и доломитизации. Признаки слоистости доломитов в настоящее время можно видеть лишь на отдельных участках как

чередование серых и белых слоев, погружающихся на восток обычно под углами круче 45°.

Более мелкие рудные залежи приурочены к трем меньшим сбросам: Поттс, Ричмонд и Лизетте, залегающим почти параллельно сбросу Руби-Хилл. Продуктивные рудопроявления встречаются также вдоль разлома Уэст-Лотон, одного из двух меридиональных сбросов с небольшими смещениями, секущих разлом Ричмонд, но пересекающихся или ограничивающихся сбросом Руби-Хилл (фиг. 2, 3 и 4). Рудные тела приурочены здесь к крутопадающим участкам трещин в пределах блока доломитов Эльдорадо. Это и другие небольшие сбросовые нарушения, как видно в местах пересечения структур, смещают нижележащую зону надвига Руби-Хилл. Две продуктивные трещины в доломитах с пологим падением на запад залегают почти параллельно с нижележащей плоскостью надвига и, возможно, связаны с ним генетически, однако смещений по этим трещинам не отмечается. Структурная решетка из пересекающихся разломов в пределах блока доломитов Эльдорадо ограничена по падению или простиранию сбросом Руби-Хилл. Не было обнаружено никаких структурных элементов, которые пересекали бы или смещали это нарушение, если не считать разлома Джексон на востоке площади, который, как было установлено в подземных выработках, искривляется к югу и соединяется постепенно со сбросом Руби-Хилл.

Сброс Руби-Хилл

Горные работы на площади Руби-Хилл начались в 1869 г. на южном участке отработкой темно-бурых до черных выходов окисленных руд, ошибочно названных в тот период «лавовыми пластами». Постепенно горные разработки углубились, следуя за сложно ветвящимися жилами, погружавшимися обычно в северо-западном и северном направлениях вдоль верхней плоскости надвига и нижележащих кварцитов до глубин порядка 1200 футов. На этих глубинах, а чаще раньше, у зоны сброса Руби-Хилл залежи руд обычно выклинивались. Для горняков сбросовая зона Руби-Хилл была подобна «великой стене крушения надежд», протягивавшейся более чем на 4000 футов вдоль всей продуктивной площади (фиг. 3).

Формы рудных тел, не похожих на обычные жильные образования, сложные слияния и обилие слепых залежей вызвали в начальный период эксплуатации споры об экстерриториальных правах и правах собственности между некоторыми из шести компаний, ведших работы на площади Руби-Хилл. В 1873 г. при рассмотрении территориального спора между «Ричмонд-майнинг-компани» и «Юрика-консолидейтид-майнинг-компани» судебные эксперты описали разлом Руби-Хилл как «стену из глины и сланца». Они утвердили разлом в качестве одной из обязательных границ формы продуктивного «жильного пояса». Суд согласился с их определением, положив, что всю массу доломитов Эльдорадо между кварцитовой подошвой и «стеной из глины и сланца» следует считать сложной рудной жилой. Подтверждение этому определению дано в 1881 г. Верховным судом США, в результате чего была выработана в рамках федерального закона общая концепция «жильного пояса» и связанных с ним правовых вопросов. Постановление Верховного суда также определяло и подтверждало, что заявки на рудопроявления, представленные расщепляющимися жилами, оформленные согласно закону 1862 г., могут обладать правами экстерриториальности также и в направлении расщепления жил.

В соответствии с господствовавшими в тот период представлениями поиски руды на глубине вначале велись в направлении обнаружения «истинной трещинной жилы», по которой должны были восходить рудообразующие растворы. В качестве таковой принимался сброс Руби-Хилл, хотя во всех выработках того времени он был совершенно безрудным. В результате

вдоль зоны сброса Руби-Хилл на различных горизонтах пройдено 76 штреков общей протяженностью 4800 футов; сделано, кроме того, 28 пересечений сброса в сланцы и карбонатные породы висячего бока, пять из которых имели длину 200—300 футов и одно — 1700 футов. В висячем боку сброса Руби-Хилл была пройдена шахта Локэн глубиной 1230 футов, из которой на горизонте 1200 футов, на 145 футов ниже любой выработки в лежачем боку, был пройден через зону разлома квершлаг. Во всех этих выработках в висячем боку сброса Руби-Хилл не было обнаружено сколько-нибудь значительной минерализации. «Стена глины» оказалась действительно ограничивающей «жильный пояс».

Позднее, в начале 20-х годов, при проходке вдоль сбросовой зоны 300-футового штрека на шахте Локэн на горизонте 1200 футов в лежачем блоке были вскрыты существенные скопления свинцовых сульфидных руд. Горизонт 1200 футов шахты Локэн находится уже значительно ниже уровня грунтовых вод. В своих еженедельных отчетах заведующий рудником отмечал обнаруженную залежь как «жилу». Линдгрен, проводивший тогда наблюдения на месторождении непосредственно на участке под водонепроницаемой сбросовой зоной, описывал встреченное проявление как претерпевший интенсивное дробление разломный материал.

Пространственная сближенность и многочисленность залежей, интенсивная минерализованность блока доломитов в подошве сброса при почти полностью безрудном висячем боке, резкое срезание и ограничение рудных тел, особенности брекчирования, расслоения и смещения руд по плоскостям разлома Руби-Хилл и ограничение сбросом самих рудолокализующих структур — все эти признаки указывают на значительные пострудные смещения по нарушению (фиг. 3, 4). Однако, как это справедливо для главных разломов во многих других рудных районах, сбросовая зона Руби-Хилл, вероятно, имела длительную историю формирования и возможно заложилась до интрузивов и последующей минерализации. В восточной части площади разлом выполнен небольшой риолитовой дайкой.

Вследствие безрудности и отсутствия признаков минерализации — жильных или рудных минералов, равно как продуктов изменения боковых пород — вряд ли оправданно рассматривать сброс Руби-Хилл в качестве главной рудоподводящей структуры, которую в свое время так трудолюбиво искали первопроходцы района. Как будет показано ниже, более вероятно, что основным рудоподводящим и рудораспределяющим каналом служила проницаемая зона, приуроченная к верхней ветви надвига Руби-Хилл, до того как она была нарушена сбросами Джексон, Руби-Хилл и др.

Вторичные руды

Не считая отдельных небольших залежей неполностью окисленных руд в глубоких выработках старых шахт, вся добыча рудного района представлена полностью окисленными рудами. Стоимость руд, часто высокая, определялась содержанием в них серебра, свинца и золота. Видимые серебро и золото в любой форме практически отсутствуют, хотя лабораторные анализы показали наличие в рудах аргентита. Свинец представлен такими продуктами окисления галенита, как церуссит, англезит и плюмбоярозит, иногда встречается реликтовый галенит. Были определены также свинцовый арсенат — миметит и окись свинца и сурьмы — биндгеймит. Цинк присутствовал в рудах обычно в непромышленных количествах, большей частью в виде смитсонита и каламина. Как это обычно бывает при полном окислении сульфидных руд, цинк был почти полностью выщелочен и частично переотложен с образованием неправильных скоплений низкокачественных руд в виде карманов во вмещающих карбонатных породах. Ряд небольших скоплений

цинковых карбонатных руд разрабатывался в периоды, когда цена на цинк была особенно высокой.

Рудные минералы встречались в ассоциации с такими высокожелезистыми минералами, как лимонит и гетит, кроме них жильное выполнение образовывали кальцит и незамещенный доломит, редко с очень небольшими количествами кварца. Содержание «нерастворимого» остатка, по данным металлургических отчетов, составляло в рудах не более 10—12%. Действительно, «Юнайтед-Стейтс-смелтинг-рифайнинг-энд-майнинг-компани» приобрела свои первые участки на площади Руби-Хилл в те дни, когда ее металлургические предприятия в Мидвейле, штат Юта, получали в основном обычные высококремнеземистые руды («сухие руды») и нуждались в низкокремнеземнистых и низкосернистых основных флюсах.

В начальный период разработки месторождений мышьяк концентрировался в небольших, но все же беспокоящих количествах в шпейзе местных плавильных печей. Опробование 44 600 т шпейзы, скопившейся за период работы с 1918 по 1924 гг. старой плавильной печи «Ричмонд-майнинг-компани», показало, что в ней содержалось 32% мышьяка, 56% железа, 1,66% меди, 2,06% свинца, 0,196 унции золота на 1 т, 2,28 унции серебра на 1 т. Мышьяк из этих и других руд извлекался возгонкой на предприятиях Мидвейла, после чего собирался и продавался в виде мышьяковистого натрия для производства ядохимикатов и в виде трехокиси мышьяка химическим компаниям. Во время обеих мировых войн мышьяк продавался для нужд армии США.

Сорта руд

1. В прошлом столетии руды района разрабатывались в основном на драгоценные металлы. Свинец был побочным продуктом и коллектором серебра. По сводным данным [14], за период с 1869 по 1901 гг. из недр района было извлечено 1 317 388 т руды следующего валового состава: золото — 1,1 унции на 1 т, серебро — 27 унций на 1 т, свинец — 17%. Как среднее, приведенное содержание золота в руде может показаться высоким. Однако оно, так же как данные для серебра и свинца, соответствует содержаниям металлов в некоторых рудах, добывавшихся уже в последние годы из «свежих», ранее не разрабатывавшихся залежей.

2. Ниже приведены взятые из работы Картиса [2] результаты анализа смешанной пробы всех разновидностей руд площади Руби-Хилл, поступивших в переработку в плавильную печь «Ричмонд-майнинг-компани» в 1877 г.: золото — 1,59 унции на 1 т, серебро — 27,05 унции на 1 т, медь — 0,12%, свинец — 33,12%, железо — 24,07%, цинк — 1,89%, мышьяк — 4,13%, сурьма — 0,25%, сера — 1,67%, кремнезем — 2,95%.

3. За период с 1902 по 1959 гг. в районе, по данным отчетов, было добыто 666 981 т руды следующего валового состава: золото — 0,21 унции на 1 т, серебро — 4,6 унции на 1 т, свинец — 4,75%.

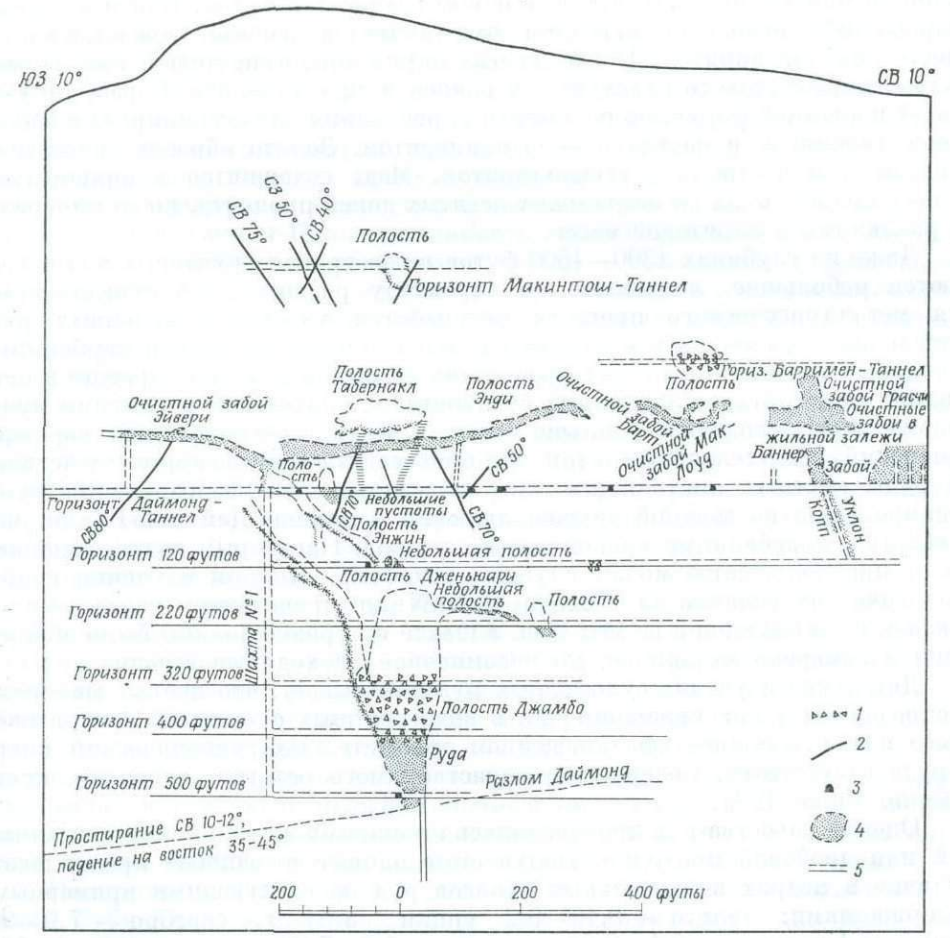
4. В 1918—1920 гг. компаниями и подрядчиками на территории района было добыто 57 000 т руды следующего валового состава: золото — 0,293 унции на 1 т, серебро — 6,81 унции на 1 т, свинец — 9,32%, медь — 0,41%.

5. По данным полных анализов, 2511 т руды, отгруженной небольшими партиями на металлургические предприятия из месторождений площади Руби-Хилл в 1920—1925 гг., имели следующий средний состав: золото — 0,305 унции на 1 т, серебро — 4,21 унции на 1 т, медь — 0,32%, свинец — 6,63%, нерастворимый остаток — 12,3%, железо — 34,0%, цинк — 5,32%, сера — 0,51%, известь — 2,34%, мышьяк — 2,90%.

Данные, приведенные в сводных анализах 2, 3 и 4, относятся в основном к рудам, извлекаемым при возобновлении работ на старых рудниках или в районе старых разработок.

Полости обрушения

Интенсивное окисление первичных сульфидных руд на площади Руби-Хилл и на других участках района привело к образованию крупных полостей непосредственно выше рудных залежей (фиг. 5). Значительную роль в образовании этих полостей играли процессы гравитационного обрушения, оползания и уплотнения пород в связи с разрыхлением окислявшихся сульфидных масс. На сохранившихся от первых лет разработки месторождений рудничных схемах часто трудно установить, где кончалась природная полость и начиналась искусственная эксплуатационная выемка. Кровли природных полостей обычно покрыты то более, то менее густой порослью кальцитовых сталактитов. Ненарушенные основания представлены отслоившимися от стен и кровли глыбовыми и щебеночными свалами, частично сцементированными кальцитом, частично, но реже — гипсом. Ниже сложенной обрушенным материалом подошвы полости находились окисленные руды. В этом отношении месторождения рудного района Юрика похожи на глубокоокисленные



Фиг. 5. Продольная проекция на плоскость СВ 10° рудных тел рудника Даймонд, сопровождающихся полостями.

1 — брекчия обрушения; *2* — минерализованные трещины с обозначенным азимутом простирания; *3* — пересечение разреза и выработок; *4* — рудное тело; *5* — проекция горных выработок.

проявления в известняках на юго-западе США и в Мексике. В Мексике древние рудокопы уже столетия назад разведывали сопровождавшиеся пустотами залежи, проходя «ледяные» (за счет кальцитового и гипсового цемента) подошвы полостей.

Сульфидные руды

В старых рудниках сульфиды были установлены только на самых глубоких горизонтах, где в смеси с рудными и жильными минералами зоны окисления появляются пирит и частично окисленный галенит.

В течение периода с 1939 по 1961 гг. в районе было проведено три крупные операции по разбуриванию глубоких горизонтов алмазным способом с уровня 900 футов шахты Локэн и бурением с поверхности с применением оборудования, обычно использующегося на нефтяных разведках. В результате на глубинах 2000—3000 футов удалось подсечь смещенные сегменты блока доломитов Эльдорадо и продуктивной зоны, известной в начальный период разработки месторождений района под названием «жильного пояса».

Разведочные пересечения показали наличие на глубине больших запасов сульфидных руд. Рудные интервалы по скважинам составляли от нескольких футов до многих десятков футов, в одном случае 175 футов. Как и в старых разработках, основным металлом руд является железо, представленное вместо окислов пиритом. После железа идут цинк, присутствующий в виде обычно марматитового сфалерита, и свинец в виде галенита. Серебро отсутствует в видимой форме, но по данным опробования оно ассоциирует в основном с галенитом и частично — со сфалеритом. Золото образует срастания с пиритом и частично с арсенопиритом. Медь содержится в количествах от нескольких сотых до нескольких десятых долей процента, но ее минералы не различимы в пиритовой массе.

Даже на глубинах 1300—1500 футов ниже уровня грунтовых вод встречаются небольшие, локальные по характеру развития, но существенные для металлургического процесса переработки участки окисленных руд. Окисление выражается в появлении пятен и пленок окислов и карбонатов, небольших карманов и тонких прожилков лимонита и мелких трещин в кристаллах сфалерита, выполненных смитсонитом, церусситом и другими минералами зоны окисления. Больше локальный, чем региональный характер изменений, свидетельствует о том, что процесс был связан скорее с действием на руды местных нисходящих кислородсодержащих вадозовых потоков, дренировавшихся мощной толщей аллювия в долине Даймонд-Валли, чем с общими колебаниями уровня подземных вод. Некоторым подтверждением этому предположению может служить тот факт, что при изучении гидрогеологических условий на площади Руби-Хилл, проведенном перед началом откачек из затопленной шахты Фэд, в шахте на уровне долины было обнаружено и замерено медленное, но несомненное нисходящее течение вод.

Детальное изучение сульфидных руд показывает, что ценные минералы распределены в них неравномерно, в виде крупных скоплений в пиритовой массе или в неполностью замещенном доломите. Макроскопический кварц в руде отсутствует. Содержание нерастворимого остатка, вероятно, существенно ниже 10%.

Оценка качества руд производилась по шламму или по керну при алмазной или дробовой проходке. Полученные данные позволяют предполагать наличие в недрах значительных запасов руд со следующими примерными содержаниями: золото — 0,15—0,2 унции на 1 т, серебро — 7,0—9,0 унций на 1 т, медь — 0,1—0,2%, свинец — 5,0—7,0%, цинк — 9,0—12,0%, железо — 20,0—30,0%, мышьяк — 1,0—3,0%.

Как будет показано ниже, свинцово-серебряные сульфидные руды охарактеризованного типа занимают, по-видимому, определенную область или

пояс, пространственно разобщенную с расположенной восточнее параллельной областью, в пределах которой развиты преимущественно цинковые руды.

В настоящее время наши знания о сульфидных рудах района в основном базируются на данных по 25 скважинам, пробуренным до глубин 840—4990 футов, из которых шесть было пройдено с горизонта 900 футов из шахты Локэн, а остальные — с поверхности. По необходимости скважины распределялись неравномерно, вслепую, без привязки к каким-либо, хотя бы предположительно, контролирующим структурам. До тех пор пока подземные горные работы не продвинутся дальше на глубину, останется неизвестным, какие структурные факторы, кроме вертикального ограничения распространения руд, связанного с физическим действием на породы подстилающей зоны надвига Руби-Хилл, определяли положение, форму и размеры залежей. Как и на старых рудниках, сульфидные руды в опущенном блоке локализованы в основном в пределах вертикального интервала в 500 футов непосредственно над кварцитами и верхней плоскостью надвига Руби-Хилл.

ОБРАЗОВАНИЕ СИЛИКАТНЫХ МИНЕРАЛОВ И ОКРЕМНЕНИЕ ПОРОД

Во вмещающих рудные тела породах на площади Руби-Хилл не отмечается признаков развития вторичных силикатных минералов или окремнения, хотя в целом они определенно мраморизованы вследствие близости к интрузивам и (или) в результате динамического метаморфизма. В боковых породах в выработках старых рудников, еще доступных в 1962 г., также не фиксировалось никаких признаков силицификации или новообразования силикатов. Однако в окрестностях штока Минерал-Хилл и к западу и югу от него сланцы Сикрет-Каньон и глинистые известняки изменены в роговики, а доломиты Хамберг преобразованы частью в гранатовые и диопсидовые породы, частью в крупнозернистые мраморы. Западнее и южнее этого штока и на глубине на крайнем восточном участке площади Руби-Хилл в замещенной силикатными минералами породе была обнаружена рассеянная прожилково-вкрапленная минерализация пирита, пирротина и магнетита. Однако промышленных скоплений руд в силикатных породах до настоящего времени не установлено. Более перспективными в этом отношении представляются относительно удаленные от штока Минерал-Хилл участки: к западу — в доломитах Эльдорадо, смещенных разломом Шарп или ветвью разлома Спринг-Валли, под сланцами формации Сикрет-Каньон в лежачем боку разлома Спринг-Валли, к востоку — также в доломитах Эльдорадо в блоке, сброшенном по разлому Джексон.

Кварцевые диориты штока Минерал-Хилл сами по себе изменены сравнительно слабо — отмечается помутнение полевых шпатов, местами присутствует частично хлоритизированный биотит. Кварцевые диориты, подсеченные на глубине двумя вышеупомянутыми скважинами на расстоянии 3000 футов к северо-востоку от штока Минерал-Хилл (фиг. 2), представлены породами с гранитоидной структурой, сильно измененными, биотитизированными, пиритизированными, с кварцевыми прожилками, содержащими сульфиды, в том числе чешуйки молибденита. Выше кварцевых диоритов залегает 125—150-футовая толща интенсивно измененных осадочных пород, содержащих биотит, хлорит, эпидот, магнетит и рассеянный пирит.

На площади Адамс-Хилл в 3000—5000 футах к северо-западу от площади Руби-Хилл доломиты Хамберг под сланцами формации Дандерберг и в участках, где сланцы были эродированы, интенсивно силицифицированы. Большая часть кремнеземсодержащего материала содержала также рудные минералы в количествах, оправдывающих разведку и отработку залежей уже на начальных этапах ведения работ в районе. Аналогичная силицифика-

ция верхней, непосредственно прилегающей к сланцам Дандерберг, части разреза доломитов Хамберг установлена севернее и южнее рудника Уиндфолл; на самом руднике Уиндфолл силицифицированные доломиты содержали золото практически без примеси цветных металлов.

ВОЗРАСТ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Если генезис руд площади Руби-Хилл и северной части описываемого района связывать с растворами, сопутствовавшими или следовавшими за интрузиями кварцевых диоритов, то они, по-видимому, имеют доэоценовый возраст. Взаимоотношения пород в районе указывают на то, что экструзивные и интрузивные андезиты, риолиты и другие породы вулканогенного комплекса моложе кварцевых диоритов. Согласно определениям относительного возраста интрузивных пород методом Ларсена по концентрациям циркона в изверженных породах, кварцевые диориты древнее андезитов и риолитов, причем настолько, что их внедрение и последующая минерализация, возможно, происходили в верхнемеловое время.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ СЕВЕРНЕЕ ПЛОЩАДИ РУБИ-ХИЛЛ

Продуктивная площадь Адамс-Хилл в доломитах Хамберг

Северо-восточнее площади Руби-Хилл расположена продуктивная Адамс-Хилл, вся испещренная небольшими шурфами, пройденными в доломитах Хамберг в начальный период ведения работ в районе. Шурфами отрабатывались небольшие залежи окисленных золото-серебряно-свинцовых руд, приуроченные к трещинам и плоскостям слоистости в доломитах и к зонам, ориентированным случайным образом относительно видимых структурных элементов.

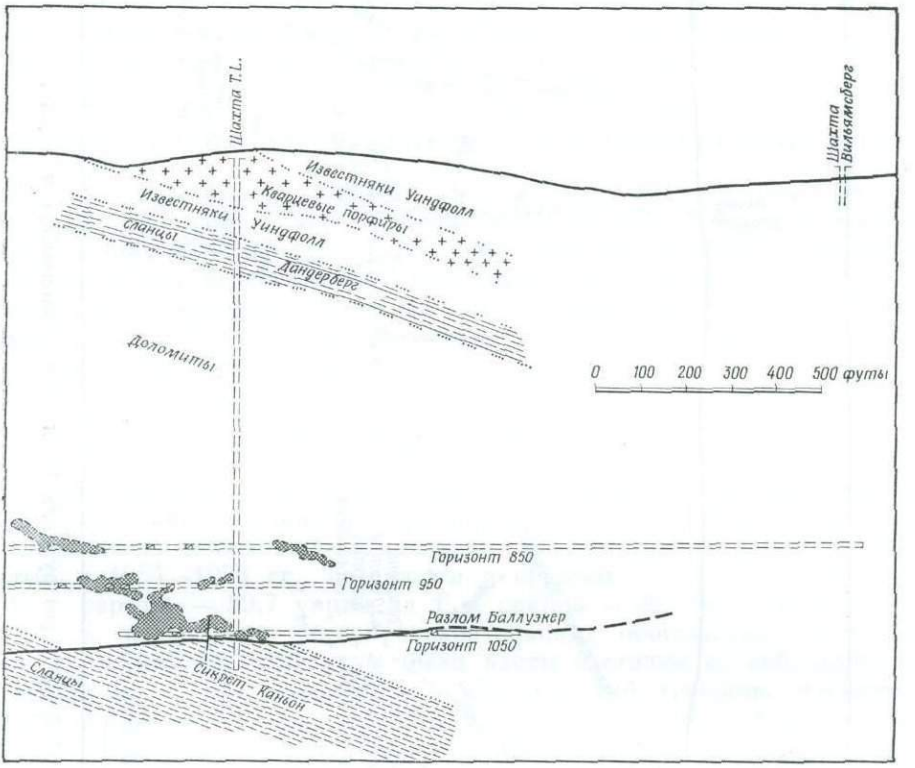
Небольшие партии руды, добытой в то время на площади Адамс-Хилл, были, по данным отчетов, очень богаты золотом (до 2—3 унций на 1 т) и серебром (до 150 унций на 1 *т*). Несомненно, однако, что первичные сортировка и грохочение существенно обогащали добываемый материал против сырой руды.

Руды их «кроличьих нор»— небольших соединяющихся между собой поверхностных выработок в участках, описанных выше силицифицированных доломитов в кровле доломитов Хамберг,— по-видимому, добывались только для извлечения серебра и золота. Возможно, что они были частично обогащены гипергенным серебром. Насколько можно судить по различным признакам в сохранившихся выработках, цветные металлы в рудах скорее всего практически отсутствовали.

Рудник и шахта месторождения T. L.

К северу от площади Адамс-Хилл расположены рудник и шахта месторождения T.L. В 1956—1957 гг. из трех горизонтов этого месторождения — 850, 950 и 1050 футов — корпорацией «Юрика-корпорейшн» было добыто 31 374 т окисленных руд, содержавших в среднем: золота — 0,426 унции на 1 т, серебра — 11,5 унции на 1 т, свинца — 17,2%, цинка — 3,0%. Эти руды залегали в виде относительно самостоятельных тел в нижней трети разреза доломитов Хамберг. В общем рудные залежи месторождения склоняются на северо-восток примерно параллельно сбросу Баллуэкер, смещающему породы примерно на 225 футов по плоскости, простирающейся в северо-восточном направлении с падением на юго-восток под углом 35°. Большинство рудных тел залегают в висячем боку разлома, но не прилегают к нему и не вытягиваются вдоль. Два рудных тела, представляющих исключение

из этого правила, прилегают к разлому непосредственно, подходя к нему из висячего бока под тупыми углами и резко ограничиваясь плоскостью сместителя. Не исключено, что они были срезаны нарушением, что вполне возможно, так как в лежачем боку разлома Баллуэкер есть также два небольших тела, аналогично прилегающих к сбросовой трещине под тупыми углами.



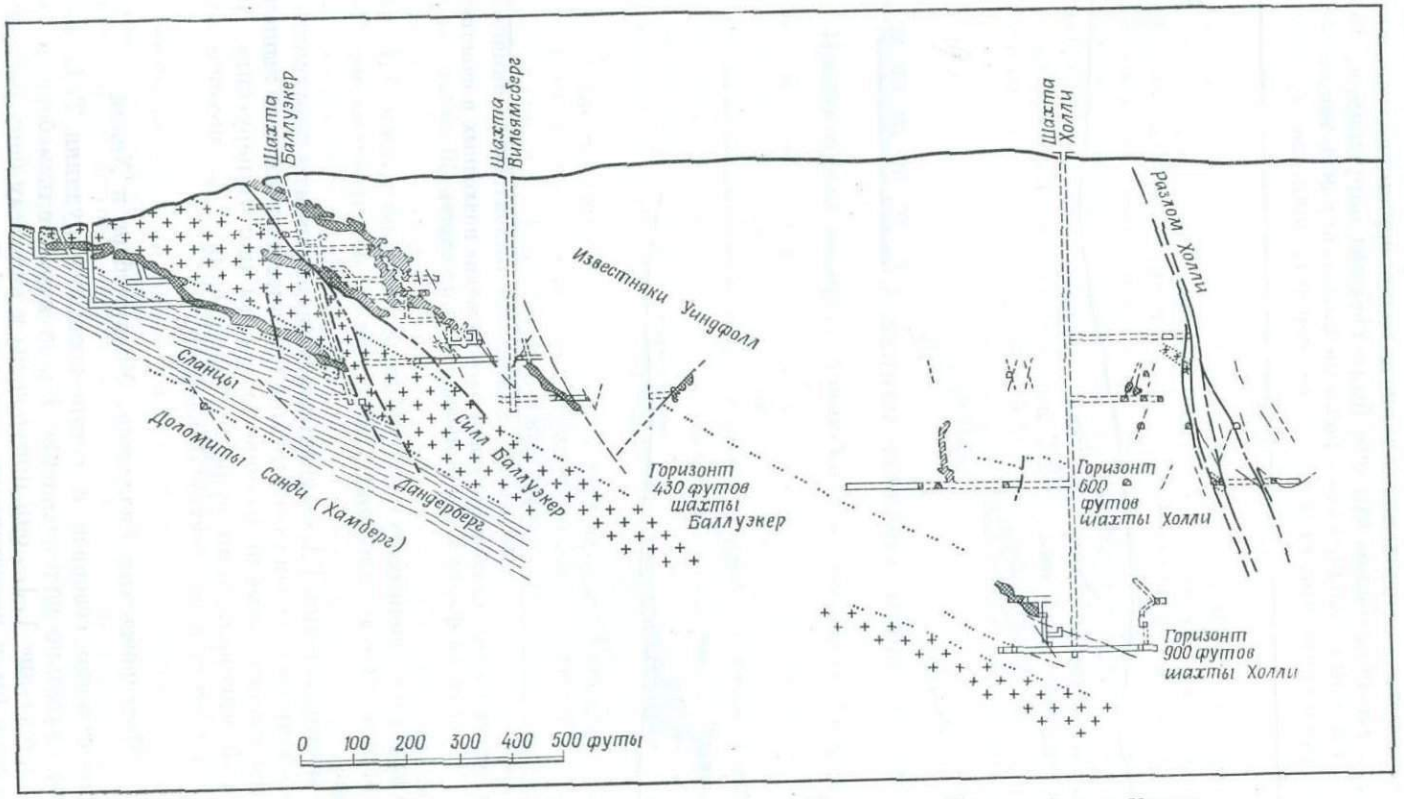
Ф и г. 6. Сводный разрез, иллюстрирующий расположение подходных и очистных выработок на шахте T. L. (в проекции на плоскость СВ 45°).

На фиг. 6 приведен сводный разрез рудных тел месторождения T.L. в проекции на вертикальную плоскость, параллельную простиранию разлома Баллуэкер.

Руды месторождения T.L. представлены скоплениями церуссита, англезита и плюмбоярозита среди существенно железистого жильного выполнения. Встречаются значительные по размерам карманы чистого церуссита. По типу продуктивной минерализации руды месторождения T.L. похожи на руды площади Руби-Хилл в доломитах Эльдорадо.

Месторождения Баллуэкер, Уильямсберг и Холли

Непосредственно севернее и северо-восточнее рудника T. L. расположены последовательно месторождения Баллуэкер, Уильямсберг и Холли. Как и месторождение T. L., они приурочены к висячему боку разлома Баллуэкер. Залежи были представлены свинцово-серебряными рудами разного качества, залегавшими в небольших трещинах в виде плащеобразных и трубообразных горизонтальных тел по плоскостям напластования известняков Уиндфолл (фиг. 7). Большая часть руд месторождения Холли состояла из частично окисленных сульфидов и характеризовалась переменным, но в общем низким коэффициентом извлечения полезных компонентов при



Ф и г. 7. Разрез по азимуту СЗ 80° через рудники Баллуэкер, Уильямсберг и Холли.

обогащении на руднике в середине 20-х годов. Многие рудные тела месторождения Баллуэкер ограничивались или тяготели к контактам кварцевых порфиров силла Баллуэкер.

Зарегистрированная добыча на названных трех самых северных рудниках района составила 74 700 т руды, содержавшей в среднем: золота — 0,235 унции на 1 т, серебра — 28,7 унции на 1 т, свинца — 37,5%. В эти цифры, по-видимому, включены сравнительно низкокачественные концентраты, отправлявшиеся с обогатительной фабрики рудника Холли.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ, РАСПОЛОЖЕННЫЕ ЮЖНЕЕ ПЛОЩАДИ РУБИ-ХИЛЛ

Дюжина небольших рудников расположена на расстоянии от 1 до 4 миль непосредственно к югу от площади Руби-Хилл. Насколько известно, месторождения были представлены окисленными рудами, залегавшими в основном в доломитах Хамберг и частично в доломитах Эльдорадо. Семь рудников дали валовую добычу на сумму более 200 000 долл. каждый. В последние годы работы ведутся только на месторождении Даймонд, принадлежащим «Консолидейтид-Юрика-майнинг-компани».

Месторождение Даймонд

Рудник Даймонд находится в настоящее врема во владении «Консолидейтид-Юрика-майнинг-компани». За период с 1873 по 1939 гг. на месторождении было добыто 84 772 т руды на сумму 2 134 116 долл. Руды, добытые в 1954—1956 гг., содержали в среднем: золота— 0,751 унции на 1 т, серебра — 39,7 унции на 1 т, свинца — 28,1%; стоимость руд, шедших в переплавку без предварительного обогащения, составляла 125,04 долл. за 1 т. Эти руды были взяты частично из небольших тел, приуроченных к крутопадающей меридиональной трещине, частично — из круто склонявшейся рудной трубы небольшого диаметра. Характер залегания тел, по-видимому, контролировался крутопадающей слоистостью доломитов Хамберг и, возможно, скрытыми разрывами. В других рудных районах для аналогичных трубоподобных залежей в известняках также характерно отсутствие явных контролирующих структур.

Месторождение Силвер-Коннор

За период с 1877 по 1921 гг. на месторождении было добыто 5937 т руды на сумму 167 132 долл. [16]. Основным по стоимости извлекаемым металлом было серебро. Рудные тела залегали в разломе Силвер-Коннор, представленным крутопадающей трещиной в доломитах со значительным смещением блоков.

Месторождение Дандерберг

Рудник Дандерберг расположен на 1,75 мили южнее площади Руби-Хилл. За период с 1873 по 1893 гг. на месторождении было добыто 14 293 т руды на сумму 448 000 долл. Согласно Картису [2], руды месторождения Дандерберг по типу весьма сходны с рудами площади Руби-Хилл.

По данным рудничных отчетов 129 партий отправленной в переплавку руды содержали в среднем: золота — 1,29 унции на 1 т, серебра — 31,27 унции на 1 т, свинца — 30%. Рудные тела залегали у кровли доломитов Хамберг в замещенной силикатными минералами породе вблизи риолитовой дайки.

Месторождение Уиндфолл

Примерно в 1,5 милях южнее месторождения Дандерберг также в верхней части разреза доломитов Хамберг расположено месторождение Уиндфолл. За период с 1908 по 1916 гг. на одноименном руднике было добыто 65 000 т руды на сумму 349 000 долл. [16]. Это были довольно низкокачественные золотые руды, почти или совсем не содержавшие цветных металлов. Только в редких небольших партиях присутствовали в заметных количествах свинец и серебро. Как и «кремнеземистые» руды на площади Адамс-Хилл, руды месторождений Дандерберг и Уиндфолл залегают в непосредственной близости со сланцами формации Дандерберг. В окрестностях рудника Уиндфолл доломиты Хамберг интенсивно изменены, по-видимому, гидротермальным выщелачиванием и преобразованы в рыхлый «песчанистый» материал. Пространственно измененные породы распространены шире площадей продуктивной минерализации. Рудные тела месторождения были представлены пятью рудными столбами эллипсоидальной формы диаметром 50—150 футов. Насколько известно, они, возможно, по причине выклинивания, отрабатывались только до небольших глубин, по-видимому, не более 300 футов.

ЗОНАЛЬНОСТЬ

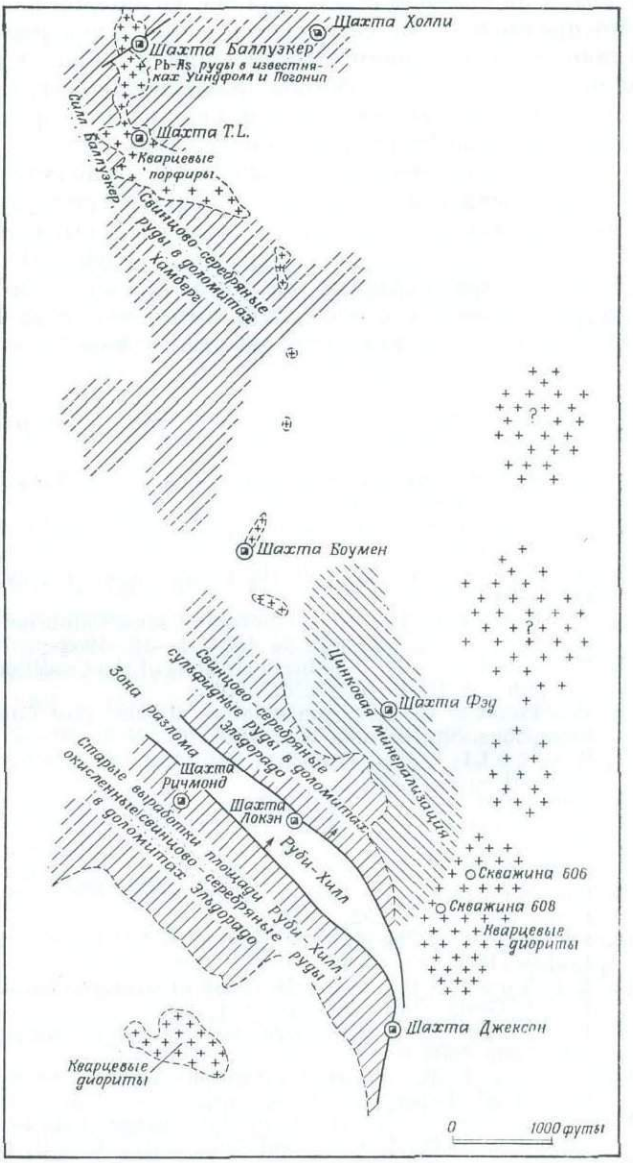
В сравнении с общим типом зональности, установленным с различной полнотой для многих рудных районов запада США с предположительно третичной или позднемезозойской минерализацией, распределение металлов в районе Юрика является аномальным, если генезис всех руд связывать только с небольшим штоком кварцевых диоритов, выходящим южнее площади Руби-Хилл.

Из имеющихся на сегодняшний день данных складывается следующая общая картина: от площади Руби-Хилл на 1,5 мили на север протягивается поле серебряно-свинцовой минерализации, следующей в структурном плане по сводовой части и восточному крылу пологой меридиональной антиклинали, слагающей северную половину района. Этот пояс включает площадь Руби-Хилл, небольшие месторождения площади Адамс-Хилл и месторождение T.L., залегающие ниже сланцев Дандерберг в доломитах Хамберг, и далее к северу — месторождения Баллуэкер, Уильямсберг и Холли, залегающие выше сланцев Дандерберг в известняках Уиндфолл.

По данным пройденных недавно с поверхности 10 скважин северо-восточнее площади Руби-Хилл расположена площадь развития железо-цинковой минерализации с незакономерно распределенными небогатыми скоплениями свинца и серебра и редкими небольшими проявлениями молибдена. Эта площадь с западной и южной сторон примыкает к области распространения свинцово-серебряных руд площади Руби-Хилл. Часть новооткрытых цинковых руд расположена между свинцово-цинковыми залежами площади Руби-Хилл и кварцевыми диоритами, вскрытыми восточнее скважинами 606 и 608 (фиг. 8).

В таких рудных районах, как Бингем в штате Юта, Или в штате Невада, на площади Санта-Рита — Хановер — Фиерро в штате Нью-Мексико и менее явно в Ледвилле и некоторых других районах свинцово-серебряные руды развиты во внешних зонах ореолов минерализации вокруг штокообразных интрузивов. В районах Бингем, Или и Санта-Рита к штокам и к участкам непосредственно вблизи штоков приурочены значительные площади с преимущественно пиритовой минерализацией, содержащей промышленные количества меди и молибдена. В Бингеме в следующей после рассеянных медьсодержащих руд зоне залегают массивные медные руды замещения, содержащие 2—4% меди. Еще дальше от штока зона медных руд сменяется зоной

шириной в одну милю свинцово-цинково-серебряных проявлений. К периферическим частям этого внешнего пояса отмечается возрастание в рудах относительного количества серебра. Аналогично на площади Санта-Рита пояс цинковых руд с очень низкими содержаниями свинца и серебра располагается между интрузивными проявлениями с характерной рассеянной медной минерализацией с одной стороны (рудники Граунд-Хог и Сентрал-Сити) и внешними участками развития свинцово-серебряных руд (рудники Джорджтаун и Шингл-Каньон) с другой. Хотя невозможно привести двух вполне аналогичных в геологическом отношении и по характеру зональности примеров, показательно, что сходные и выдержанные изменения в характере минерализации в направлении от интрузивов отмечаются и в других рудных районах, таких, как Бьютт, Бисби и даже Сан-Хуан в штате Колорадо. Зональность в распределении металлов, а в некоторых рудных районах также сопутствующих вторичных силикатных минералов, появляется особенно явно в регионах с признаками древней вулканической деятельности. В районе Юрика эрозия, очевидно, не обнажила породы достаточно глубоко, чтобы можно было видеть полную картину развития интрузивов и их взаимоотношения с продуктами более поздней минерализации.



Ф и г. 8. Размещение свинцово-серебряной и существенно серебряной (с примесью цинка и свинца) минерализации относительно установленных и предполагаемых интрузивных тел в северной части рудного района Юрика.

Тем не менее уже имеющиеся геологические данные позволяют предполагать определенную зональность размещения руд типа показанной на фиг. 7. Вполне возможно, что маломощные дайки на площади Руби-Хилл и вскрытые севернее буровыми скважинами в зоне разлома Баумен небольшие силлоподобные интрузивные пласты среди сланцев Дандерберг непо-

средственно выше и ниже их, так же как обнажающийся еще дальше на север силл Баллуэкер, являются апофизами более глубинных интрузивов, залегающих параллельно поясу свинцово-серебряных руд с его восточной стороны, а на крайнем севере района, возможно, даже непосредственно под ним. Это предположение согласуется с представлением о меридиональной оси как главном структурном направлении района, контролирующем складчатые и многие разрывные формы, размещение интрузивных тел андезитов, риолитов, кварцевых диоритов и кварцевых порфиров и, наконец, пространственное развитие рудных залежей (фиг. 8).

Возможно, что на глубинах за пределами рентабельной в настоящее время добычи в районе Юрика будут встречены новые области минерализации и рудные тела. Район находится в невыгодных экономических условиях в связи с удаленностью источников энергии. Из-за пространственной разобщенности продуктивных блоков по сбросу Руби-Хилл район Юрика на глубоких горизонтах в настоящее время является наименее геологически изученным из всех крупных рудных районов западных штатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Hague A., Abstract of report on the geology of the Eureka district, Nevada, U.S. Geol. Surv. 3d Ann., Rept., 237—272, 1883.
2. Curtis J. S., Silver-lead deposits of Eureka, Nev., U.S. Geol. Surv. Mono., **7**, 1—200, 1884.
3. Hague A., Geology of the Eureka district, Nevada, U.S. Geol. Surv. Mono., **20**, 419, 1892.
4. Walcott C. D., Nomenclature of some Cambrian Cordilleran formations, Smithsonian Misc. Coll., **53**, pub. № 1804, 1—12, 1908.
5. Walcott C. D., Cambrian sections of the Cordilleran area, Smithsonian Misc. Coll., **53**, pub. № 1812, 166=230, 1908.
6. Walcott C. D., Nomenclature of some post Cambrian and Cambrian Cordilleran formations, Smithsonian Misc. Coll., **67**, № 8, 457—476, 1923.
7. Walcott C. D., Cambrian and Ozarkian trilobites, Smithsonian Misc. Coll., **75**, № 3, 61—146, 1925.
8. Dwight A. S., A brief history of blastfurnace lead smelting in America, Metallurgy of lead and zinc, A.I.M.E., Tr., **121**, 10—12, 1936.
9. Wheeler H. E., Lemmon D. M., Cambrian formations of the Eureka and Pioche districts, Nevada, Univ. Nev. Bull., **33**, № 3, 1—60 (Geol. and Min. ser., № 31).
10. Gianella V. P., Igneous fusion of tuff at Eureka, Nevada (abs.), Geol. Soc. Amer. Bull., **57**, 1251—1252, 1946.
11. Sharp W., The story of Eureka, A.I.M.E., Tr., **178**, 206—217 (Tech. Pub., 2196, 1—12), 1947.
12. Easton W. H., et al., Revision of stratigraphic units in Great Basin, Amer. Assoc. Petrol. Geols. Bull., **37**, 143—151, 1953.
13. Gilluly J., Further light on the Roberts thrust, north-central Nevada, Science, **119**, 423, 1954.
14. Nolan T. B., et al, Stratigraphy in the vicinity of Eureka Nevada, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 276, 1—77, 1956.
15. Jaffe H. W., et al., Lead-alpha determinations of accessory minerals of igneous rocks (1953—1957), U.S. Geol. Sur. Bull., 1097-B, 65—148, 1959.
16. Nolan T. B., The Eureka mining district, Nevada, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 406, 1—78, 1962.
17. Armstrong R. L., Geochronology and geology of the eastern Great Basin in Nevada and Utah, Unpublished Ph. D. Thesis, Yale Univ., 1963.

10

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА ПАРК-СИТИ, ВКЛЮЧАЯ РУДНОЕ ТЕЛО МЕЙФЛАУЭР

М. П. Барнс, Дж. Г. Саймос

Рудный район Парк-Сити расположен в штате Юта, на восточном склоне хребта Уосатч, близ места его сочленения с западной субширотной ветвью гор Юинта.

Первые находки руд относятся к 1869 г.; три года спустя была создана «Онтарио-силвер-майнинг-компани». Последующее открытие жилы Онтарио с очень богатыми серебряными рудами увеличило интерес к району Парк-Сити и послужило толчком к его дальнейшему активному освоению.

За период с 1875 по 1964 г. добыто 14,6 млн. т руды, содержащей 0,6—7,96 г/т золота, 164,4—1650 г/т серебра, 1,2—14,1% свинца, 3,3—12,1% цинка и 0,02—0,67% меди. Суммарное извлечение металлов составило: около 27559 кг золота, около 6735 т серебра, 1153 тыс. т свинца, более 596 тыс. т цинка и около 49,8 тыс. т меди.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Общая мощность осадочных толщ района Парк-Сити, включая породы, вскрытые самыми глубокими горными выработками, превышает 7000 футов, но на геологической карте показаны не все эти образования, так как некоторые из них нигде не выходят на дневную поверхность. Баутвелл [2] в целом верно охарактеризовал условия залегания, обнаженность и геологическую позицию всех формаций, породы которых выходят на поверхность.

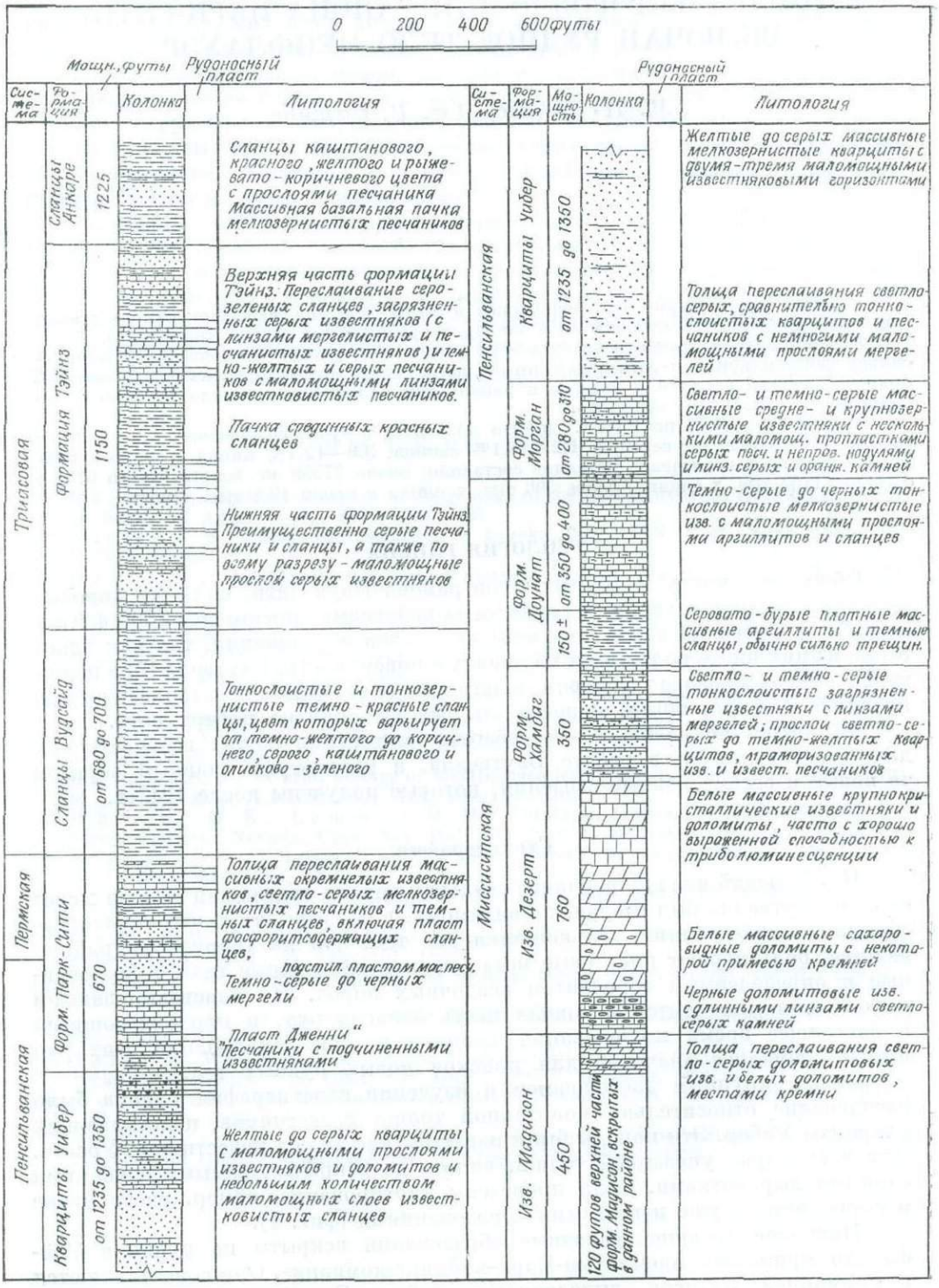
Мы будем по возможности избегать повторения общих геологических данных, имеющихся в работе Баутвелла, а рассмотрим главным образом те новые и весьма ценные сведения, которые получены после 1912 г.

Стратиграфия

Наибольший вклад в познание геологии района со времени выхода в свет сводки Баутвелла был сделан, по-видимому, в области детальных стратиграфических исследований. Объясняется это тем, что на территории района важную роль играют пластовые метасоматические рудные тела, приуроченные к определенным горизонтам осадочных пород. На пластовые залежи до сих пор приходится основная часть запасов руд, и продолжающиеся в настоящее время исследования закономерностей локализации этих руд имеют громадное значение для поисков новых рудных тел.

Самым крупным достижением в изучении стратиграфии района было расчленение относительно монотонной толщи известняков, подстилающих кварциты Уибер. Эти породы были известны как толща известняков Уосатч. Для всех пород указанной толщи, вплоть до вскрытых самыми глубокими горными выработками, были проведены картирование, обмер, расчленение и корреляция с уже известными образованиями (фиг. 1).

Наиболее древние осадочные образования вскрыты на руднике Мейфлауэр, принадлежащем «Нью-Парк-майнинг-компани». Они сопоставляются с формацией Мадисон, выделенной в районе Биг-Коттонвуд и имеющей раннемиссисипский возраст [7]. Самой молодой формацией консолидированных пород являются нижнеюрские песчаники Наггит, причем от эрозии сохранились лишь базальные пачки этой формации, выходящие на поверх-



Фиг. 1. Сводная стратиграфическая колонка района Парк-Сити, штат Юта.

ность вдоль одного из высоких хребтов. Таким образом, на территории района развиты осадочные образования от каменноугольных до нижнеюрских, а также гораздо более молодые вулканиты и рыхлые четвертичные отложения.

В районе известны породы следующих формаций, перечисленные от древних к молодым: Мадисон, Дезерт, Хамбаг и Доунат миссисипского возраста; Морган и Уибер пенсильванского возраста; Парк-Сити с фауной как пенсильванского, так и пермского возраста и, наконец, триасовые формации Вудсайд, Тэйнз и Анкаре [2].

Формация Мадисон. Горными выработками вскрыты только верхние 120 футов этой формации, подсеченные на горизонте 2000 футов рудника Мейфлауэр. Отождествление этой пачки с отложениями формации Мадисон, ближайший выход которых находится в каньоне Биг-Коттонвуд, следует рассматривать как условное, поскольку в пределах рудного поля облик пород изменен метаморфизмом, а следы окаменелостей в них полностью уничтожены. Тем не менее вскрытые выработками породы по литологическому составу ближе всего именно к породам формации Мадисон и, кроме того, совершенно аналогичны последним по положению в стратиграфическом разрезе.

В горных выработках вскрыто переслаивание доломитовых известняков, мергелей и белых доломитов, которые ниже сменяются белыми и светло-серыми доломитами с белыми и черными известняками и несколькими невыдержанными горизонтами кремней. Литологические отличия указанной толщи от эталонных пород формации Мадисон, по мнению Калкинса [7], могут объясняться влиянием близко расположенных крупных интрузивных тел и связанными с ними минеральными новообразованиями.

Рудная минерализация в породах данной формации пока не обнаружена, поэтому ее практическое значение остается неясным.

Формация Дезерт. Породы этой формации вскрыты многими горными выработками, пересекающими ядро антиклинали Парк-Сити. Они, как правило, располагаются близ крупных интрузивных тел и поэтому всюду в различной степени минерализованы. Согласный контакт с породами подстилающей формации Мадисон вскрыт лишь в одном участке. Верхний контакт с породами формации Хамбаг также согласный.

Общая мощность формации Дезерт по замерам на руднике Мейфлауэр равна примерно 760 футам. Верхние 260 футов представлены грубослоистыми белыми и светло-серыми мраморизованными известняками, подчиненными доломитами и песчанистыми (?) известняками. На руднике Онтарио породы верхней части формации Дезерт нередко обнаруживают способность к триболюминесценции, что, вообще говоря, этой формации не свойственно. Средние 350 футов представлены массивными белыми сахаровидными доломитами с небольшим количеством кремней. На нижних 150 футах толща сложена черными доломитовыми известняками с маломощными прослоями бледно-серых кремней и тонким горизонтом светло-серого ячеистого доломита, который подстилается пластом черных мергелей мощностью несколько футов.

Формация Хамбаг. Массивные белые известняки и доломиты формации Дезерт перекрываются толщей переслаивающихся известняков и песчаников. На руднике Онтарио формация Хамбаг представлена известняками, песчанистыми известняками, кварцитами, песчаниками и известковистыми песчаниками, пласты которых незакономерно чередуются на интервале около 350 футов. Выделение и корреляция этой толщи с низами формации Хамбаг, развитой в районе Коттонвуд — Американ-Форк, судя по описанию Калкинса [7], были произведены на основе литологического сходства. Гармоу [11] детально изучил и промерил разрез формации в районе Коттонвуд и тщательно закартировал ее на месторождениях Онтарио и Мейфлауэр. Именно он установил, что толща переслаивающихся пород на этих место-

рождениях относится к формации Хамбаг. Детальный разрез формации был получен в результате картирования подземных горных выработок на сравнительно небольшом участке рудника Онтарио, и лишь дальнейшие исследования позволят выяснить, насколько точно разрез выдерживается за пределами рудника. Результаты бурения вдали от рудника Онтарио показывают, что характерные черты разреза сохраняются на значительной части территории района. В других районах, по данным работавших там геологов, для формации характерно незакономерное увеличение и уменьшение мощностей отдельных горизонтов вплоть до превращения их в серию линз и полного выклинивания [11]. Выявление таких особенностей осложняется редкостью сети подземных горных выработок, а на участке, охватывающем рудники Онтарио и Мейфлауэр, где выработок много, выяснение стратиграфических деталей затруднено из-за метаморфизма пород.

Для удобства картирования формация разделена на две пачки. Верхняя представлена 100 футами белых и серых кристаллических известняков с прослоями мергелей и с разрозненными маломощными линзами алевролитов и аргиллитов. Нижнюю пачку обычно называют кварцито-песчаниковой: она сложена переслаивающимися кварцитами, известняками и песчаниками, пласты которых имеют мощность от 3 до 40 футов при общей мощности толщи около 250 футов. Поскольку многие горизонты формации Хамбаг интенсивно замещались рудой, указанные пачки были тщательно закартированы и прослежены по всей площади месторождения.

Формация Доунат. В районе Парк-Сити она представлена черными и темно-серыми плотными тонкослоистыми известняками с подчиненными маломощными прослоями сланцев и аргиллитов. Известняки окварцованы и скарнированы, а их мощность достигает 350—400 футов. В основании формации залегает выдержанный горизонт аргиллитов мощностью около 150 футов, подошва которого условно считается границей между формациями Хамбаг и Доунат.

Калкинс [7] первоначально включил темные известняки формации Доунат в формацию Хамбаг, но литологическое различие между темными известняками и аргиллитами Доунат и более светлыми известняками и песчаниками Хамбаг, хорошо заметное при подземном картировании, делает проведение границы между формациями по подошве мощного пласта аргиллитов более удобным.

Наблюдения за взаимоотношениями оруденения с породами формации Доунат в подземных горных выработках около рудных тел и вдали от них показывают, что эти породы были весьма неблагоприятны для метасоматического рудоотложения. Уплотнение известняка при метаморфизме вследствие окварцевания и замещения силикатами делает его почти непроницаемым для растворов, а кроме того, оказалось, что многие метасоматические рудные тела, залегающие в верхах пачки известняков Хамбаг, экранируются базальным пластом аргиллитов. Вообще говоря, в породах формации Доунат оруденение распространено, но оно представлено лишь жилами выполнения, приуроченными к мощным тектоническим зонам.

Формация Морган [1]. По свидетельству Гармоу [11], в районе Биг-Коттонвуд формация Морган имеет мощность 329 футов и сложена преимущественно серыми разнозернистыми кристаллическими известняками с отчетливо выраженной слоистостью; в известняках встречаются округлые гнезда и линзы кремней. Это описание почти целиком приложимо к породам, относимым к формации Морган в районе Парк-Сити, если не считать несколько меньшей мощности последних, а также их более разнообразной окраски

[1] По последним данным Геологической службы США, формация Морган параллелизуется с формацией Раунд-Валли северной Юты, поэтому наименование Раунд-Валли в последнее время принято и для района Парк-Сити.

и осветления, что связано с метаморфизмом. Мощность толщи в районе колеблется от 280 до 310 футов, т. е. практически она однообразна по всему разрезу при незначительных вариациях состава и мощности отдельных слоев. Для формации в целом весьма характерны неравномерно рассеянные нодули и линзы белых, серых, оранжевых и розоватых кремней, что отличает формацию Морган от прочих известняковых толщ района.

Калкинс и Гармоу при картировании района Биг-Коттонвуд обнаружили базальный горизонт формации Морган, представленный конгломератами, и на этом основании предположили существование небольшого углового несогласия между формациями Морган и Доунат. В районе Парк-Сити контакт этих формаций вскрыт горными выработками в нескольких местах, но ни конгломератов, ни углового несогласия не наблюдается, однако резкие литологические различия между указанными толщами и приуроченная к их границе смена пенсильванской фауны миссисипской свидетельствуют о перерыве в осадконакоплении и о принципиальной возможности несогласия.

Верхняя стратиграфическая граница формации Морган отмечена резкой, хорошо заметной сменой известняков кварцитами формации Уибер. В тех немногих местах, где контакт виден, он выглядит согласным.

Кварциты Уибер. Эта формация выделена в районе Парк-Сити в результате стратиграфических и палеонтологических исследований, давших возможность параллелизовать ее с толщей массивных серых кварцитов, обнаруженной в каньоне Уибер [2]. До этого мощная толща кварцитов носила наименование «кварциты Онтарио», по названию крупнейшего в районе рудника. Хотя в толще нет никаких окаменелостей, она имеет, бесспорно, пенсильванский возраст, так как подстилается и перекрывается фаунистически охарактеризованными пенсильванскими отложениями. На кварциты приходится преобладающая часть разреза формации, но известны и переходы от чистых кварцитов через песчаники и известковистые песчаники к глинистым песчаникам, песчанистым известнякам, мергелям и, наконец, к совершенно чистым известнякам и доломитам, роль которых незначительна [15].

Формация условно подразделяется на три пачки — нижнюю, среднюю и верхнюю. Верхняя пачка мощностью около 360 футов состоит из пятишести маломощных пластов известняков и доломитов, ритмически чередующихся с более мощными пластами кварцитов. Средняя пачка общей мощностью от 560 до 580 футов состоит из совершенно чистых массивных тонкозернистых ортокварцитов и лишь двух-трех маломощных горизонтов известняков. В нижней пачке мощностью примерно 300 футов чередуются маломощные пласты кварцитов, песчаников и тонкозернистых мергелей.

По результатам детального картирования подземных горных выработок общая мощность формации составляет примерно 1235 футов и от 1215 до 1350 футов, если говорить о районе в целом.

Формация Парк-Сити. Это название присвоено формации в связи с тем, что именно в ее породах залегают богатые рудные тела, открытые на заре истории горнопромышленного освоения района. Значительная часть земной поверхности занята отложениями формации Парк-Сити, однако коренных обнажений немного и они невелики по размерам. Реконструкция стратиграфического разреза по этим обнажениям сильно затруднена из-за широкого распространения разрывных нарушений и интенсивных контактово-метаморфических изменений. Таким образом, главным источником фактических материалов для стратиграфических построений являются кери буровых скважин и документация подземных горных выработок, в том числе очистных.

Одной из самых характерных черт данной формации является литологическое разнообразие относящихся к ней пород. Здесь преобладают известняки, но наряду с ними известны песчаники, тонкие прослои сланцев и маломощный фосфатный горизонт, расположенный примерно в средней части

разреза. В пределах формации установлена целая гамма разнообразных известняков от массивных серых тонкокристаллических до тонкослоистых черных, содержащих фауну и перемежающихся с очень тонкими сланцевыми прослоями. Пачки известнякового состава часто разделены горизонтами песчаников, кварцитов и песчанистых известняков различной мощности. Суммарная мощность толщи составляет примерно 670 футов.

Контакт формаций Парк-Сити и Уибер в подземных выработках обнаруживается с большим трудом, так как нижняя часть разреза формации Парк-Сити сложена песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками, переходящими ближе к контакту в кварциты. Границей между формациями принято считать подошву самого нижнего известнякового прослоя, но обнаружить его очень нелегко.

Существенные литологические изменения при переходе от формации Парк-Сити к сланцам Вудсайд позволяют больше доверять установленной палеонтологами резкой смене фауны Парк-Сити пенсильванского-пермского возраста триасовой фауной формации Тэйнз. Сланцы Вудсайд, по-видимому, фаунистически немы, но Баутвелл [2] отнес их вместе с формацией Тэйнз к триасу, так как по литологическим особенностям обе формации очень похожи. Хотя между формациями Парк-Сити и Вудсайд никакого несогласия не замечено, переход от массивных известняков в кровле формации Парк-Сити к тонкослоистым сланцам Вудсайд резкий и хорошо заметный.

Сланцы Вудсайд. Это литологически единая толща, сложенная довольно однообразными тонкослоистыми и тонкозернистыми темно-красными сланцами. Правда, на отдельных интервалах разреза происходит постепенное увеличение размера зерен и порода приобретает песчанистый облик; окраска также местами переходит в темно-желтую, коричневую, серую и оливково-зеленую. Породы этой толщи в рельефе слагают пологие слабо расчлененные склоны, обычно покрытые обильной растительностью.

Лучшие разрезы формации Вудсайд вскрыты подземными горными выработками. Кроме разреза по шахте «Сильвер-Кинг-консолидейтед», описанного Баутвеллом [2], толща Вудсайд полностью пересечена квершлагом Спиро и частично вскрыта выработками на многих других рудничных участках. Установить истинную мощность пород данной формации оказалось довольно трудно из-за сильной дизъюнктивной нарушенности и отсутствия маркирующих пластов. Детальное изучение формаций, залегающих стратиграфически ниже и выше толщи Вудсайд, позволило довольно точно оценить мощность последней в 680—700 футов.

Сланцы Вудсайд совершенно не содержат оруденения и практически не оказывают больше влияния и на гидрогеологические условия добычи руд, так как на всех рудниках, как правило, залегают в дренированной выработками части разреза.

Формация Тэйнз. Породы этой формации хорошо вскрыты эрозией. Они слагают гребни хребтов и борта каньонов в значительной части северо-западного сектора района и, кроме того, также закартированы в восточном крыле антиклинали Парк-Сити. Часть разреза хорошо видна во втором дренажном квершлаге рудника Онтарио. Формация Тэйнз, для которой характерны тонкослоистые известняки с прослоями сланцев и грубозернистых обломочных пород, залегает согласно с подстилающими ее сланцами Вудсайд и перекрывающими сланцами Энкаре. Вся толща делится пачкой срединных красных сланцев на две примерно равные по мощности части — верхнюю и нижнюю, причем верхняя несколько богаче карбонатными породами. Хотя чисто известняковые горизонты немногочисленны и маломощны, в разрезе явно преобладают породы с той или иной долей карбонатного вещества.

Горизонты совершенно чистых известняков из верхней и нижней частей разреза оказались благоприятными для замещения рудным веществом, что наблюдается во многих участках, в частности вдоль хребта Кресент,

где были сделаны первые в районе находки руды в старых рудниках Кресент и Пинион. В связи с доказанной в прошлом рудоносностью пород формации изучению ее литологических особенностей, естественно, уделялось большое внимание.

Формация Тэйнз закартирована очень детально, и в настоящее время выполнено тщательное описание ее разреза. Удалось выделить несколько рудоносных горизонтов, наиболее продуктивные из которых получили специальные названия. По данным замеров суммарная мощность формации составляет примерно 1150 футов. Различные горизонты формации, выделенные по литологическим признакам, очень хорошо прослеживаются, причем на большом протяжении их относительное положение в разрезе не меняется. Иными словами, различные интервалы разреза формации, вскрытые в том или ином месте, можно идентифицировать с помощью детального изучения последовательности и мощностей различных слоев и пачек и сравнения полученного разреза с типовым. Для удобства при картировании за контакт между формациями Тэйнз и Вудсайд принята подошва самого нижнего горизонта известняков.

Сланцы Энкаре и песчаники Наггит. Толща песчаников Наггит является самой молодой формацией консолидированных осадочных пород, но от эрозии сохранилась лишь ее нижняя часть, которая обнажена вдоль хребта Джупитер в северо-западном углу района [1]. Эта толща согласно подстилается сланцами Энкаре, которые лучше всего обнажены на отрезке хребта между Парк-Сити и каньоном Биг-Коттонвуд. Обе формации хорошо описаны в других работах [2, 7], и, поскольку оруденение с ними не связано, здесь мы воздержимся от их подробного рассмотрения.

Изверженные породы. Они слагают примерно одну треть площади района и развиты преимущественно в его южной части, где служат вмещающими для многих рудных тел. Преобладающая часть изверженных пород принадлежит к трем пространственно разобщенным петрографическим разностям: интрузивным диоритам, диоритовым порфиритам и эффузивным андезитам. Диориты слагают наиболее расчлененные скалистые хребты и, в частности, самый высокий массив района. Они распространены на юго-западной окраине рудоносной площади и по отдельным выходам прослеживаются далее к каньонам Биг-Коттонвуд и Снейк-Крик. Это темно-серые довольно мелкозернистые породы с небольшим содержанием кварца, но столь обильным ортоклазом, что их можно считать переходными к монцонитам. Темноцветные минералы в них представлены биотитом, роговой обманкой и авгитом, иногда — гиперстеном [7].

Диоритовые порфириты распространены шире прочих изверженных пород. Они слагают преимущественно штокообразные тела в восточной и южной частях района и мелкие разрозненные выходы на западе и северо-востоке. В участках распространения минерализации эти порфириты образуют неправильные апофизы и дайки, отходящие от штоков, а кроме того, немногочисленные силлы.

Это породы с темно-зеленой основной массой, крупными белыми вкрапленниками полевого шпата и мелкими вкрапленниками темноцветных минералов — роговой обманки, биотита и подчиненного авгита. Основная масса породы сложена агрегатом ксеноморфных зерен [2] и даже под лупой выглядит весьма тонкозернистой.

Оба указанных типа диоритов хорошо различаются макроскопически. По составу они довольно точно соответствуют своему названию, если не считать некоторых участков, где эти породы из-за повышенного содержания

[1] Недавнее картирование, проведенное Геологической службой США, показало, что песчаники хребта Джупитер относятся к толще сланцев Энкаре, а не являются базальным горизонтом формации Наггит.

кварца превращаются по существу в кварцевые диориты и кварцево-диоритовые порфириты.

Единственным представителем излившихся пород являются эффузивы свиты Китли, покрывающие небольшую площадь на северо-восточной окраине и протягивающиеся к востоку на много миль за его пределы. По составу это андезиты — розоватые или зеленоватые пятнистые породы, обычно имеющие на свежем сколе серый цвет. Макроскопически они состоят из плотной тонкозернистой основной массы, в которой рассеяны вкрапленники полевого шпата, роговой обманки и слюды [2].

Структура

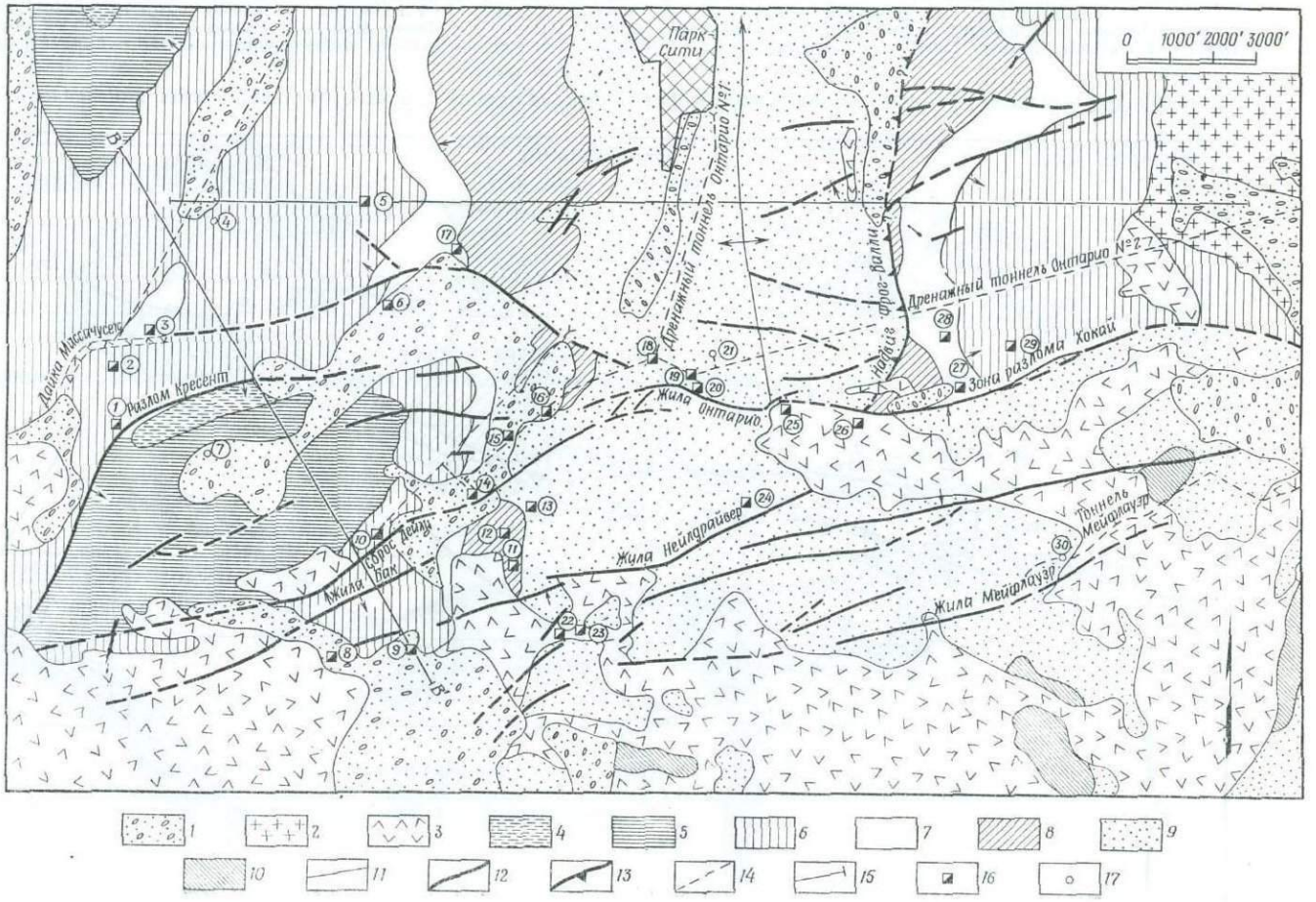
Главным структурным элементом является меридиональная антиклиналь Парк-Сити, которая в центральной части района полого погружается к северу. К западу от нее располагается примерно параллельная, гораздо более широкая синклиналь, западное крыло которой распространяется на территорию соседнего района Биг-Коттонвуд. Располагающаяся в крыле синклинали минерализованная зона имеет слегка волнистое моноклинальное залегание с падением на северо-запад. Осадочные толщи, слагающие восточное крыло антиклинали, перекрыты андезитовым покровом.

Широкие складки первого порядка сильно нарушены внедрением интрузий и мощными широтными разломами (примерно перпендикулярными оси складок), под влиянием которых возникли мелкие наложенные складки и флексуры. Описание структурных особенностей района в работе Баутвелла [2] сделано достаточно точно. Более поздние исследования позволили уточнить контуры главных структур и относительное положение рудопроявлений и месторождений. Основные черты геологического строения района отражены на схематизированной геологической карте (фиг. 2), отличия которой от старой карты Баутвелла весьма незначительны. Детализация старых данных стала возможной благодаря крупномасштабному картированию подземных выработок. На фиг. 3 геологическое строение района спроектировано на одну горизонтальную плоскость, проходящую через одноименные горизонты различных месторождений. Фиг. 4 и 5 представляют собой разрезы, положение которых показано на фиг. 2 и 3.

Сопоставление данных изучения различных структурных элементов с целью установления истории геологического развития района приводит к следующим основным выводам.

Одним из самых ранних разрывных нарушений, по-видимому, является описанный Баутвеллом [2] «большой комбинированный надвиг», названный надвигом Фрог-Валли. Он имеет субмеридиональное простирание и расположен примерно в миле к востоку от города Парк-Сити. По надвигу кварциты Уибер пенсильванского возраста контактируют с триасовыми породами формации Тэйнз и перекрывают отложения формаций Вудсайд и Парк-Сити. Надвиг, по всей вероятности, тесно связан во времени со складкообразованием и предшествует всем сбросовым нарушениям. В подземных выработках рудника Силвер-Кинг закартированы более мелкие надвиги, также предшествующие сбросам и, возможно, принадлежащие системе надвига Фрог-Валли. Найти главный надвиг в подземных выработках оказалось весьма трудно. Разведочные работы последних лет на участке Дейли-Джадж позволили установить повторение некоторых участков разреза и значительное увеличение мощности некоторых литологических комплексов, что наводит на мысль о существовании именно там одного из подземных продолжений главного надвига.

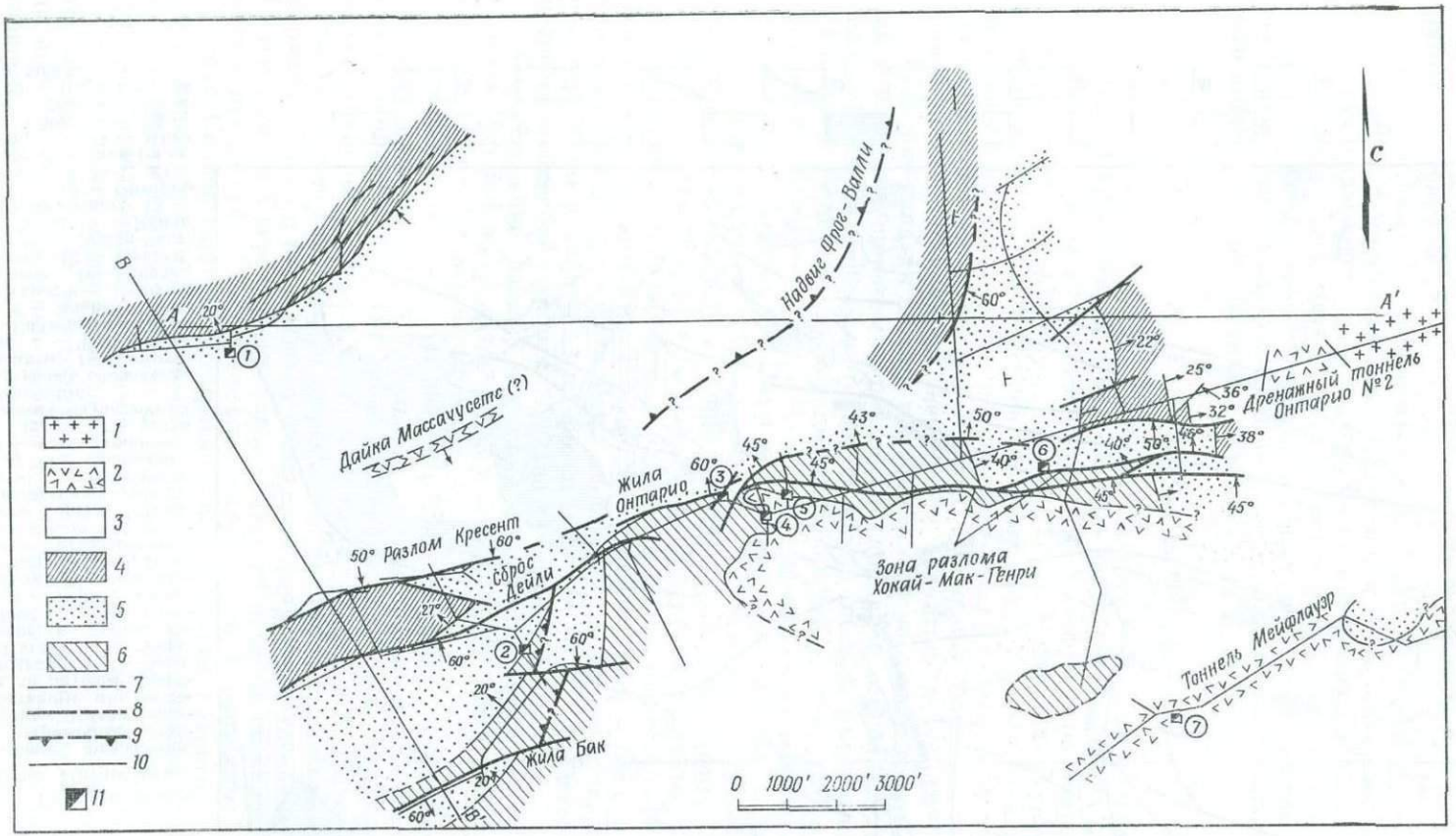
Внедрение тел изверженных пород и образование крупных сбросов тесно связаны друг с другом на всей территории района; оба события происходили позже складкообразования и надвигов. Диориты и диоритовые порфи-



Ф и г. 2. Геологическая карта района Парк-Сити.

1 — четвертичные отложения, аллювий; *2* — третичные отложения, эффузивы Китли (андезиты); *3*—третичные или меловые диориты, диоритовые порфириты и гранодиориты; *4* — юра, песчаники Наггит; *5* — триас, сланцы Энкаре; *6* — триас, известняки Тэйнз; *7*—триас, сланцы Вудсайд; *8* — пермь, формация Парк-Сити; *9* — пенсильванские кварциты Уибер; *10* — нерасчлененные отложения пенсильванской и миссисипской систем, формации Морган, Доунат, Хамбаг и известняки Дезерт; *11* — контакты; *12* — сбросы; *13* — надвиги; *14* — дренажные тоннели; *15* — устья тоннелей; *16* — устья шахт; *17*—устья шахт, пройденных из подземных выработок.

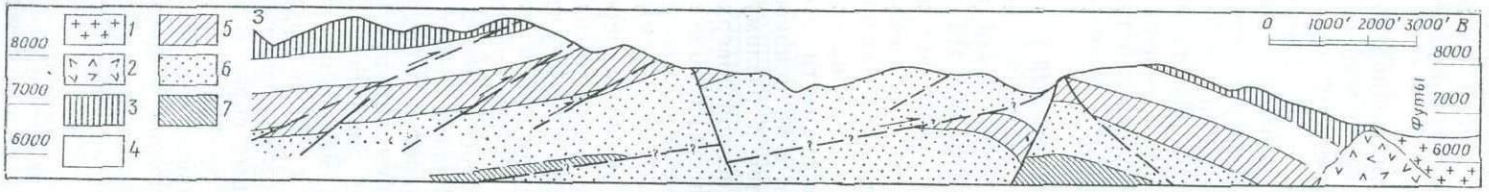
Цифрами в кружках обозначены следующие шахты: *1*—Кистоун; *2* — Комсток; *3* — Тэйнз; *4* — Вест-Энд; 5—Силвер-Кинг (Консолидейтед); 6 — Элайенс-Кинг; 7 — Силвер-Хилл; 8 — Джоунз; 9 — Нью-Куинси; 10—Джадж; 11 — Литл-Белл; 12 — Куинси; 13 — Мазепа; 14 — Дейли-Уэст; 15 — Дэйли № 1; 16 — Дейли № 2; 17 — Силвер-Кинг; 18 — Онтарио № 3, 19 — Онтарио № 2; 20 — Онтарио № 1; 21— Онтарио № 5; 22—Лаки-Билл; 23 — Флагшток; 24 — Нью-Йорк; 25 — Лейк-Леди; 26 — Лоуэлл; 27 — Хокай; 28 — Парк-Юта; 29 — Парк-Юта № 1; 30 — Мейфлауэр.



Ф и г. 3. Сводный геологический план горизонта, соответствующего горизонту 1500 футов рудника Онтарио (примерно 6300 футов над уровнем моря).

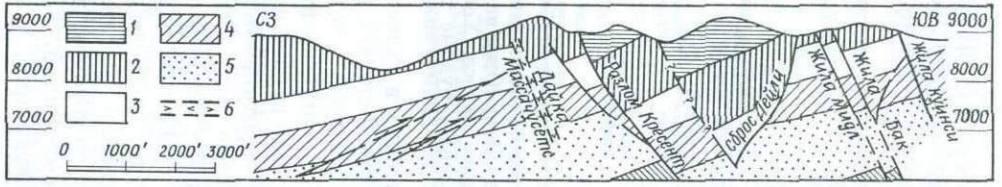
1 — третичные андезиты Китли; *2* — третичные или меловые диориты, диоритовые порфириты и гранодиориты; *3* — триас, сланцы Вудсайд; *4* — пермь, формация Парк-Сити; *5* — пенсильванская система, кварциты Уибер; *6* — нерасчлененные отложения пенсильванской и миссисипской систем, формации Морган, Доунат, Хамбаг и Дезерт; *7* — контакты; *8* — сбросы; *9* — надвиг; *10* — подземные выработки; *11* — устья шахт.

Цифрами в кружках обозначены следующие шахты: 1 — Вест-Энд; 2 — Дейли-Уэст; 3 — Онтарио № 3; 4 — Онтарио № 2; 5 — Онтарио № 5; *6 — Парк-Юта; 7 — Мейфлауэр.*



Ф и г. 4. Геологический разрез по линии $A - A'$.

1 — андезиты; *2* — диориты; *3* — формация Тэйнз; *4* — сланцы Вудсайд; *5* — формация Парк-Сити; *6* — кварциты Уибер; *7* — формация Морган.

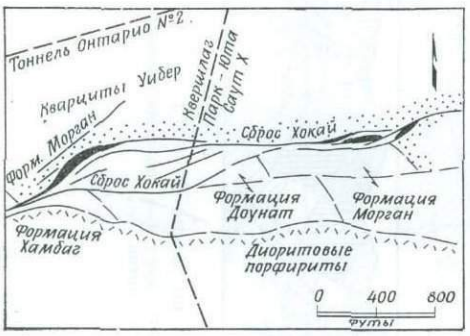


Ф и г. 5. Геологический разрез по линии $B - B'$.

1 — формация Энкаре; *2* — формация Тэйнз; *3* — сланцы Вудсайд; *4* — формация Парк-Сити; *5* — кварциты Уибер; *6* — дайка диоритов.

риты слагают крупные, неправильной формы штоки, протягивающиеся *приблизительно в широтном направлении вдоль южной границы района* и за его пределы в районы Биг-Коттонвуд и Алта, где приобретают гранодиоритовый и кварцево-монцонитовый облик.

Та же широтная ориентировка характерна для мощной зоны сбросов, проходящих через центральную часть рудоносной площади. Непосредственно к этим сбросам приурочена значительная часть рудных тел. На восточной окраине района прослежен сброс Хокай — Мак-Генри — мощное нарушение с северным падением, плоскость которого почти совпадает с контактом интрузива диоритовых порфиритов, но непосредственно по нему не проходит. К этому разлому приурочено одно из главных мелкопрожилковых рудных тел района, расположенное там, где сброс разветвляется и образует структуру типа гистерезисной петли (фиг. 6) [1]. Смещение по сбросу было значительным: истинная амплитуда составляет примерно 600—800 футов.



Ф и г. 6. Схематический геологический план участка рудника Парк-Юта, на котором видны морфология сброса Хокай с «гистерезисной петлей» и рудные тела.

Другой мощный разлом, обнаруженный в подземных выработках к северу от сброса Хокай, назван сбросом Джефферсон. На протяжении нескольких тысяч футов он примерно параллелен разлому Хокай по простиранию и падению и, возможно, сочленяется с ним на западном фланге. На поверхности этот сброс не обнаружен, и не исключено, что он причленяется к разлому Хокай, не достигая дневной поверхности.

Западнее, в самом центре рудника Онтарио, шток диоритовых порфиритов переходит в апофизу и далее выклинивается. Здесь сбросы Хокай и Джефферсон теряются, превращаясь в серию кулисных сбросов северо-восточного простирания, за которой снова появляется широтная рудоносная зона сброса Онтарио. Последний носит название сброса-жилы, потому что этот сброс с истинной амплитудой смещения около 200—300 футов интенсивно минерализован на большом протяжении. Еще дальше к западу разлом Онтарио выклинивается, после того как между ним и сбросом Дейли появляется мощная серия апофиз типа «конского хвоста». Разлом Дейли — это тоже крупный сброс с северным падением, который далее к западу становится мощнее, что, однако, сопровождается уменьшением амплитуды смещения. Этот сброс постепенно выклинивается в штоке диоритов Клейтон-Пик. Разлом Дейли на некотором протяжении также минерализован и может быть назван сбросом-жилой. В районе имеются и другие крупные сбросы субширотного простирания, хотя и несколько отличающиеся от описанных. Зона Кресент, представляющая собой мощный сброс с южным падением к северу от разлома Дейли, также является составной частью широкой субширотной ослабленной зоны, причем на отдельных участках она минерализована. К северу от центральной системы разломов, в пределах участка Силвер-Кинг, на интервале в несколько тысяч футов прослеживается дайково-сбросовая система Массачусетс — Мак-Грегор. Подобным образом

[1] Cymoid loop structure — этому термину в русской научной терминологии точного эквивалента нет. Буквальный перевод означает: «структура типа волнообразной петли», но подразумевается петля, возникающая при раздвоении трещины в участке плавного изгиба, после которого ветви снова сливаются в единую трещину, продолжающуюся с прежней ориентировкой. Термин «структура типа гистерезисной петли» в этом случае наиболее выразителен. — *Прим. перев.*

к югу от центральной системы расположены минерализованные сбросы Средний (Мидл) и Бак; с ними связаны крупные рудные тела. Расположенный в юго-восточном углу района разлом Мейфлауэр тоже является широтным сбросом, который вместе с более мелкими оперяющими трещинами, образующими системы типа «конского хвоста», вмещает хорошо выдержанные богатые рудные тела, залегающие в кварцевых диоритах.

Для всех разломов, относящихся к центральной системе сбросов, характерны мелкие сопряженные с ними трещины. Они обычно имеют более крутое падение, чем основные нарушения, и характеризуются отсутствием или небольшой амплитудой смещения. Эти дополнительные трещины могли играть весьма существенную роль в формировании многих рудных тел.

Поскольку все крупные сбросы в той или иной мере минерализованы, им приписывают дорудный возраст, однако почти вдоль всех сбросов центральной зоны проявились сильные послеминерализационные подвижки. Они происходили и по другим сбросовым нарушениям района, что позволяет говорить о неоднократных перемещениях по разломам. Например, в ходе эксплуатационных работ по сбросу Кресент зафиксированы перемещения блоков с амплитудой от нескольких дюймов до нескольких футов. Наблюдаемое в некоторых выработках выдавливание глинки из полости нарушений свидетельствует о том, что разломы до сих пор продолжают развиваться.

Возраст минерализации

Вслед за складкообразованием и надвигами происходило внедрение интрузий и возникновение сбросов, после чего стали возможными миграция рудоносных растворов и отложение руд. По существующим представлениям, главные структурные деформации в районе хребта Уосатч связаны с ларамийским орогенезом (верхнемеловое или нижнетретичное время) и посторогенным внедрением интрузий.

Эти представления справедливы и для района Парк-Сити, где самой молодой осадочной толщей, смятой в складки и прорванной интрузивами, была юрская, что указывает по крайней мере на послеюрский возраст орогенеза и магматизма.

Имеющиеся в районе диориты Клейтон-Пик генетически родственны гранодиоритам Алта и кварцевым монцонитам Коттонвуд, развитым западнее. По мнению Калкинса и Батлера [7], интрузии внедрялись в такой последовательности: диориты Клейтон — гранодиориты Алта — кварцевые монцониты Коттонвуд. Полевые наблюдения пока позволяют подтвердить лишь относительный возраст первых двух образований. Для упомянутых интрузивных пород сделано много изотопных определений возраста. По данным Геологической службы США [12], определения α-свинцовым методом приводят к следующим значениям возраста интрузивов: Клейтон — от 40 до 48 млн. лет, Алта — 54 млн. лет и Литл-Коттонвуд — 46 млн. лет. Олдрич [13], используя рубидий-стронциевый метод, определил возраст штока Коттонвуд 25 млн. лет. Армстронг [16] обобщил все сделанные до него определения и калий-аргоновым методом установил, что возраст штока Алта 39(+6, —2) млн. лет и штока Коттонвуд 22(+3, —2) млн. лет.

Все приведенные результаты вполне укладываются в рамки третичного периода, охватывая время от эоцена до нижнего олигоцена, согласно последней геохронологической шкале [14].

Таким образом, из геологических соотношений, наблюдаемых в поле, следует, что возраст интрузивов диоритов и диоритовых порфиритов и последующей минерализации в районе Парк-Сити послеюрский. Данные абсолютной геохронологии позволяют уточнить возраст интрузивов и считать его эоценовым или ранне-среднетретичным.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В районе Парк-Сити много рудных тел, каждое из которых имеет специфические черты, но все они в целом относятся к трем морфологическим типам — жилообразным залежам и жилам, пластовым метасоматическим телам и неправильным метасоматическим залежам. Они распространены на площади примерно 3 × 5 миль, охватывая вертикальный интервал в несколько тысяч футов. Единые рудные тела с такой вертикальной протяженностью имеются лишь на рудниках Мейфлауэр и Онтарио. Морфология рудных тел различна на разных месторождениях. Эти вариации и степень их проявления обусловлены геологической обстановкой, т. е. зависят от особенностей вмещающих пород и структур. Описание морфологии рудных тел и их минерального состава удобнее всего дать по типам рудных тел в зависимости от их геологической позиции.

Жильные месторождения

Многие рудные тела, относимые к жильному типу, нередко сопровождаются избирательным послойным замещением околожильных пород. Если руда в основном контролируется секущими трещинами, такие рудные тела классифицируются как жильные.

Главные жильные тела развиты вдоль сбросов Онтарио, Дейли, Мейфлауэр и Хокай. Практика показала, что эти рудные тела отличаются не только высоким качеством руд, но и хорошо выдержаны на глубину от нескольких сотен до 1500 футов и более. Залежь Мейфлауэр — самая протяженная: ее промышленное оруденение прослежено ниже самого глубокого горизонта 2400 футов.

Рудные зоны Онтарио и Дейли. Открытие рудной зоны Онтарио когда-то ознаменовало начало горного промысла в районе. Богатые серебряные руды прослеживались от поверхности до глубины примерно 1300 футов. Ниже суммарная мощность системы рудолокализующих трещин увеличивалась, но трещины становились более разреженными, а оруденение фиксировалось в виде изолированных пятен, качество руд ухудшалось, возрастала роль сфалерита и пирита. Главная жила Онтарио была разведана по простиранию на 5000 футов, из которых интервал промышленного оруденения составлял 4500 футов. Близ западного фланга жилы Онтарио рудное тело пересекало три юго-западных апофизы сброса Дейли, где руда добывалась на протяжении еще 2500 футов по простиранию. Верхние части рудных тел Онтарио и Дейли залегали в кварцитах Уибер, которые в зоне разлома были интенсивно брекчированы. Системы открытых трещин служили идеальными путями миграции минералообразующих растворов, а позднее — вместилищами громадных объемов поверхностных вод, которые долго были для горняков сущим проклятием.

На горизонте 1300 футов, уже не в кварцитах, а в известняках Морган и Доунат, рудоносная трещинная зона становится менее отчетливой, трещины утоньшаются, а минерализация в них заметно ухудшается. Указанная смена кварцитов известняками в сущности совпадает с нижними окончаниями богатых и непрерывных рудных столбов жил Онтарио и Дейли.

Восточное окончание рудной зоны Онтарио расположено против системы поперечных северо-восточных сбросов, наиболее мощный из которых Биллингслей и Лайон [3] назвали сбросом № 9. Эти разломы (Биллингслей присвоил им порядковые номера) образуют упомянутую выше кулисную систему, расположенную между сбросами Хокай и Джефферсон и рудной зоной Онтарио. Некоторые из поперечных северо-восточных разломов, в частности № 9, вероятно, протягиваются на значительное расстояние к северо-востоку, где они должны подойти к северному куполу интрузива диоритовых порфиритов.

На западе рудное тело Дейли выклинивалось, но был прослежен безрудный отрезок сброса Дейли протяженностью около 1000 футов, за которым неожиданно обнаружили рудное тело Дейли-Уэст. Оно отрабатывалось на протяжении 2500 футов рудником Дейли-Уэст и еще на 2000 футов рудником Дейли-Джадж. Средний вертикальный размах промышленного оруденения, приуроченного к западной части сброса Дейли, составлял всего лишь 650 футов. Руда в рудных столбах Дейли-Уэст и Дейли-Джадж не была ни столь богатой, ни столь выдержанной, как главные столбы в восточной части того же разлома, если не считать значительного по масштабам и богатого оруденения пластово-метасоматического типа, обнаруженного близ шахты Джадж.

Минеральный состав. По данным Баутвелла, для верхних горизонтов рудников Онтарио и Дейли характерны серебросодержащие свинцовые руды с некоторой долей цинка и иногда меди [2]. Согласно недавним наблюдениям, это заключение остается справедливым даже для самых глубоких горизонтов, хотя с глубиной и возрастает роль сфалерита и пирита.

Первичные руды сложены серебросодержащим галенитом, сфалеритом, блеклой рудой, пиритом и жильным кварцем. Содержание серебра в галените изменяется в разных рудных столбах, но высокие содержания связаны в основном с тетраэдритом, который образует тесные сростки с галенитом и сфалеритом.

Если не считать вторичных минералов и продуктов окисления, минеральный состав руд всего района довольно прост. Можно говорить о том, что руды отлагались главным образом в одну стадию. Некоторые наблюдения на глубоких горизонтах рудника Онтарио наводят на мысль о неоднократном привносе рудного вещества в связи с подвижками, приводившими к локальному брекчированию, но надежных доказательств для этого нет. Если и было несколько стадий минерализации, то различия между соответствующими минеральными ассоциациями незначительны.

При макроскопическом изучении руд устанавливается следующая последовательность выделения минералов: кварц, пирит, сфалерит, галенит, тетраэдрит и кальцит. Пирит есть и более ранний, и более поздний по сравнению с остальными сульфидами, а также и одновременный с ними. Пирит самой поздней генерации образует натечные сосцевидные (reniform) агрегаты и мог быть отложен из вадозных вод, как и многие кальцитовые прожилки.

Рудная зона Мейфлауэр. Рудник Мейфлауэр расположен в юго-восточном углу района, близ центральной части крупного блока, ограниченного с севера разломом Хокай и с юга — разломом Литл-Белл. Последний описан Баутвеллом [2] под названием разлома Коттонвуд-Каньон. В пределах этого блока, ограниченного сбросами и имеющего на поверхности ширину около 7000 футов, располагается сеть сопряженных разломов, контролирующих систему жил месторождения Мейфлауэр. Месторождение расположено на восточном крыле антиклинали Парк-Сити, сложенном на поверхности в основном кварцитами Уибер, поле которых с трех сторон окаймляется штоками третичных диоритов.

Жильная система месторождения представлена четырьмя жилами, имеющими простирание от субширотного до северо-восточного. Их названия, с севера на юг: Перл, Перл-Сплит, № 3 и Мейфлауэр. Это свинцово-цинковые жилы, содержащие заметные количества золота, серебра и меди; главным жильным минералом является кварц. Хотя жилы связаны между собой, все они различаются по морфологии и текстурам руд, а жила Мейфлауэр существенно отличается от прочих и по минеральному составу.

Жила Перл. Она имеет простирание СВ 80° и северо-западное падение под углом 80—90°. Разведочные выработки целиком проходили в кварцевых диоритах и диоритовых порфиритах. На верхних горизонтах рудника жила была непромышленной, но с глубиной наблюдалось нарастание протяжен-

ности обогащенных интервалов и увеличение интенсивности минерализации. Обогащенные рудные столбы жилы Перл обычно не превышали 100—200 футов по простиранию. Недавно при разведке нижних горизонтов обнаружено промышленное оруденение, прослеженное по горизонтали на 800 футов. На западном фланге жила ухудшается и проследить ее среди осадочных пород не удается.

Жила Перл — маломощная, но четкая — сложена хрупким сахаровидным кварцем с оторочками сульфидов. Полосчатое сложение жильной массы, занорыши, крустификационные и параллельно-шестоватые текстуры весьма типичны для жилы и наводят на мысль об эпитермальном характере минерализации.

Обломки вмещающих пород в жиле и околожильные породы почти всегда хлоритизированы на расстояние до нескольких футов от жилы.

Сульфиды представлены пиритом, галенитом, сфалеритом и халькопиритом. Обычен гематит, иногда встречаются родохрозит и родонит. В некоторых рудных столбах содержание свинца и цинка ничтожно. Золото является одним из важнейших компонентов, содержание серебра и меди гораздо выше, чем в жиле Мейфлауэр. Золото — весьма тонкозернистое — встречается вместе с сульфидами и иногда с гематитом. Очень устойчива ассоциация золота с халькопиритом, но появление золота в ассоциации с пиритом, сфалеритом, галенитом или гематитом, вероятно, не подчиняется никакой закономерности. Серебро встречается там же, где золото, но отношение этих двух компонентов руд — величина не постоянная.

Жила Перл-Сплит. Это маломощная жила, играющая роль перемычки между жилами Перл и Мейфлауэр. Она напоминает Перл по морфологии, текстурам и минеральному составу, но рудные столбы в ней были невелики, как и запасы руды. Простирание жилы Перл-Сплит СВ 30—40°, падение северо-западное под углом 70—80°. Промышленный интервал этой жилы был максимальным (550 футов) на горизонте 1270 футов, но уменьшился до 50 футов на горизонте 2000 футов.

Жила № 3. Эта жила также является связующей между жилами Перл и Мейфлауэр. В отличие от Перл-Сплит она на большем протяжении примерно параллельна им по простиранию и приближается к ним благодаря резким волнистым изгибам. Она достаточно хорошо выражена на горизонте 1630 футов, а ниже горизонта 1880 футов становится еще более четкой и мощной.

В отличие от жилы Перл-Сплит с четкими и ровными контактами для жилы № 3 обычны ступенчатые изгибы и частые превращения в систему переплетающихся субпараллельных кварцевых прожилков с полосчатыми выделениями сульфидов и гематита. Вмещающие породы в непосредственном контакте с жилой сильно хлоритизированы. Протяженность обогащенных рудных столбов по простиранию колеблется от 100 до 300 футов.

По минеральному составу жилы № 3 и Перл практически аналогичны. Главным жильным минералом является кварц, почти всегда присутствует гематит, временами встречаются родохрозит и родонит. Сульфиды представлены пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Как и в жиле Перл, золото ассоциирует с халькопиритом и в меньшей мере с другими сульфидами и гематитом.

Жила Мейфлауэр. Имеет северо-восточное простирание (60—80°) и падает на северо-запад под углом 60—70°. Она когда-то была самой продуктивной жилой рудника, но в противоположность жилам Перл и № 3 качество ее руд резко ухудшилось с глубиной. Жила отрабатывалась почти от поверхности до горизонта 2000 футов, а наиболее продуктивной она была между горизонтами 600 и 1755 футов. Продуктивная часть жилы залегала преимущественно в диоритах, однако хорошие руды встречались и в осадочных породах. На восточном фланге рудной зоны метасоматические столбы приурочены

к известнякам формаций Морган, Доунат, Хамбаг и верхней части формации Дезерт.

Основным жильным минералом является кварц, обычно в ассоциации с небольшим количеством кальцита, родохрозита и родонита. Среди рудных минералов преобладают пирит, сфалерит и галенит, подчиненное значение имеет халькопирит; довольно часто встречается гематит; содержания золота и серебра невелики. На западном фланге рудной зоны Мейфлауэр на горизонтах 1500 и 1630 футов известны небольшие рудные столбы, в которых основными рудными минералами являются энаргит, серебросодержащий тетраэдрит, халькопирит и халькозин за счет уменьшения роли галенита и сфалерита.

Рудная зона Хокай. Богатая серебряная руда в зоне мощного сброса в каньоне Мак-Генри была обнаружена уже в 1870 г. В начале 20-х годов текущего столетия из дренажного квершлага № 2 рудника Онтарио был пройден на юг квершлаг для подсечения сброса Хокай примерно в 1500 футах ниже дневной поверхности. Выработка подсекла руду, и последующими разведочными работами «Парк-Юта-компани» вдоль разлома Хокай было оконтурено два рудных столба — Восточный и Западный Парк-Юта (фиг. 6).

По свидетельству Хьюитта [6], все оруденение, обнаруженное на территории рудника Парк-Юта, носило мелкопрожилковый характер, за исключением незначительных пластовых залежей в известняках Уосатч. Мощность жил, слагающих прожилковые тела, колеблется от 3 до 80 футов, падение прожилков северное, под углом 40—50°. Рудные столбы имеют линзовидную форму; их протяженность различна, а максимальная достигает 900 футов. В разрезе поперек рудного тела параллельные полосы сульфидов, приуроченные к трещинам, чередуются с полосами измененных известняков.

Основные рудные столбы протягиваются по восстанию от горизонта 1950 футов до горизонта 450 футов, а затем выклиниваются. Самые глубокие выработки первых десятилетий нашего века, пройденные с поверхности, не дошли до этих глубоких столбов всего 50 футов. Между горизонтами 1850 и 1950 футов главная жила расщепляется на ряд маломощных минерализованных проводников и становится непромышленной.

Висячий бок рудных столбов сложен почти нацело кварцитами Уибер, которые в лежачем боку встречаются лишь на верхних горизонтах. Амплитуда смещения по сбросу Хокай оценивается примерно в 800—1200 футов.

Стивенс [8], одним из последних изучавший рудные тела Парк-Юта, пишет: «Вмещающие породы, по-видимому, оказывали заметное влияние на локализацию рудных тел Парк-Юта. Кварциты Уибер, слагающие висячий бок рудоносной структуры, благоприятствовали миграции рудного вещества во вмещающие породы, в стороны от трещин. Выработки горизонта 1950 футов были пройдены близ основания толщи кварцитов Уибер, и весьма возможно, что одной из причин расщепления жилы Парк-Юта в этом сечении на ряд проводников является смена вмещающих пород». Стивенс также считает, что выклинивание промышленного оруденения на горизонтах 1950 футов было частично обусловлено изменением структурной обстановки, в частности выполаживанием и последующим исчезновением погружающегося структурного изгиба (structural arc) контролировавшего западный рудный столб между горизонтами 800 и 1800 футов [8].

Указанный структурный изгиб (см. фиг. 6) располагается близ западного окончания «гистерезисной петли» сброса Хокай. Такой же изгиб проявлен, но менее четко, в зоне восточного рудного тела. Открытые флексуроподобные структуры этого типа, вероятно, выполаживаются и постепенно исчезают в менее компетентных известняках, подстилающих кварциты Уибер.

Минеральный состав рудных тел Парк-Юта. В западном рудном теле Парк-Юта верхняя часть, от поверхности до горизонта 800 футов, была сложена галенитом с подчиненным сфалеритом, причем оба минерала содержали

много серебра. Обогащение серебром, по-видимому, в значительной мере связано с супергенными процессами. В средней части, между горизонтами 800 и 1800 футов, было много кварца, галенита и сфалерита и некоторое количество обогащенной серебром блеклой руды [6].

Восточное рудное тело протягивалось по восстанию лишь до горизонта 1100 футов и было полностью окислено между горизонтами 1100 и 1400 футов. В окисленной части жила состояла из ожелезненного кварца с редкими зелеными пятнами вторичных медных минералов. Из этой руды можно было извлекать практически только серебро. Первичные руды были сложены в основном кварцем с блеклой рудой и аргентитом, которые сопровождались второстепенными галенитом и сфалеритом. На самых глубоких горизонтах обнаружены только рассеянные гнезда галенита и сфалерита.

Прочие жильные тела. На территории «Парк-Сити-консолидейтед-компани» севернее дренажного квершлага № 2 рудника Онтарио была разведана и разрабатывалась система маломощных жил в кварцитах Уибер с промышленным оруденением между горизонтами 300 и 1400 футов. Оруденение было локализовано в узких рудных столбах, а самая мощная и богатая жила, именовавшаяся сбросом-жилой Ист-Креснет, тяготела к сбросу с вертикальной амплитудой около 250 футов.

Это была богатая серебром руда с тетраэдритом, аргентитом и красной серебряной рудой в жильной массе, сложенной кварцем и манган-кальцитом [9].

Помимо главных, уже описанных рудных тел, имеется много рудных тел и месторождений, в которых жильный тип руд играет подчиненную роль, а основные запасы руды сосредоточены в пластообразных метасоматических залежах. Вообще говоря, жильные тела разбросаны широко по всему району и имеют ограниченные размеры по простиранию и падению. Поэтому более целесообразно, не описывая их подробно в этом разделе, уделить им место в следующем.

Метасоматические рудные тела

Для описания метасоматических залежей района Парк-Сити удобно сгруппировать их по территориальному признаку, что лучше всего сделать, взяв за основу бывшие рудники, хотя все они и принадлежат сейчас «Юнайтед-Парк-Сити-майнз-компани».

Пластообразные метасоматические тела рудников Дейли-Уэст и Дейли-Джадж залегают в сходной геологической обстановке и могут рассматриваться вместе. Метасоматические руды рудника Силвер-Кинг весьма своеобразны и поэтому заслуживают особого внимания. Значительно отличаются от всех прочих метасоматические рудные тела, недавно открытые на руднике Онтарио. Их описанием можно завершить изложение сведений о рудных месторождениях района.

Метасоматическое оруденение месторождений Дейли-Уэст и Дейли-Джадж. Здесь известно четыре главных метасоматических рудных тела, которые издавна именуются жилами. Мы сохраняем этот исторически унаследованный термин, хотя он и не совсем точен.

Все метасоматические рудные тела рассматриваемых месторождений залегают в породах формации Парк-Сити, смятых к западу от антиклинали Парк-Сити в пологую синклинальную складку. Интересующий нас участок синклинали расположен между мощным разломом Дейли на севере и неровным контактом интрузива на юге. Такая структурная обстановка оказалась благоприятной для развития процессов метасоматоза вдоль четырех субмеридиональных «жильных» систем, представляющих собой минерализованные разломы или зоны дизъюнктивных нарушений с небольшими амплитудами

смещений, мигрируя по которым рудоносные растворы достигали благоприятных для замещения пластов.

Породы формации Парк-Сити в этом участке подверглись большему метаморфизму, чем в других местах, вследствие близости к крупному интрузиву. Макроскопически метаморфизм проявился преимущественно в осветлении и обесцвечивании осадочных пород, особенно тех, которые изначально обладали более темной окраской. Кроме того, породы подверглись перекристаллизации и не очень сильному замещению силикатами, что сделало их более массивными.

Упоминавшиеся выше четыре рудные зоны («жилы») носят следующие наименования, с севера на юг: Ролл, Средняя, Бак и 1240. В этом порядке они и будут описаны.

Жила Ролл. В очистных выработках видно, что жила приурочена к четкому, круто падающему на юг сбросу с амплитудой около 50 футов. Этот сброс («разлом Ролл») почти пересекается со сбросом Дейли около шахты Джадж и протягивается далее к востоку. Оруденение локализовано в одном из горизонтов формации Парк-Сити, который расположен примерно в 100 футах выше контакта с формацией Уибер и состоит из пласта окремнелых известняков мощностью 18—22 фута, залегающего между двумя маломощными пачками кварцитов. Этот рудоносный пласт, впервые описанный Дженни [1], оказался самым благоприятным для оруденения горизонтом, если даже говорить о районе в целом. Он до сих пор носит название «пласта Дженни» и широко известен, так как вмещает крупные пластовые залежи «жильной» системы Силвер-Кинг и другие метасоматические залежи того же участка.

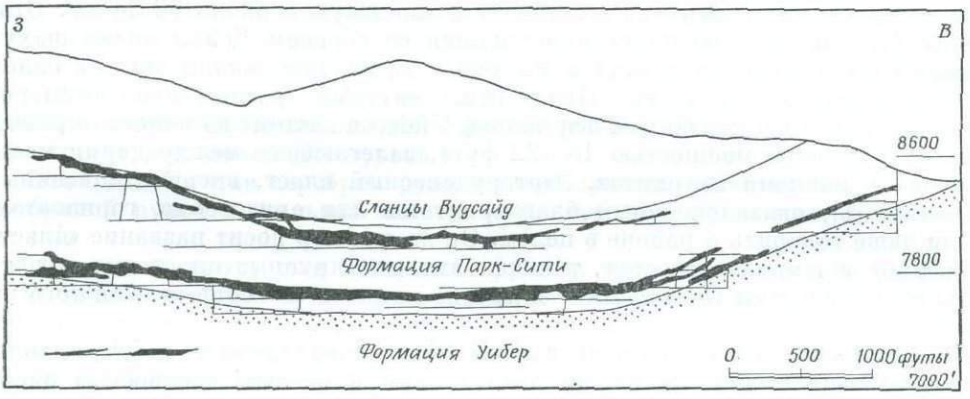
Метасоматическая рудная залежь Ролл представляет собой пологое плоское тело с неправильными очертаниями и средней мощностью около 200 футов. Мощность увеличивается в средней части тела, где оно приурочивается к разлому Ролл, и уменьшается к флангам. Очистная выработка протягивается по восстанию пласта от горизонта 1200 футов рудника Джадж почти до поверхности в руднике Дейли-Уэст, т. е. на расстояние более 2000 футов. На всю длину рудного тела стратиграфически выше и ниже его иных рудных тел нет и лишь в одном участке непосредственно ниже горизонта 1200 футов на руднике Джадж, где разлом Ролл сближается со сбросом Дейли, на нижних горизонтах обнаружено невыдержанное тело массивных метасоматических руд в пластине раздробленных вмещающих пород между двумя нарушениями. Это оруденение, вероятно, фиксирует часть главного канала, по которому рудообразующие растворы мигрировали к залежи Ролл.

Руда в залежи сложена в основном серебросодержащим галенитом при подчиненной роли тетраэдрита и сфалерита. По мере приближения к поверхности возрастала степень окисления руд. Из залежи Ролл извлечено примерно 123 000 т руды.

Жила Средняя. Эта рудная зона приурочена к серии трещин и мелких сбросов, а также к нескольким круто падающим на юг дайкам диоритового порфирита. Вся эта структурная зона почти параллельна сбросу Дейли и меняет простирание от ЮЗ 250° до почти широтного на минерализованном отрезке. Оруденение относится к пластово-метасоматическому типу и локализуется в двух горизонтах формации Парк-Сити вдоль зоны дизъюнктивов и даек. Наиболее богатое промышленное оруденение приурочено и здесь к известняковому «пласту Дженни» и к прилегающим к нему слоям известняковой кровли и подошвы, одновременно тяготея к участкам повышенной трещиноватости. Протяженность части пласта, содержавшей промышленное оруденение, превышала 6000 футов при ширине до 150 футов и мощности от 25 до 100 футов и более, причем на флангах мощность постепенно уменьшалась до нуля.

В 1923 г. на продолжении Средней жильной зоны было открыто новое рудное тело пластово-метасоматического типа, приуроченное к так называемому горизонту 920, почти в кровле формации Парк-Сити. В этой части разреза формация Парк-Сити представлена маломощными прослоями песчаников и кварцитов в плотных массивных известняках. Продуктивность горизонта не столь велика, как «пласта Дженни», но сами породы по свойствам почти столь же благоприятны для оруденения. Рудное тело горизонта 920 достигает в длину 4500 футов и несколько меньше в поперечнике, чем рудное тело Дженни.

Оба последних рудных тела приурочены, как видно на фиг. 7, к донной части трога синклинали Парк-Сити. Они весьма сходны по составу и качеству руд. Рудные тела выклиниваются с расщеплением на обоих крыльях



Ф и г. 7. Продольный разрез через очистные выработки Средней «жилы» рудников Дейли-Джадж и Дейли-Уэст.

трога, хотя рудоконтролирующие структурные элементы, т. е. трещиноватость и дайки порфиритов, продолжаются за пределы рудных тел на восток и запад.

Рудные минералы в этих телах те же, что и в рудном теле Ролл, а жильные представлены в основном только кварцем. Следует заметить, что оба рудных тела близ выклинивания на западном фланге резко обогащены пиритом. По имеющимся данным, из Средней жильной системы добыто 2 587 900 т руды.

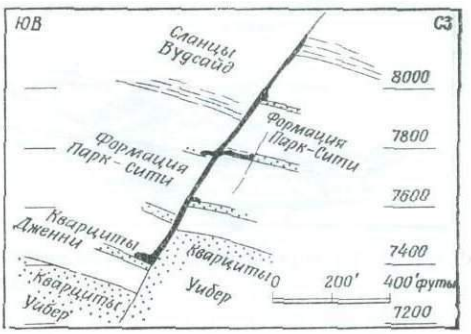
Жила Бак. Оруденение локализовано вдоль жилы-сброса с вертикальной амплитудой около 250 футов и с крутым южным падением. Сброс Бак почти параллелен Средней жильной зоне по простиранию и падению и расположен в 300 футах южнее. Промышленное оруденение сконцентрировано в виде достаточно индивидуализированных рудных столбов, разделенных безрудными промежутками. Морфологически оруденение относится к прожилковому и пластово-метасоматическому типам, причем руды последнего типа развиваются в благоприятных для замещения горизонтах непосредственно около минерализованных трещин. На фиг. 8 показано, как развивается замещение вдоль нарушения, образуя ответвления вдоль благоприятных горизонтов висячего и лежачего боков.

Как и для рудных тел Ролл и Среднего, наиболее существенное пластовое оруденение приурочено к горизонту Дженни, однако в рудном теле Бак пластовые руды, кроме того, отрабатывались по крайней мере из четырех других горизонтов формации Парк-Сити. Благоприятные горизонты этого участка снизу вверх следующие: Дженни, 1243 («кварцитовый»), 1254 («песчаниковый») и 920. При разведке рудного тела Бак выяснилось, что ни один из рудных столбов не продолжается сколько-нибудь заметно вниз, в квар-

циты Уибер. Действительно, ниже опущенной части контакта формаций Парк-Сити и Уибер руда никогда не добывалась и лишь в последние годы обнаружено богатое оруденение около нижнего продолжения разлома Бак, т. е. ниже подошвы кварцитов Уибер, а также около другого разлома, висячий бок которого слагают кварциты Уибер, а лежачий — известняки формации Морган. При прослеживании этого оруденения вверх выяснилось, что, как только кварциты Уибер появляются в обоих крыльях нарушений, рудные тела резко уменьшаются в мощности и становятся практически непромышленными.

Жила 1240. Это рудное тело приурочено к зоне не очень крупного нарушения, ответвляющегося от жилы Бак на западном фланге и протягивающегося на расстояние около 1000 футов в южном направлении. Оруденение целиком пластово-метасоматического типа, локализованное в породах горизонта 920, которое отрабатывалось вместе с рудами месторождения Бак.

Из метасоматических и прожилковых рудных тел «жилы» Бак добыто примерно 662 700 т руды. По минеральному составу и качеству эти руды были весьма похожи на руды «жил» Средней и Ролл.



Ф и г. 8. Поперечный разрез через жилу Бак рудника Джадж.

Метасоматические тела рудника Силвер-Кинг. Своей давней известностью рудник обязан богатым рудам, добывавшимся из серии протяженных, но узких пластовых залежей типа «манто», приуроченных к нижней части разреза формации Парк-Сити. Рудные тела расположены вдоль северо-западного крыла антиклинали Парк-Сити и протягиваются в западном направлении к осевой части соседней синклинали на расстояние около 10 000 футов. Почти все они приурочены к пласту Дженни и отрабатывались на вертикальном интервале около 2000 футов вдоль пяти «жильных» систем, причем изменения содержаний металлов в рудах были сравнительно небольшими.

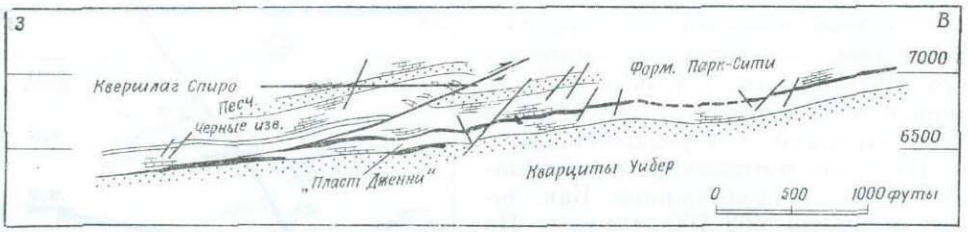
Породы формации Парк-Сити на участке Силвер-Кинг свежие, не подвергшиеся гидротермальным изменениям даже в непосредственной близости к рудным телам. На всем этом большом участке в отличие от рудников Дейли-Уэст и Джадж не наблюдается ни осветления, ни прочих признаков метаморфизма пород. Единственным интрузивным телом здесь является дайка диоритовых порфиритов, приуроченная к разлому Комсток — Массачусетс, проходящему через территорию рудников Силвер-Кинг и Силвер-Кинг-Вестерн. Дайка на большей части своего протяжения не обнаруживает видимой связи с оруденением.

Рудные тела приурочены к участку моноклинального залегания пород с падением на северо-запад под углом 20° и северо-восточным простиранием, которое меняется от 70 до 80° по мере движения от крыла антиклинали к осевой части синклинального трога в северо-западном секторе района. Моноклиналь нарушена несколькими небольшими надвигами очень раннего заложения, простирание которых совпадает с простиранием осадочных пород.

Более поздние сбросы образуют систему крутых широтных разломов и мелких нарушений, наложенных на более ранние структуры. Эти небольшие разломы и сбросы располагаются к северу от сброса Кресент и других дизъюнктивов центральной зоны разломов. Они, вероятно, играли роль рудоподводящих каналов для метасоматических залежей. По большинству из этих трещин смещения отсутствуют или были небольшими. Нарушения

быстро выклиниваются по восстанию, переходя в некомпетентные мергелистые известняки формации Парк-Сити, но превращаются в зоны дробления и рассланцевания в подстилающих кварцитах, поэтому их распространение ограничено в основном нижней частью указанной формации.

Рано возникшие пологие надвиги также оказывали некоторое влияние на локализацию рудных столбов. Оно заключалось главным образом в структурной подготовке пород, дробление которых приводило к увеличению их пористости и проницаемости для рудоносных растворов. Например, в крайней северо-западной части рудника Силвер-Кинг один из надвигов проходит по контакту формаций Парк-Сити и Уибер. Дробление и брекчирование пород на этом участке проявились настолько интенсивно, что почти все



Ф и г. 9. Продольный разрез через метасоматические рудные тела Силвер-Кинг рудника Силвер-Кинг.

оруденение сконцентрировано в надвиговой зоне, а залегающий выше «пласт Дженни» минерализацией не затронут (фиг. 9). На другом участке месторождения благодаря надвигу рудоносный «пласт Дженни» около одной из жильных зон повторяется в разрезе дважды, что позволило вести добычу руды как из лежачего, так и из висячего бока надвига.

Одной из наиболее важных особенностей локализации пластовых рудных тел является полное отсутствие оруденения стратиграфически выше так называемых «песчаников висячего бока», залегающих в прикровельной части «пласта Дженни». Это, вероятно, может объясняться недостаточной интенсивностью деформаций, в результате чего системы рудоподводящих трещин не могли проникнуть в перекрывающие «пласт Дженни» мергелистые известняки. Благодаря этому миграционные пути выше рудоносного пласта были экранированы, что вынуждало рудоносные растворы двигаться горизонтально вдоль простирания трещинных зон, образуя протяженные рудные тела.

Минеральный состав руд. Руды в основном сульфидные, легко обогатимые, с допустимой для металлургического передела примесью окисных соединений [2]. В первичных рудах преобладают галенит, тетраэдрит, сфалерит и пирит. Галенит встречается в виде грубо- и мелкозернистых легко раскалывающихся агрегатов. Жильные минералы представлены кальцитом и кварцем. В окисленных рудах, кроме того, развиты англезит, церуссит, биндгеймит и малахит.

Метасоматические и прожилковые рудные тела зоны Кресент. Если не считать руды из описанных выше тел и из довольно мелких рудных столбов, развитых вдоль трех или четырех нарушений, вся остальная руда, добываемая на руднике Сильвер-Кинг, приходится на зону Кресент.

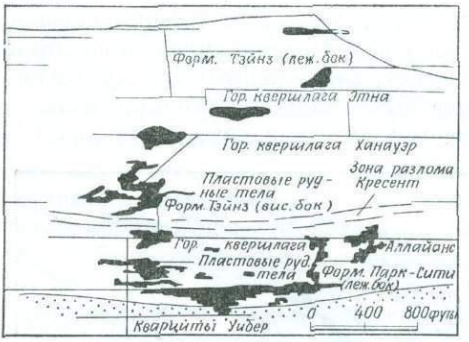
Баутвелл [4] писал о ней, что это «зона, характеризующаяся сочетанием трещиноватости, крупных разломов, интрузии и минерализации». Таким образом, в зоне Кресент объединяются три разнородных геологических образования.

1. Сброс Кресент, который упоминался при описании центральной системы сбросов. Вертикальная амплитуда смещения по нему на участке Силвер-Хилл достигает 1300—1400 футов в основном за счет смещения по главной трещине, но она с обеих сторон сопровождается и более мелкими

сопряженными нарушениями. По поверхности разлом прослеживается на расстояние до 10 000 футов, а по вертикали — примерно до глубины 3000 футов ниже поверхности, где он вскрыт самой глубокой выработкой рудника. Разлом резко меняет простирание, образуя выгиб в виде не очень ровного полумесяца, обращенного выпуклостью к северо-западу, но всюду сохраняет юго-восточное падение под углом около 60°.

2. Дайка Кресент, имеющая диорит-порфиритовый состав. На участке Силвер-Хилл она проходит в основном вдоль висячего бока разлома Кресент, но местами обнаружена и в лежачем боку. Общая протяженность дайки меньше, чем прослеженная длина сброса.

3. Рудная зона Кресент, которая включает небольшие тела прожилкового типа, «нанизанные» на разлом и дайку и параллельные последним, а также более крупные метасоматические тела пластового типа, расположенные в непосредственной близости к разлому.



Ф и г. 10. Продольный разрез через рудную зону Кресент рудника Силвер-Кинг.

Пологие метасоматические тела пластового типа залегают в известняках формаций Тэйнз и Парк-Сити, преимущественно в лежачем боку разлома Кресент, отходя от главного разлома на расстояние до 150 футов. Они обычно тяготеют к жилам, образовавшимся в дополнительных нарушениях, расположенных со стороны лежачего бока главного разлома. Эти жилы, по всей видимости, были «питающими» для пластовых тел.

На участке Силвер-Хилл промышленное оруденение метасоматического типа обнаружено в связи с 12 различными горизонтами формации Парк-Сити, что для района является максимумом. Рудоносные горизонты обычно представляют собой пласты чистых известняков, зажатые между пластами песчаников или менее чистых известняков, но наиболее продуктивным все-таки является «пласт Дженни» (фиг. 10).

Интересно заметить, что когда-то тяжба относительно прав на залежи пластового типа, приуроченные к зоне Кресент, привела к постановлению Верховного суда, выдержку из которого мы процитируем:

«...пластовые залежи следует рассматривать как часть жилы»... «Тот факт, что каждая из этих пластовых залежей была обнаружена в процессе разведки жилы и никаким иным путем и что, за исключением трещин, нет никаких иных признаков для поисков таких залежей, является надежным доказательством фактической общности жильных и пластовых тел».

Таким образом, пластовые залежи, по крайней мере юридически, являются частью зоны Кресент и, следовательно, собственностью тех, кто владеет рудной зоной Кресент.

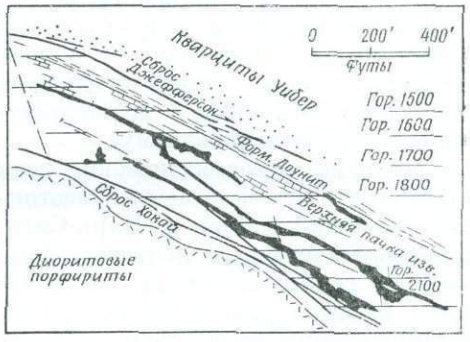
Минеральный состав руд. По Баутвеллу [2], состав пластовых руд резко различается в породах формаций Парк-Сити и Тэйнз. Он указывает, что пластовые руды, приуроченные к породам формации Тэйнз, как правило, беднее руд формации Парк-Сити, хотя содержат больше сфалерита и характеризуются более высокими концентрациями железа и кремнезема. Применимость этого общего правила к единичному случаю — рудам из тел системы Кресент — в настоящее время кажется сомнительной. Можно сказать лишь, что пластовые руды, связанные с разломом Кресент и залегающие в породах обеих формаций — Тэйнз и Парк-Сити,— беднее по содержанию полезных

компонентов и содержат больше железа и кремнезема, чем пластовые руды из всех других ранее упоминавшихся месторождений.

Метасоматические тела рудника Онтарио. Важнейшее значение для экономического развития района в последние пятнадцать лет имели открытие и добыча руд *пластово-метасоматического типа из пород формации* Хамбаг. Первое из рудных тел этой группы было найдено непосредственно в приосевой части антиклинали Парк-Сити на территории рудника Онтарио. Слои формации Хамбаг здесь довольно резко заворачиваются, образуя периклинальное замыкание антиклинали, шарнир которой погружается к северу. Часть этой толщи на северо-западном фланге срезана разломом № 9, а южнее вся толща смещена по сбросу Хокай (фиг. 11). Блок пород формации Хамбаг, *заключенный между этими двумя главными нарушениями*, вмещает два четко индивидуализированных рудных столба, один из которых погружается вместе с северо-западным, а другой — с северо-восточным крылом



Фиг. 11. Поперечный разрез через рудные тела северо-западного крыла, рудник Онтарио.



Фиг. 12. Поперечный разрез через метасоматические рудные тела северо-восточного крыла, рудник Онтарио.

антиклинали. Оба рудных столба сходятся вместе в шарнирной части антиклинали на горизонте 1300 футов непосредственно под горизонтом аргиллитов («сланцев») Доунат. Аргиллиты, вероятно, эффективно экранировали минерализацию, поскольку в данной структурной зоне метасоматические руды развиты *только под ними*.

Северо-западный рудный столб возник в результате неправильного послойного замещения пород формации Хамбаг на довольно значительном стратиграфическом интервале около мелких крутых минерализованных трещин восток-северо-восточной ориентировки (простирание их всего на несколько градусов отличается от широтного). Эти трещины или разломы являются, несомненно, трещинами отрыва, оперяющими оба крупных нарушения, расположенных севернее и южнее, поскольку приченяются к обоим разломам и не продолжаются за пределы ограниченной последними пластины пород.

Скопления рудных минералов обнаруживают послойную ориентировку, тогда как рудная зона в целом отчетливо пересекает слоистость от одного горизонта к другому, следуя направлению трещин. Оруденение, приуроченное к одной из трещин, может развиваться, охватывая практически все сечение толщи Хамбаг. Рудное тело, однако, не монолитно, а состоит из множества послойных метасоматических тел, разделенных безрудными горизонтами. Корреляция этих горизонтов в пределах рудоносной трещинной *зоны весьма затруднена из-за мелких смещений по многочисленным* трещинам.

При прослеживании западного рудного тела вдоль склонения выяснилось, что оно резко оканчивается у сброса Хокай, на контакте формаций

Хамбаг и Дезерт (фиг. 11). Более глубокие горные выработки не подсекли вдоль сброса Хокай никакого оруденения или хотя бы минерализованных проводников. Последующие геологические исследования показали, что вдоль разлома Хокай имели место существенные послеминерализационные подвижки. Послеминерализационные нарушения, по-видимому, сместили более ранние трещины в породах формации Хамбаг и лишили их связи с теми питающими трещинами, по которым рудоносные растворы мигрировали к благоприятным для замещения горизонтам от источника растворов, расположенного в лежачем боку разлома Хокай.

Метасоматическая залежь северо-восточного крыла антиклинали существенно отличается от описанной. К востоку разломы Хокай и № 9 все более расходятся, пока сброс № 9 не подходит кулисно к сбросу Джефферсон (или, возможно, круто изгибаясь, переходит в него). Последний проходит почти параллельно разлому Хокай, но несколько севернее.

Оруденение верхней части северо-восточного рудного тела замещает не серию пластов около крутых трещин, как было в описанном ранее случае, а избирательно, только один пласт у контакта верхней известняковой пачки с пачкой песчаников и кварцитов. Рудный столб протягивается по падению вдоль рудоносного горизонта примерно на 800 футов. Средняя его протяженность по простиранию равна 150 футам, а мощность варьирует от 6 до 20 футов. Контроля оруденения трещинами практически не заметно, хотя в некоторых очистных выработках видно, что раздувы рудного тела совпадают с участками развития вертикальных зон рассланцевания с меридиональным простиранием.

В 800 футах по падению верхний рудный столб резко обрывается, но, как видно на фиг. 12, на смену ему появляется метасоматическое оруденение более глубоких горизонтов. По мере углубления разведочных выработок все большее количество горизонтов формации Хамбаг оказывалось минерализованным и выявлялось все больше отчетливых трещинных зон, к которым пространственно тяготеют метасоматические рудные залежи. Минерализация захватывает все бóльшие площади, распространяясь как по горизонтали, так и вниз по стратиграфическому разрезу и прослеживается вплоть до самых глубоких выработок. Оруденение глубоких частей рассматриваемого рудного тела становится все более похожим по характеру локализации на рудное тело северо-западного крыла антиклинали.

Минеральный состав руд. По текстурным особенностям и минеральному составу метасоматические рудные тела толщи Хамбаг весьма сходны с уже описанными выше, особенно с рудными телами зоны Кресент. С глубиной наблюдается заметное увеличение относительного количества сфалерита и пирита и некоторое уменьшение содержания серебра в галените. Иногда, в пределах ограниченных по размерам участков, содержание серебра в рудах снова заметно возрастает благодаря появлению серебросодержащего тетраэдрита

ГЕНЕЗИС

Установление источника рудоносных растворов, отлагавших руды в районе Парк-Сити, является наиболее важным моментом в понимании генезиса месторождений. Все прочие факторы, будь они самыми благоприятными, не могли сами по себе создать рудное тело при отсутствии источника минералообразующих растворов, а при поисках, самое главное, предсказать, на каком участке или в какой зоне может быть найдено новое рудное тело. В районе Парк-Сити имеются надежные геологические свидетельства того, что источником рудоносных растворов были интрузии диоритов и диоритовых порфиритов. Так, минерализованные проводники некоторых рудных зон, залегающих в осадочных толщах, были прослежены до интрузивных

тел, тогда как оруденение с большей или меньшей интенсивностью распространилось широко по всему району.

После того как найден источник растворов, важной задачей является реконструкция той дренажной системы, того комплекса наиболее проницаемых каналов, который выбирали растворы, устремляясь из области высоких температур и давлений. Как было показано выше, в районе Парк-Сити путями миграции растворов служили крупные разломы и дайковые зоны, причем обычно не сами крупные разломы с их обильной тектонической глинкой, а более крутые трещины оперения и второстепенные нарушения, сопряженные с такими разломами. Там, где миграционные полости открыты и разрыхлены благодаря брекчированию, как на месторождении Онтарио, рудные и жильные минералы отлагаются в самой зоне дробления и непосредственно около нее путем заполнения открытых трещин и замещения вмещающих пород. Если же каналы сжаты и труднопроницаемы для растворов или на пути их подъема происходило неблагоприятное изменение вмещающих пород, как в случае протяженной на глубину «жильной» системы Силвер-Кинг, рудоносные растворы вынуждены находить более легкие пути, которые в таких случаях почти всегда оказываются не вертикальными, а горизонтальными. Даже мельчайшие детали строения пластовых метасоматических тел, наблюдаемые в очистных выработках, указывают на важную роль каналов или трещинных зон, обеспечивавших доступ растворов к благоприятным для замещения породам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Jenney W. P., Report of the vein- and ore-formation of the Daly Judge mine, Park City, Utah, Unpublished Rept. to Daly Judge Mine, 1903.
2. Boutwell J. M., *Geology and ore deposits of the Park City district*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **77**, 1—231, 1912.
3. Billingsley P., Lyon T., Memorandum on the Park Utah mine, Park City, Utah, Unpublished Rept. to The Anaconda Company, 1923.
4. Boutwell J. M., Geological report on the property of the Silver King Coalition *Mines Company, Unpublished Rept. to Silver King Mines Company*, 1923.
5. Boutwell J. M., Geological report on the property of the Silver King Coalition Mines Company, Unpublished Rept. to Silver King Mines Company, 1924.
6. Hewitt E. A., Mining methods and costs at the Park Utah mine, Park City, Utah, U.S. Bur. of Mines, I.C., 6290, 1—18, 1930.
7. Calkins F. C., Butler B. S., *Geology and ore deposits of the Cottonwood-American Fork area, Utah*, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **201**, 1—152, 1943.
8. Stephens E. C., Report on exploration beneath the 1950 level Park Utah mine, Unpublished Rept. to The Anaconda Company, 1944.
9. Kildale M. B., Geology and mineralogy of the Park City district, Utah, Mineral. *Soc. Utah Bull.*, 8, № 2, 5—10, 1956.
10. Hewitt E. A., History and development of the Park City district, Utah, Mineral. Soc. Utah Bull., 8, № 2, 1956.
11. Garmoe W. J., A preliminary study of the Mississippian and Lower Pennsylvanian formations in the Park City district, Utah, Unpublished M.S. thesis, Univ. Minn., 1—62, 1958.
12. Jaffe H. W., et al., Lead-Alpha age determination of accessory minerals of igneous rocks (1953—1957), U.S. Geol. Surv. Bull., 1097-B, 65—148, 1959.
13. Kulp J. L., Geochronology of rock systems, New York Acad. Sci. Annals, **91**, 159—594, 1961.
14. Kulp J. L., *Geologic time scale*, *Science*, **133**, № 3459, 1105—1114, 1961.
15. Hansen L. A., The Weber quartzite section, Park City district, Unpublished Rept. to The Anaconda Company, 1963.
16. Armstrong R. L., Geochronology and geology of the eastern great basin in Nevada and Utah, Unpublished Ph.D. thesis, Yale Univ., 1—202, 1963.

11

РУДНЫЙ РАЙОН ЛЕДВИЛЛ В ШТАТЕ КОЛОРАДО

О. Твето

Рудный район Ледвилл расположен на западном склоне хребта Москито в центральной части штата Колорадо. Горные работы на территории района начались в 1860 г. в связи с открытием россыпного золота. Золотые прииски, однако, быстро истощились, и с конца 1870-х годов основным (по стоимости) добываемым металлом стало серебро. К концу 1880-х годов большинство проявлений вторичных руд в районе было отработано. С конца 1890-х годов началась интенсивная эксплуатация залежей первичных руд, что привело к быстрому росту добычи цинка, а затем и свинца. Начиная с 1925 г. в связи с общим истощением месторождений объем горнодобывающих работ в районе постепенно сокращается. Открытие нескольких новых рудных тел повело к некоторому оживлению горнорудной промышленности в 1930—1940 гг. Однако к началу 1950-х годов все новооткрытые сульфидные залежи были отработаны. В 1957 г. горные работы в районе были окончательно прекращены.

Всего за период ведения эксплуатационных работ в районе было добыто: золота более 90 т на сумму 66,9 млн. долл., серебра около 7,5 тыс. т на сумму 196,3 млн. долл., цинка более 700 тыс. т на сумму 118,2 млн. долл., свинца более 900 тыс. т на сумму 110,5 млн. долл., меди около 48 тыс. т на сумму 15,5 млн. долл.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

Основные рудовмещающие породы района — палеозойские отложения допенсильванского возраста. Они имеют мощность 500 футов, залегают на докембрийских гранитах и перекрываются осадками пенсильванской системы. Все осадочные породы разреза пронизаны многочисленными внедрениями третичных и четвертичных порфиров. Преобладают послойные или почти послойные интрузии, но довольно обычны также дайковые, некковые и другие формы секущих внедрений. За счет насыщения интрузивным материалом мощность палеозойских отложений иногда возрастает в два и даже три раза; первичные осадки в таких разрезах представлены разобщенными слоями и глыбами среди вмещающих порфиров. Докембрийские породы прорваны дайками и некками порфиров, но в целом они насыщены интрузивным материалом значительно меньше, чем вышележащие осадочные породы.

В табл. I и II приведена краткая характеристика осадочных и интрузивных пород района. За несколько прошедших десятилетий существенно изменилась терминологическая сторона описаний, старые местные названия были заменены современной стратиграфической номенклатурой. Но поскольку в обширной литературе и фондовых материалах прежних лет употребляется более ранняя терминология, она приводится в табл. I и II наряду с современными наименованиями.

Осадочные и интрузивные породы района были описаны Эммонсом [1], Эммонсом, Ирвингом и Лафлином [6] и Бере [19]. Современное описание полеозойских осадочных пород приведено в работе Твето [18]. Пирсон и др. [26] определили абсолютный возраст некоторых нижнетретичных пород. Плиоценовые и плейстоценовые отложения на территории района были кратко описаны Твето [25].

Таблица I

Стратиграфическая схема отложений рудного района Ледвилл
(кроме кайнозойских интрузивных пород)

Система	Литостратиграфические подразделения	Мощность, футы	Ранние подразделения и номенклатура		Описание
Плейстоцен	*Отложения шести ледниковых периодов*	0—300	*Отложения последнего оледенения*		*Тилль и перемытый гравий*
	Несогласие				
	Молта-Грейвл	0—300	Галечник верхней террасы		Грубослоистый валунный галечник
	Несогласие				
	Отложения древнего оледенения	0—150	Древние ледниковые отложения		Тилль; часто в кровле 5—40 футов плотной красно-коричневой глины
	Несогласие				
Плиоцен	Формация Драй-Юнион	0—100	Озерные отложения		Коричневый галечниково-песчанистый агрегат с прослоями песка
	Несогласие				
Пенсильваний	Формация Минтерн	1000 (размыта, в соседних районах до 6000)	Крупнозернистые песчаники Уибер	Формация Уибер (?)	В средней части разреза полосчатые аркозовые песчаники и конгломераты; нижние 500 футов представлены равнослоистыми черными, серыми и белыми крупнозернистыми слюдяными кварцитами и серыми и белыми *кристаллическими* сланцами
	Формация Белден	150—400 (минимальная на северо-западе, максимальная на северо-востоке)	Сланцы Уибер		Черные известковистые сланцы с пропластками темно-серых известняков и песчаников; редкие невыдержанные прослои углистых сланцев
	Несогласие				
	Формация Молас	0—40 (развита местами)	Часто описывалась как скопление продуктов окисления минерализованных зон		Бесструктурные красно-желтые алевриты и глины с многочисленными обломками кремнистых сланцев
	Несогласие				
Миссисипий	*Доломиты Ледвилл*: Доломитовая пачка	0—190, обычно 60—100	Известняки Ледвилл, или голубые известняки		Темно-серые до сине-черных массивные доломиты; в перекристаллизованных участках крупнозернистые, местами окремнелые
	Доломиты Ледвилл: Пачка песчаников Гилмен	5—25, обычно 10—15			Песчанистые доломиты с *обломками кремнистых* сланцев; вблизи подошвы постепенно переходят в серо-желтые крупнозернистые песчаники
	Несогласие				
Девон	*Формация Чаффи*: Пачка доломитов Дайер	70—105, обычно 80			Тонкослоистые, темно-серые до черных тонкозернистые доломиты с характерным занозистым изломом
	Формация Чаффи: Пачка кварцитов Партинг	25—45, обычно 30	Кварциты Партинг	Известняки Юл: Пачка кварцитов Партинг	Белые до желто-коричневых, косослоистые крупнозернистые кварциты и конгломераты с кварцевой галькой; местами в подошве пачки залегает 5—15 футов темно-желтых, зеленых или каштановых глинистых сланцев
	Несогласие				
Ордовик	Доломиты Маниту	90—120, обычно 115	Белые известняки	Известняки Юл: Пачка белых известняков	Среднеслоистые, белые до серых зернистые доломиты с характерными белыми кремнями
	Несогласие				
Кембрий	Формация Пирлесс	60—80, обычно 60—75	Переходные кристаллические сланцы; иногда формацию относили к пачке белых известняков, иногда к кварцитам Савач, иногда называли сланцевой пачкой Пирлесс кварцитов Савач		Тонкослоистые, каштановые, темно-желтые и зеленые доломиты и доломитовые сланцы; вблизи подошвы пачки переходят в коричневые; в горных выработках обычно серые до черных глауконитовые песчаники
	Кварциты Савач	95—125, обычно 100	«Нижние белые», или кембрийские, кварциты		Среднеслоистые, тонкозернистые белые кварциты; красноватые у кровли, серые до желто-коричневых у подошвы
	Несогласие				
Докембрий	*Граниты Сент-Кевин*, безымянные древние граниты и биотитовые гнейсы		«Архейские»; по Бере [19] граниты Силвер-Плам (?) и Пайкс-Пик		*Граниты Сент-Кевин*: равномернозернистые до порфировых, биотит-мусковитовые. Древние граниты крупнозернистые, гнейсовидные, порфировые

Таблица II

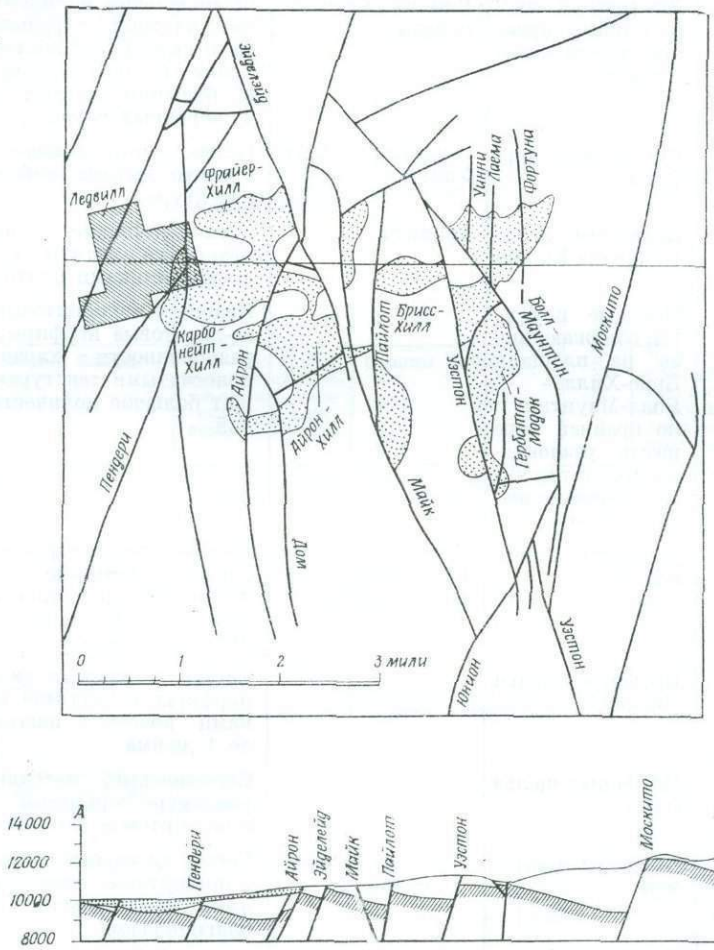
Кайнозойские интрузивные породы рудного района Ледвилл

Система	Подразделения	Ранние подразделения и номенклатура	Описание
Позднетретичные и четвертичные (?)	Риолиты и эксплозивные брекчии риолитового состава	Риолитовые агломераты	Флюидальные и линейно-полосчатые, плотные интрузивные риолиты и витрофиры; постепенно переходят в эксплозивные брекчии с большим числом включений чужеродных пород
	Риолитовые порфиры	Порфиры Лейт-Уайт	Белые интрузивные риолиты с плохо выраженной порфировой структурой
	Кварцевые латиты Литтл-Юнион	Трахиты	Серо-коричневые интрузивные кварцевые латиты с крупными вкрапленниками биотита
	Молодые порфиры, обнажающиеся на площади Брис-Хилл—Болл-Маунтин; по крайней мере шесть разновидностей, в том числе порфиры ущелья Айова		Кварцево-монцонитовые и кварцево-латитовые порфиры; некоторые разновидности характеризуются полосчатыми текстурами и содержат большое количество включений
	Порфиры Линкольн	Серые порфиры или группа серых порфиров	Голубоватые до серо-зеленых кварцево-монцонитовые порфиры; вкрапленники калиевого полевого шпата (5–1,0 дюйма) и кварца (0,25—0,5 дюйма)
	Порфиры ущелья Джонсон		Серые кварцево-монцонитовые порфиры с редкими вкрапленниками полевого шпата размером до 1 дюйма
Раннетретичные	Порфиры ущелья Эванс		Серо-зеленые, массивные, почти равномернозернистые кварцево-монцонитовые порфиры
	Порфиры Сакраменто		Серые до серо-зеленых кварцево-монцонитовые порфиры; вкрапленники представлены в основном плагиоклазом
	Порфиры Пандо	Белые порфиры, порфиры Маунт-Зайон, порфиры Эрли-Уайт	Тонкозернистые, светло-серые до белых кварцево-латитовые порфиры, обычно серицитизированы

Структура

Структура рудного района проста с региональной точки зрения, но трудно расшифровывается на отдельных участках. Осадочные породы залегают на крыле крупной антиклинали Савач, погружаясь моноклинально на восток со средним углом падения около 15°. Эта ясная структурная схема осложняется лишь местными нарушениями залегания отдельных блоков вблизи тектонических линий и в областях интенсивного магматизма. Наклонная толща осадочных пород с внутриформационными внедрениями порфиров расчленена серией северо-восточных разломов, представленных в основном падающими на запад надвигами (фиг. 1). В результате

сочетания последовательных однонаправленных надвиганий и общего погружения пластов рудовмещающий горизонт следует на глубине как бы согласно с рельефом дневной поверхности, оставаясь на протяжении более четырех миль в пределах, доступных для горных работ. Это случайное совпадение сыграло решающую роль в судьбе рудного района Ледвилл; не будь здесь системы надвигов, извлекаемые запасы руд резко сократились бы за счет



Ф и г. 1. *А* — основные тектонические нарушения и рудные площади района Ледвилл, штат Колорадо; *Б* — схематический разрез по линии *А* — *А'*.

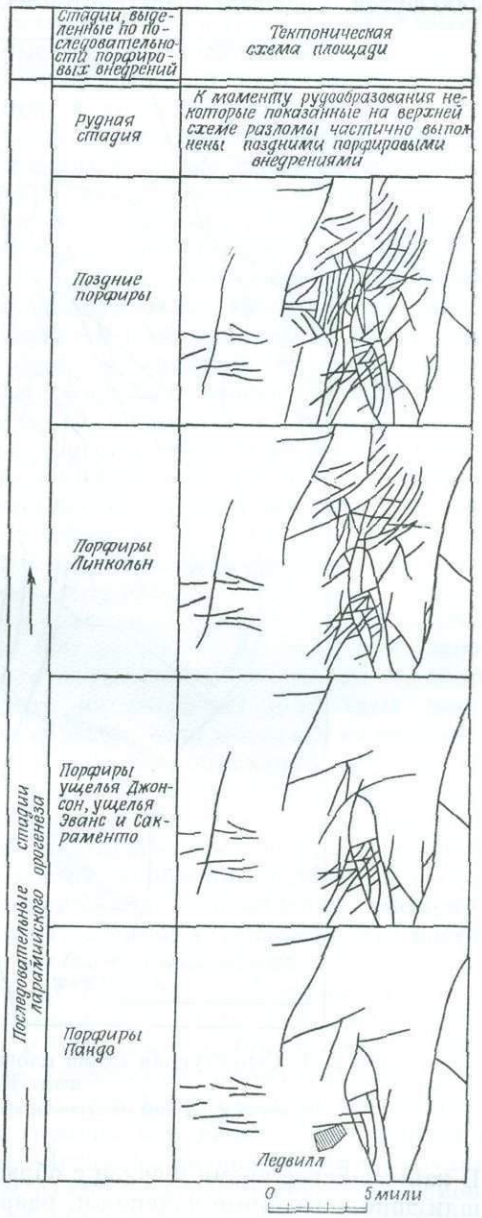
Точками показаны выходы отложений плиоценовой и плейстоценовой систем; линия, оттененная штриховкой, обозначает кровлю фундамента.

быстрого погружения рудовмещающего горизонта, а более интенсивное надвигание пород повело бы к эрозии рудных тел, в результате чего значительная часть запасов оказалась бы «в воздухе».

Простая в региональном отношении структура района на некоторых площадях тем не менее представляет известные трудности для расшифровки из-за сложных отношений между нарушениями и интрузивными проявлениями и сложной истории тектонического развития участков. Почти все разломы на территории района были заложены в период ларамийского магматизма (фиг. 2). Однако многократные повторные подвижки происходили по многим трещинам в ходе позднейших внедрений порфировых магм [24] и в процессе образования грабена Арканзас-Валли, движения по сбросам

которого продолжались по крайней мере до плейстоценового времени включительно. Взаимоотношения между разломами и порфирами самые различные. Некоторые разломы содержат дайки или ограничивают порфировые тела, некоторые секут одни порфиры, но секутся другими более поздними, также порфировыми внедрениями. К разломам часто приурочены резкие изменения мощности и (или) стратиграфического положения силлов. Некоторые разломы содержат брекчию другого состава, чем современные боковые породы, например брекчию пород фундамента среди палеозойских отложений или порфиров. Характер пластических деформаций вдоль некоторых разломов не согласуется с предполагаемым направлением смещений. Наконец, некоторые разломы изменяются по простиранию от надвигов до сбросов в зависимости от изменения направления смещения или угла падения плоскости сместителя. Разломы с постоянным углом падения могут представляться то надвигами, то сбросами в зависимости от изменения мощности и стратиграфического положения силлов в перемещенных блоках.

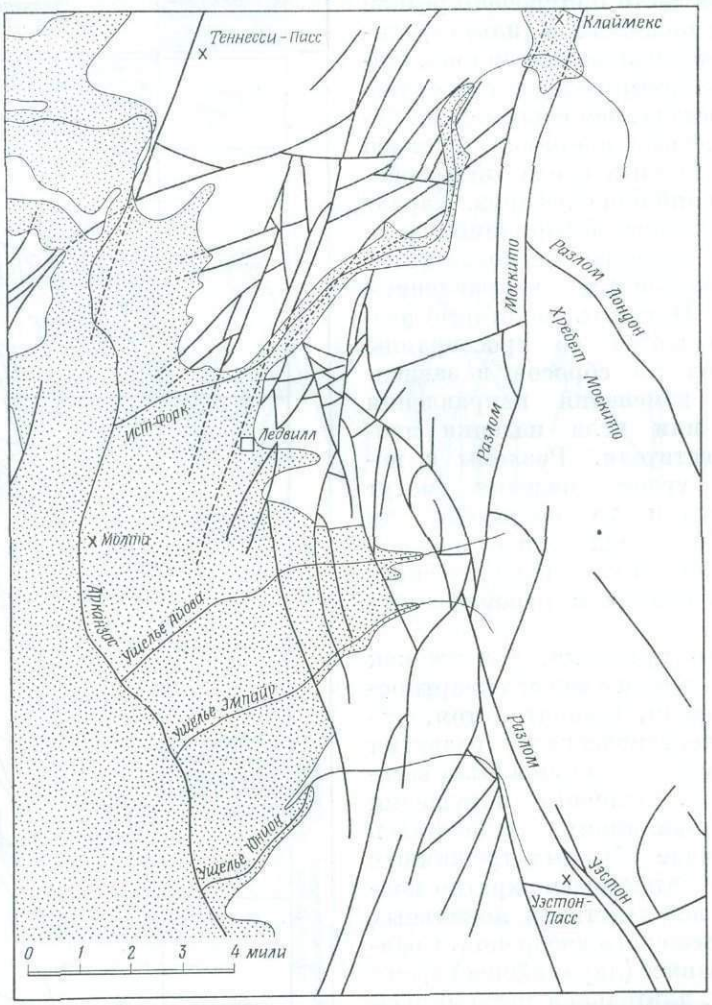
Все эти признаки, так же как результаты геологического квартирования площади, говорят о том, что история тектонического развития многих крупных разломов была весьма сложной. Основные нарушения района, по-видимому, заложились сначала в виде обычных трещинных систем, но затем неоднократно подновлялись под действием локальных сил магматического внедрения. Сравнительно раннее (ларамийское) время заложения, длительная история развития, независимый характер подвижек по различным разломам часто на различных участках одного и того же разлома делают невозможным или сильно затрудняют применение ранее бытовавших в Ледвилле простых схем, основанных на выделении сбросовых и взбросовых нарушений, дорудных и пострудных трещин.



Фиг. 2. Тектоническая схема площади Ледвилл, штат Колорадо, на различных стадиях ларамийского орогенеза.

С региональной точки зрения территория рудного района Ледвилл представляет интенсивно дислоцированный, насыщенный магматическими проявлениями участок на пересечении двух крупных трещинных систем. К югу от района основные разломы хребта Москито простираются по азимуту СЗ 340°; главное нарушение, разлом Уэстон, представлено субвертикальной

сбросо-взбросовой зоной, вдоль которой западное крыло в целом опущено на 3000—5000 футов (фиг. 3). К северу от района основные продольные нарушения хребта простираются по азимуту СВ 15°; главное нарушение, разлом Москито, представлено падающим на запад сбросом со смещением более 5000 футов. Трещины обеих систем заложились в раннее ларамийское время.



Ф и г. 3. Структурная схема площади хребта Москито района Ледвилл, штат Колорадо.

Точками показаны отложения плиоценовой и плейстоценовой систем.

В кайнозойское время в связи с образованием грабеновой структуры произошли дополнительные подвижки, разрешившиеся в основном по север-северо-восточным разломам.

Основные нарушения района принадлежат описанным двум региональным системам. Север-северо-восточные разломы затухают вблизи северной границы района, север-северо-западные продолжаются на юг за пределы территории района (фиг. 3). Вдоль разломов обеих систем опущены преимущественно западные блоки, за счет чего в целом по тектонической зоне Москито — Уэстон общее стратиграфическое смещение западного крыла относительно восточного достигает почти 10 000 футов. Многие менее крупные разломы в районе имеют северо-восточные простирания, встречаются, но менее

часто, северо-западные нарушения; некоторые разломы, образовавшиеся под действием сил магматического внедрения, имеют более или менее случайные простирания.

В общем разломы становятся морфологически более простыми и четко ограниченными в направлении с востока на запад, в этом же направлении отмечается относительное увеличение постларамийской тектонической активности. В восточной части района основные разломы после больших смещений по ним были выполнены комплексными магматическими внедрениями, причем подвижки по нарушениям продолжались в ходе внедрения и в меньшей мере после становления магматических тел. В результате крупные разломы оказались почти полностью «затушеванными» и от них сохранились только небольшие зоны трещиноватости в порфирах. В качестве примера можно привести разлом Гарбатт — Модок. При его заложении вмещающие осадочные породы были сброшены по основному нарушению более чем на 1000 футов. Затем по разлому произошло несколько последовательных внедрений порфиров, образовавших неправильные ветвящиеся тела. Интрузивная активность местами полностью уничтожила разлом как конкретное нарушение, местами сместила его участки на расстояния в сотни футов. Во время постинтрузивных тектонических движений разлом Гарбатт заново переоформился, пройдя частично по старому шву, частично уклоняясь от него в сторону одной из стенок, частично образовав совершенно новые зоны в интрузивных порфирах. В результате, в то время как на одних участках разлома Гарбатт относительные смещения стенок не превышают нескольких футов и даже дюймов, на других они могут составлять сотни футов.

Аналогично участок разлома Уэстон на площади Брис-Хилл поглощен внедрившимся по нарушению штоком интрузивных порфиров. Другой довольно значительный участок этого же разлома ограничен с одной стороны силлом порфира мощностью от 400 до 600 футов. В результате основная длина разлома Уэстон на интервале его постепенного затухания на север представляется взбросом, если исходить из смещения осадочных пород кровли, и обычным, падающим на запад сбросом, если исходить из смещения пород подошвы силла. Двумя милями южнее на описанной Линном [28] сложно деформированной и интенсивно насыщенной магматическим материалом площади обновленный старый шов разлома Уэстон представляется то круто падающим на запад сбросом с опущенным западным крылом, то также круто падающим, но уже на восток, сбросом с опущенным восточным крылом. Анализ признаков, говорящих о направлении смещения, и характер разломной брекчии позволяют, однако, утверждать, что восточное падение разлома и направление опускания крыла ложные.

Другие разломы, такие, как Пайлот и Майк, осложнены не только интрузиями порфиров, но и более поздними внедрениями даек, трубок и сложных неправильных тел риолитов и эксплозивных брекчий риолитового состава. Эти магматические проявления пересекали жильные и метасоматические рудные тела. Вдоль разломов Пайлот и Майк происходили пострудные тектонические подвижки, о чем говорит нарушение залегания слоев формации Драй-Юнион к югу от района Ледвилл. Возможно, что пострудные перемещения происходили и по другим разломам в восточной части района, однако из-за отсутствия на территории отложений формации Драй-Юнион это остается только предположением.

Разломы западной части района, такие, как Эйделейд, Айрон и Пендери, содержат меньше внедрений порфиров, чем разломы восточного участка, но различия в мощностях, последовательности и стратиграфическом положении силлов в крыльях нарушений определенно свидетельствуют о том, что они были заложены до внедрения порфиров и были тектонически активны в ходе интрузивного процесса. Так как порфиры дорудные, соответственно и разломы дорудные, хотя в течение долгого времени их считали пострудные

ными. По разломам, однако, происходили и значительные пострудные подвижки, обусловившие смещение некоторых рудных тел и нарушение залегания осадков формации Драй-Юнион и отложений древнего оледенения.

Возраст интрузивной активности и минерализации

Рудные месторождения района Ледвилл и рудного пояса Колорадо обычно рассматриваются: а) как ларамийские (позднемеловые — раннетретичные); б) как тем или иным образом связанные с ассоциирующими интрузивными порфирами и в) как образованные заключительным этапом процесса, история которого в упрощенной форме сводится в последовательности проявления к складчатости и сбрасообразованию, интрузивной активности и минерализации [4, 6, 8, 10, 12, 29]. Возраст минерализации в этой схеме, однако, определен только предварительно. Как отмечается в книге, многое зависит от того, насколько широко во времени понимается термин «ларамиды» от того, являются ли все интрузивные породы района одновозрастными либо представлены двумя или более комплексами различного возраста, от перерыва между интрузивным и рудообразующим процессами, от того, наконец, одно- или многоэтапна минерализация.

Региональные и стратиграфические взаимоотношения определенно свидетельствуют о том, что тектонические деформации на территории района Ледвилл, так же как и во всей южной части провинции Скалистых гор, начались в позднее меловое время. До появления методов изотопного датирования эти региональные взаимоотношения были единственным свидетельством, исходя из которого делалось заключение о ларамийском возрасте поздних структурных форм, порфиров и минерализации. Согласно изотопному датированию, возраст порфиров Пандо и Линкольн равен соответственно 70 и 64 млн. лет [26], т. е. отвечает верхнему мелу на границе с палеогеновым временем. Однако имеется также целый ряд порфиров более молодых, чем порфиры Линкольн; они обычно характеризуются признаками, позволяющими предполагать более близповерхностное образование. Порфиры эти изотопно не датированы, так как всегда изменены вторичными процессами. Если порфиры внедрились в два этапа, то по крайней мере часть руд отложилась после самых молодых порфиров, но отсутствует уверенность в том, что эта послепорфировая стадия рудоотложения была единственной. Большие различия в типах руд в разных частях района, наличие многих рудоподводящих каналов и наблюдаемые парагенетические взаимоотношения в рудах могут быть удовлетворительно объяснены с точки зрения как одной, так и двух стадий рудообразования.

Независимо от того, в одну или в две стадии отлагались руды, процесс минерализации был отделен от интрузивного этапа некоторым временем. Длительность его не известна, но предполагается, что временной разрыв был небольшим. В настоящее время предпринимаются попытки провести прямое изотопное датирование возраста руд, но работа эта еще не завершена. Линн [28] сообщил, что возраст исследованного им K/Ar-методом серицита порфиров Пандо («белые порфиры») равен 60 млн. лет. Он предположил, что серицит позднемагматический. Однако тот факт, что минерал показал возраст существенно меньший, чем свежие порфиры Пандо (70 млн. лет [26]), говорит скорее о том, что серицит гидротермальный и, таким образом, близкий по времени образования к рудам или смешанный магматически-гидротермальный. Исследование свинцовых руд района показало, что имеют место широкие вариации изотопного состава [31, 34]. Однако из-за сложной геологической истории изотопный состав свинцов руд района не может служить надежным индикатором возраста.

Таким образом, есть известные основания считать минерализацию рудного района Ледвилл «ларамийской» или, точнее, палеоценовой или ранней

третичной. Однако не исключено, что частично или полностью она может быть и более молодой. Определенно можно лишь утверждать, что она домиоценовая.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

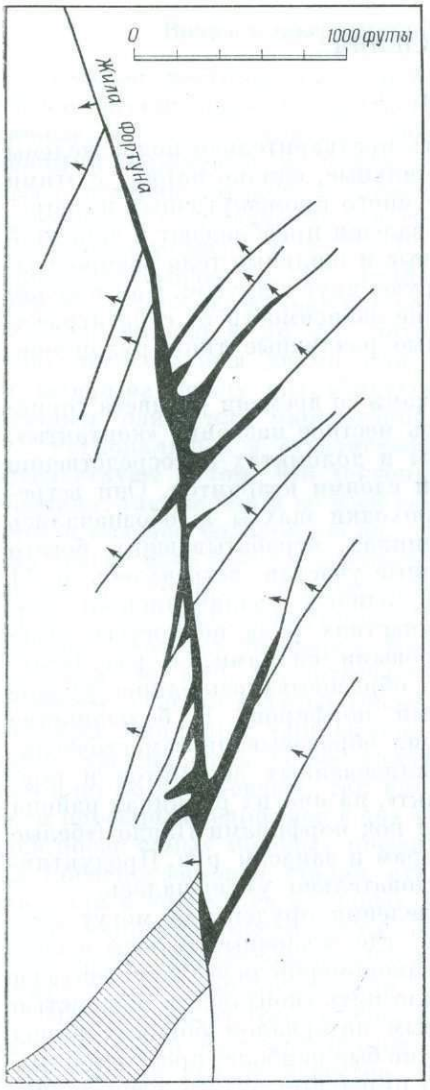
Рудные тела

Рудные тела района Ледвилл могут быть предварительно подразделены на пластовые, или метасоматические, и на жильные, однако наряду с этими двумя основными типами тел имеется также много промежуточных и неправильных форм. Пластовые и близкие к ним залежи преобладают в западной части района. На восточном участке пластовые и жильные тела распространены примерно одинаково и часто ассоциируют друг с другом. Как в целом по району, так и на отдельных площадях вне зависимости от стратиграфического уровня залегания встречаются самые различные типы рудопроявлений.

За пластовыми метасоматическими залежами со времени расцвета горнорудной промышленности района закрепилось местное название «контакты», так как пластовые тела были локализованы в доломитах непосредственно под силлами порфиров или перекрывающими слоями кварцитов. Они встречались обычно одно под другим по мере проходки шахты и обозначались порядковыми номерами. На некоторых рудниках, отрабатывавших богато минерализованные интенсивно интрудированные участки, встречалось до 11 «контактов»; номера соответствующих слоев, однако, различались от площади к площади. На некоторых богатых участках руда полностью замещала карбонатные прослои между порфировыми силлами, в результате чего из ряда «контактов» или пластовых тел образовывалось единое рудное тело, расчлененное внутрирудными силлами порфиров. В большинстве случаев, однако, массивные рудные скопления образовывали самостоятельные тела, разделенные участками неминерализованных доломитов и порфиров. Верхняя залежь, или «первый контакт», на многих рудниках района локализовалась в кровле доломитов Ледвилл под порфирами Пандо («белые порфиры») и обычно была основной по размерам и запасам руд. Продуктивность нижележащих тел с глубиной последовательно уменьшалась.

Примером охарактеризованного распределения оруденения могут служить площади Карбонейт-Хилл и Даунтаун, где осадочные породы и порфировые силлы образуют более или менее закономерно переслаивающуюся толщу. На основной части этих площадей было пять «контактов» мощностью от 5 до 50 футов, разделенных вертикальным интервалом боковых пород около 450 футов. Верхний «контакт» повсеместно был наиболее продуктивным. Местами на севере площади Карбонейт-Хилл отдельные рудные слои сливались, образуя единые тела мощностью до 400 футов вдоль подводящей жилы и до 200 футов в удалении. Размеры рудных тел на площадях Карбонейт-Хилл и Даунтаун варьировали от нескольких футов в ширину и высоту и нескольких десятков футов в длину до десятков футов в поперечных размерах и сотен футов в длину. Они имели самую различную форму, по-видимому, частично в связи с разным стратиграфическим положением залежей. Тела, залегавшие стратиграфически более высоко, обычно были представлены церусситово-серебряными рудами и имели большей частью трубообразные, сравнительно резко ограниченные формы; они нередко были заключены в более или менее непрерывные чехлы марганцевых или железоокисных флюсующихся руд, иногда их окаймляли существенно смитсонитовые скопления. Тела сульфидных руд, залегавшие на более глубоких горизонтах, были представлены обычно неправильными пластовыми формами часто с одним или двумя «килями» вдоль подводящих жил. Смитсонитовые рудные

тела имели сложные формы и были распространены незакономерно, в том числе относительно церусситовых и сульфидных залежей. Основные проявления цинковых руд на площадях были приурочены к третьему и четвертому «контактам», примерно на стратиграфическом уровне пачки кварцитов Партинг.



Ф и г. 4. Локализация руд (показаны черным) в жилах Фортуна и Сателлит под отложениями пачки кварцитов Партинг на руднике Ресаррекшн в районе Ледвилл.

Пластообразное рудное тело (заштриховано) залегает стратиграфически над кварцитами Партинг [32].

На площади Фрайер-Хилл порфировые интрузии расчленили доломитовые слои выше кварцитов Партинг на изолированные блоки размером в плане до нескольких акров. В середине площади все такие блоки были замещены рудой, хотя и не всегда с высокими содержаниями. В результате вместо последовательности «контактов» образовались рудные тела, размеры, форма и локализация которых определялись главным образом распределением блоков доломита во вмещающем порфировом субстрате.

Самые крупные в районе и лучше всего изученные рудные тела были локализованы на площадях Айрон-Хилл и Рок-Хилл. Они были представлены протяженными, сложными по форме рудными столбами. Столбы обычно локализовались с интервалом по простиранию в 200—500 футов, погружаясь согласно с общим падением вмещающих пород на северо-восток. На северном участке площади Айрон-Хилл основные рудные тела были приурочены к «первому контакту» (под порфирами Пандо), на южном участке — обычно ко «второму контакту» (под порфирами ущелья Джонсон?). Согласно Эммонсу и др. [6], наиболее крупные рудные столбы имели в длину 1100—3100 футов, в ширину 200—520 футов и мощность 50—120 футов. На некоторых участках под рудными столбами на стратиграфически более низких горизонтах были вновь встречены руды. В качестве примера можно привести подробно описанные Лафлином [5, 6] трещинные и штоковые тела на рудниках Корд, Уайткеп и Таксон.

В восточной части района пластовые залежи встречались довольно часто, но обычно были менее выдержанными и менее крупными по запасам, чем месторождения западной части района. Возможно, что это связано с большей насыщенностью площади порфировыми интрузиями и большей тектонической раздробленностью. Многие пластовые тела замещения имели жильные «корни» или локализовались в благоприятных пластах вдоль центральной подводящей трещинной структуры.

По данным Эммонса и др. [6], рудные жилы в районе имели преобладающее близкое к меридиональному простирание и были, как правило, довольно

короткими. Наиболее протяженные и продуктивные в районе жильные тела Уинни-Лаема и Фортуна были прослежены на расстояния 4000 и 5000 футов соответственно. Жила Уинни-Лаема отрабатывалась почти непрерывно на протяжении 3000 футов в длину до глубины около 500 футов при мощности до 40 футов. Крупный вклад в общие запасы месторождения внесли сопутствующие проявления в оперяющих трещинах и прилегающих благоприятных для метасоматического замещения пластах. Жила Фортуна первоначально отрабатывалась из-за связанных с ней пластовых метасоматических залежей в доломитах (Дайер и Ледвилл) над кварцитами Партинг. Основная жила Фортуна, прилегающие метасоматические залежи и тела в северо-восточных оперяющих трещинах в осадочных породах под кварцитами Партинг (фиг. 4) отрабатывались рудником Ресаррекшн с середины 30-х до середины 50-х годов. За это время из месторождения было извлечено 2 млн. т комплексных сульфидных руд на сумму около 40 млн. долл.

Многие другие жилы в восточной части района, хотя и значительно меньших размеров, были также весьма продуктивными. На некоторых участках площади Брис-Хилл отрабатывались штокверковые тела золото-пиритовых руд.

Стратиграфические взаимоотношения

Так как на территории рудного района Ледвилл развиты главным образом метасоматические проявления, вопрос о локализации в разрезе «благоприятных пластов» имеет первостепенное значение. Хотя точные данные отсутствуют, по-видимому, не менее 90% добытых в районе руд было взято из стратиграфической зоны между кровлей кварцитов Савач и подошвой отложений формаций Молас и Белден, т. е. из интервала мощностью всего 350—400 футов (табл. I). Внутри этой зоны основными рудовмещающими горизонтами были доломитовые пласты. Согласно современной номенклатуре, выделяется три таких горизонта: доломиты Ледвилл, доломитовая пачка Дайер формации Чаффи и доломиты Маниту. В более ранних схемах, применявшихся в наиболее продуктивный период жизни района, выделялись только известняки Ледвилл или «голубые» известняки и «белые» известняки. Выделяемые в современной классификации в самостоятельное подразделение доломиты Дайер входили раньше в пачку известняков Ледвилл, которые считались основным продуктивным горизонтом района и намного в этом отношении превосходили «белые» известняки, или известняки Маниту. Доломиты Ледвилл в схеме современной классификации, по-видимому, являются более продуктивными, чем доломитовая пачка Дайер и доломиты Маниту, однако не настолько, как это обычно предполагается. Работы последнего времени показали, что в некоторых частях района мощность доломитов Ледвилл под поверхностью несогласия резко убывает и крупные скопления руд, ранее относившиеся к горизонту Ледвилл, на самом деле залегают в доломитах Дайер.

Несогласие в кровле доломитов Ледвилл связано с эрозией карбонатных пород в допенсильванское время в условиях, благоприятствовавших карстообразованию. Отложения формации Молас залегают в виде пятен и карманов в доломитах и представлены слабо переработанным остаточным материалом, образовавшимся в результате выветривания доломитов Ледвилл в добелденское время. Отложения формации Молас обозначают кровлю доломита Ледвилл, песчаники пачки Гилмен постоянно залегают в подошве. Пролеживание этих маркирующих пласт доломитов Ледвилл слоев подтверждает, что доломитовый горизонт очень непостоянен по мощности и в некоторых местах вообще отсутствует. К сожалению, это было неизвестно раньше во время интенсивной разведки и отработки месторождений района и много средств и сил было потрачено зря на бесполезный поиск исчезнувшей мощ-

ности карбонатных пород. Большая ненужная трата сил и средств была связана также с неправильным диагносцированием отложений формации Молас. Представленные ожелезненным глинистым материалом, несколько похожим на продукты окисления руд, они часто принимались за «контактную породу»; проводилось опробование, после которого участок зачисляли в разряд «пустых контактов». Много разведочных шахт было пройдено через ледниковые отложения и порфиры и оставлено в отложениях формации Молас; они так и не дошли до доломитов Ледвилл. На некоторых участках в пределах отложений формации Молас велись даже интенсивные разведочные работы в поисках того места, где «пустой контакт» станет продуктивным. Также недешево обошлось неправильное диагносцирование песчаников пачки Гилмен. В годы форсированной разведки богатых руд песчаники Гилмен часто принимались за кварциты Партинг и шахты останавливались так и не дойдя до нижележащих доломитов Дайер.

На нескольких интенсивно минерализованных площадях значительные количества метасоматических руд были локализованы в тонкослоистых слабо сланцеватых доломитах и песчаниках формации Пирлесс. Кварциты Савач и Партинг обычно не содержали метасоматических руд, за исключением немногих сильноминерализованных участков, где рудные минералы образовывали пятнистые скопления, приуроченные к опесчаненым зонам выщелачивания. Многие жилы, однако, содержали в кварцитах хорошие руды. Таковы, например, тела, отрабатывавшиеся рудниками Уинни-Лаема, Ресаррекшн, Корд и Таксон.

Докембрийские породы содержали промышленную минерализацию только вдоль редких жил, в основном вдоль жилы Уинни-Лаема. В пенсильванских отложениях промышленная минерализация была представлена также в основном жильными проявлениями, хотя на участке Айбекс были встречены небольшие ассоциирующие с жилами тела замещения в известняках. Порфиры на основной территории района безрудны. Несколько промышленных жил в порфирах было встречено в восточной части района. На участке Айбекс площади Брис-Хилл мелкие жилы в порфирах содержал[и] богатую золотую руду. Также в порфирах залегали золотосодержащие пиритовые руды на участке Антиок площади Брис-Хилл. Частично в порфирах, частично в метаморфизованных крупнозернистых песчаниках формации Минтерн были локализованы рудопроявления участка Саут-Айбекс.

Изменения боковых пород

За исключением некоторых кварцитов, все породы района в той или иной мере вторично изменены. Изменение осадочных пород началось с доломитизации, преобразовавшей первичные известняки Ледвилл в темные мелкокристаллические доломиты. Процесс этот носил региональный характер и охватил не только породы района, но и весь прилежащий участок рудного пояса Колорадо. По-видимому, одновременно с доломитизацией известняков Ледвилл были доломитизированы и отложения Маниту, представленные за пределами рудного района доломитизированными известняками. Доломиты Дайер и Пирлесс были первичными и поэтому не затронулись вторичным процессом доломитизации. После региональной доломитизации доломиты Ледвилл на многих участках подверглись последовательной перекристаллизации сначала в полосчатую породу, представленную чередованием темно-серых и белых полос, получившую в районе местное название «зебра», затем в более крупнокристаллическую серо-коричневую породу, за которой закрепилось местное название «крупный жемчуг» или «слабо полосчатый» доломит. На основании данных по изотопии кислорода Энгель и др. [22] пришли к выводу, что температуры образования доломитов Ледвилл выше температур образования известняков (за пределами пояса Колорадо) Лед-

вилл, причем температуры образования доломитов возрастают по направлению к области рудолокализации. Относительно объективности использованного авторами метода в литературе были высказаны некоторые сомнения [27], однако последующие исследования [33] подтвердили, что он дает достаточно достоверные результаты. На основании изучения жидких включений Лавринг [23] пришел к заключению, что «зебра» и другие более поздние вторичные разновидности доломитов образовались при температурах 200—300° С.

Временные отношения между преобразованиями доломитов и становлением порфировых интрузий не вполне определенны. Ранний, или «темный плотный», доломит образовался до внедрения порфиров, так как его включения содержатся в самых древних в районе порфирах Пандо, которые участками вызвали также местный метаморфизм доломитов. Последующие разновидности доломитов не встречаются во включениях, признаки метаморфизма в них в контакте с порфирами неопределенны. Скорее всего позднейшие разновидности доломитов образовались после образования порфиров. На интенсивно интрудированной порфирами площади Брис-Хилл доломиты Дайер и Ледвилл метаморфически изменены в магнетитово-диопсидово-форстеритовые (?) породы, которые затем были в свою очередь преобразованы в магнетитово-серпентиновые породы. Была ли дометаморфическая текстура доломитов Ледвилл «зебровой», не известно.

Все порфиры испытали позднемагматические и затем гидротермальные преобразования. Гидротермальные изменения представлены в основном серицитизацией, за счет которой в районе широкое распространение получили интенсивно серицитизированные порфировые породы.

По-видимому, примерно одновременно с изменением порфиров произошло местное выщелачивание или «опесчанивание» доломитов, за счет чего в них местами образовались сквозные канальные структуры. Аналогичному выщелачиванию участками подверглись также кварциты, в результате чего в них образовались локальные зоны с пористой ячеистой текстурой. Последующая минерализация обусловила дальнейшее изменение боковых пород и широкое замещение доломитов сульфидами. В западной части района доломиты на многих участках были замещены манганосидеритом и серыми джаспероидами. По всему району, но особенно в его восточной части порфиры подверглись слабой и средней пиритизации. На площадях Брис-Хилл и Болл-Маунтин пиритизация захватила также и пенсильванские отложения. За счет местного преобразования и пиритизации первично красноватые и желтоватые породы, как, например, отложения формаций Пирлесс и Молас, стали при наблюдении в свежем обнажении в подземных выработках темно-серыми и даже черными. После сульфидного замещения породы подверглись широкому и глубокому окислению, которое захватило также и новообразованные руды. Пиритизированные породы, в том числе многие порфиры, были выщелочены, насыщены окислами железа и, по-видимому, частично оглинены. Доломит, манганосидерит и руда были участками замещены окислами железа и марганца и железистыми и марганцовистыми черно-коричневыми джаспероидами. Доломиты и некоторые кварциты были вновь местами «опесчанены» с образованием сквозных проводящих структур. Во многих местах породы были превращены в железистый, глинистый (?), существенно сульфатный, макроскопически землистый материал, не содержащий или почти не содержащий остатков первичных пород.

Как уже упоминалось выше, процессы вторичного изменения, особенно изменения порфиров, изучены пока недостаточно. Эммонс и др. [6] кратко обсудили вторичные изменения в доломитах, происхождение джаспероидов и изменения, связанные с окислением пород. В отличие от точки зрения, изложенной в настоящей статье, эти авторы рассматривали «зебровые» доломиты как результат воздействия на породу отработанных гидротерм, «опесча-

нивание» доломитов как результат окисления и джаспероиды как главным образом гипогенное образование. Мнение это, однако, несостоятельно, так как в районе Ледвилл, так же как и в близлежащем районе Гилмен [16, 17], з»ебровые» доломиты и продукты их перекристаллизации, так же как «опесчаненные» доломиты и скопления доломитового «песка» отчетливо замещаются рудой. В районе Ледвилл, возможно, происходило некоторое дополнительное опесчанивание доломитов на стадии пострудного окисления, приведшее к образованию «песчанистых» зон, отходящих от подошвы окисленных рудных тел вниз во вмещающие доломиты. О том, что по крайней мере часть джаспероидов имеет гипергенное происхождение, говорит тесная связь между желто-коричнево-черными железистыми и марганцовистыми джаспероидами и окисленными рудными телами. Более того, имеются непрерывные переходы от окисленных руд, содержащих $Fe + Mn > Si$, к джаспероидам, содержащим только несколько процентов $Fe + Mn$.

Первичные руды

Первичные руды в районе представлены комплексной сульфидной ассоциацией, содержащей, как правило, несколько промышленно ценных компонентов и изменяющейся по минеральному составу в зависимости от условий локализации и размещения рудных тел в районе. Подробное описание и классификация первичных руд приведены в работе Эммонса и др. [6]. Преобладают, особенно в пластовых месторождениях, руды, состоящие из смеси пирита, сфалерита и галенита с подчиненными количествами жильных кварца (обычно джаспероидного) и манганосидерита или анкерита. Минералы меди обычно отсутствуют, но иногда встречается халькопирит. Три основных сульфидных минерала встречаются в самых различных соотношениях вплоть до существенно мономинеральных скоплений. Независимо от вариаций минерального состава в руде обычно содержится также немного серебра в основном в форме аргентита. Корреляция между содержаниями серебра и галенита слабая [6]. За исключением позднего сфалерита, выполнявшего пустоты, сфалерит руд представлен обычно темно-коричневым до черного марматитом; согласно трем аналитическим определениям, содержание Fe+Mn изменяется в нем от 12,1 до 17,8% при содержании Mn от 1,3 до 3,7% [6].

Среди смешанных сульфидных руд встречаются тонкокристаллические, плотные и зернистые пористые разности. Нередко в руде сохраняются слоистые и другие реликтовые текстуры первичных доломитов, часто можно наблюдать линейную и концентрическую ритмическую полосчатость и сгустковые скопления, подчеркнутые минералогически и структурно изменением состава и зернистости сульфидного материала. Парагенетически пирит был, несомненно, наиболее ранним сульфидным минералом; после пирита отлагались совместно сфалерит и галенит, причем некоторые количества галенита отлагались также и после сфалерита. Остальные сульфидные минералы, такие, как халькопирит и аргентит, отлагались после галенита. Широко распространенное замещение доломита манганосидеритом предшествовало отложению сульфидов, кварц отлагался в основном до пирита, а частично вместе с ним. Второстепенные жильные минералы, такие, как барит, родохрозит и доломит, отлагались после сульфидов. Все рудные и жильные минералы встречаются в виде редких друз в пустотах, что позволяет предполагать, что в конце процесса минерализации произошло некоторое выщелачивание новообразованных руд с последующим переотложением.

Качество сульфидных руд изменялось в широких пределах в зависимости от величины отношения суммарного содержания галенита и марматита к пириту и от содержания серебра. В последние десятилетия основной объем добычи приходился на руды, содержавшие в среднем 12—15% (суммарных)

свинца и цинка и 2—4 унции серебра на 1 т. Из-за неустойчивости боковых пород и в силу ряда других причин стоимость горных работ в районе Ледвилл была всегда очень высокой, поэтому даже при таких сравнительно богатых рудах добывающей промышленности все эти годы едва удавалось обеспечивать уровень рентабельности. Хотя о Ледвилле часто говорят как о районе бонанцевых руд, в практической добыче преобладали обычные, требующие обогащения руды. Именно они составляли главный вклад в продукцию района на протяжении основного периода его эксплуатации.

Руды жильных месторождений района характеризовались также весьма непостоянным составом. В большинстве своем они были комплексными, но в отличие от руд пластовых залежей обычно содержали существенные количества меди, золота и серебра. Преобладали руды с высоким содержанием пирита и с кварцевым или с джаспероидным жильным выполнением. Некоторые жилы были представлены почти чистым пиритом, иногда со значительными содержаниями золота и серебра. Встречались также пиритовые жилы с секущими прожилками халькопирита или с рассеянным халькопиритом, выполнявшим интерстициальные пространства между пиритовыми зернами. Сфалерит обычно присутствовал в значительных количествах в виде срастаний с кристаллами пирита и кварца или в форме самостоятельных прожилков. Из руд жильных тел цинк стали систематически извлекать только в последние десятилетия; основной объем добычи цинка приходился на месторождение Ресарректн. Галенит встречался обычно в срастаниях с другими сульфидами и кварцем; в некоторых жилах, как, например, в жиле Уинни-Лаема, он образовывал богатые линзовидные скопления и прожилки. Из серебросодержащих минералов преобладал аргентит, в меньших количествах присутствовали пираргерит и серебросодержащий тетраэдрит («фрейбергит»). В богатых серебряных рудах аргентит образовывал срастания с висмутином и галенитом; такие ассоциации в районе в ранний период ведения работ называли «лилианитом», «кобеллитом» или «шарпбахитом». Насколько известно, золото встречалось только в элементарной форме, хотя вопрос этот изучен недостаточно. Значительные количества высокосортных руд с видимым золотом, содержавших до нескольких процентов металла, были добыты на рудниках месторождения Айбекс. Часть видимого золота тесно ассоциировала со сфалеритом, образуя срастания, включения, прожилки и налеты внутри и на сфалеритовых зернах.

Жильные руды образовались частично за счет выполнения пустот, но главным образом, по-видимому, за счет замещения брекчированных пород вдоль трещинных зон. Мощность рудных тел была обычно больше в доломитах, кварцитах и крупнозернистых песчаниках и меньше в сланцах и порфирах. В зависимости от типа боковых пород изменялся также минеральный состав руд. При переходе из кварцитов или крупнозернистых песчаников в порфиры силикатное выполнение жилы обычно сменялось пиритовым, в доломитах жилы были обычно обогащены сфалеритом и галенитом.

Из-за наличия серебра, золота и меди руды жильных месторождений обычно принадлежали к более высоким товарным сортам, чем руды пластовых залежей, однако содержания металлов в них были очень изменчивы. Как и в случае пластовых месторождений, основной объем добычи из жильных месторождений за период эксплуатации района приходился на руды, лишь едва обеспечивавшие рентабельность рудников. Товарная стоимость основной массы руд, добытых из жильных месторождений за последние десятилетия, была равна примерно 20 долл. за 1 т.

Можно выделить следующие основные типы комплексных жильных и пластовых сульфидных руд: 1) контактово-метаморфические магнетитово-спекуляритово-сидеритовые руды, отрабатывавшиеся, как правило, только в случаях, когда первичная сульфидная ассоциация обогащалась дополнительно более молодой золото-пиритово-сфалеритово-халькопиритовой мине-

рализацией; 2) существенно висмутовые руды; 3) вольфрамсодержащие силикатные золото-пиритовые руды с парогенезисом раннего вольфрамита и более позднего шеелита и 4) мангано-сидеритовые руды, при окислении которых образовывались марганцевые руды. Эти основные типы руд района были описаны Эммонсом и др. [6]. Высококачественные висмутово-серебряно-золотые руды (не смешивать с висмутовыми рудами) были описаны Чепменом [14], который определил в них галеновисмутит, айкинит, аляскаит, висмут- и серебросодержащий галенит [9]. Висмутовые минералы ассоциировали с аргентитом, халькопиритом, теннантитом, алтаитом, гесситом и самородным золотом. Золото, как и в серебряных рудах соседнего рудного района Гилмен [17], ассоциировало в основном с гесситом. Чепмен [14] отнес изученную им парагенетическую ассоциацию к поздней халькопиритовой стадии, следующей за стадией отложения галенита.

Вторичные руды

Вторичные руды в районе были представлены двумя основными типами: «карбонатными» рудами зоны окисления и гипергенно обогащенными сульфидными рудами. Оба типа руд обычно ассоциировали друг с другом и с первичными рудами. Пострудные тектонические подвижки, колебания и общий региональный, начиная с верхнетретичного времени, подъем уровня грунтовых вод обусловили значительный вертикальный интервал развития вторичных руд. В ледниковых трогах зона окисления обычно маломощна или вообще отсутствует, но на других площадях она прослеживается на глубину 400—600 футов, участками до 900 футов [6]. Хотя переход от руд зоны окисления к сульфидным рудам иногда происходил по резкому контакту, обычно они в большей или меньшей мере перекрывались. На некоторых участках частично окисленные руды распространялись на глубину до 600 футов, что существенно затрудняло обогащение руд. Сульфидные руды в зоне неполного окисления и непосредственно ниже ее были местами вторично обогащены, местами представлены первичными рудами.

Зона вторичного сульфидного обогащения была обычно лучше развита и более протяженна в вертикальном интервале на жильных месторождениях, чем на пластовых. Наиболее распространенным вторичным рудным минералом был халькозин, с ним ассоциировали борнит и ковеллин; за счет накопления вторичных медьсодержащих минералов промышленные медные тела часто образовывались над жилами первично непромышленных руд. В зоне вторичного обогащения обычно концентрировалось также серебро. Значительная его часть находилась в неизвестных формах, часть была представлена самородным серебром, часть сажистыми налетами, называвшимися на местном профессиональном жаргоне «серками» («sulphurettes»). По данным Чепмена [14], аргентит в рудах был большей частью вторичным, а основным первичным серебросодержащим минералом был гессит. В зоне вторичного обогащения происходило также накопление золота. Согласно Эммонсу и др. [6], многие тела золотых руд образовывались за счет интенсивного растворения и переотложения золота.

Основные промышленные запасы окисленных руд были сосредоточены в отрабатывавшихся в начальный период эксплуатации района Ледвилл серебряно-свинцовых карбонатных телах. Свинец в этих рудах был представлен главным образом церусситом, встречались также остаточные галенит, англезит, миниум, массикот, вульфенит, ванадинит, пироморфит и плюмбоярозит. Содержания серебра в рудах изменялись существенно независимо от содержаний свинца, местами даже встречались самостоятельные бедные свинцом тела серебряных руд. Серебро было представлено в основном галидами, главным образом эмболитом и кераргиритом, но встречались также самородное серебро и вторичный аргентит. Аргентит иногда насыщал церус-

сит, за счет чего последний приобретал серо-черный цвет. Остаточный галенит содержал много серебра, на некоторых участках до сотен и даже тысяч унций на 1 т.

Многочисленные разновидности окисленных свинцово-цинковых руд района объединялись обычно в четыре основных типа. К «песчаным карбонатным» относились руды, представленные зернистым, сыпучим, обычно белым, иногда загрязненным железистыми или марганцовистыми окислами церусситом; они слагали протяженные, резко обособленные от вмещающих пород тела в западной части рудного района. Наиболее распространенные среди окисленных руд «твердые карбонатные» руды были сложены главным образом железистыми джаспероидами с мелко- и микрокристаллической примесью церуссита и серебросодержащих минералов. К третьему типу относились свинцово-серебряные или серебряные руды, представленные более или менее однородной смесью сульфатов и гидроокислов железа. Эти руды выявлялись только через опробование, так как часто соответствующие скопления оказывались непромышленными. Четвертый тип окисленных руд района был представлен силикатными рудами, содержавшими серебро или свинец. Среди серебряных руд этого типа встречались очень богатые тела, сложенные джаспероидами с полупрозрачными налетами серо-зеленого эмболита, но более распространены были желто-коричневые и коричнево-черные руды с примесями окислов железа и марганца как в джаспероидах, так и в серебросодержащих выделениях. Тела свинцово-серебряных руд всех типов обычно окаймлялись или постепенно переходили в небогатые железо-марганцевые руды или железисто-марганцовистые джаспероиды. В настоящее время от старых разработок карбонатных руд сохранились только отвалы джаспероидов и безрудных порфиров.

Окисленные цинковые руды частично сопровождали и окаймляли тела окисленных свинцово-серебряных руд, но обычно локализовались на бо́льших глубинах иногда среди доломитов много ниже обычной границы распространения окисленных руд. Окисленные цинковые руды были описаны Лафлином [3, 6] и Хейлом [30]. Они были сложены в основном смитсонитом, в меньших количествах присутствовали каламин, халькопирит, гетеролит, цинковистые глины и некоторые еще более редкие минеральные виды. Замещение доломита или манганосидерита минералами цинка иногда происходило при почти полном сохранении макроскопического облика породы. Однако обычно с цинковыми минералами ассоциировали окислы железа или темные джаспероиды, придававшие руде черно-коричневую окраску. Многие крупные тела цинково-карбонатных руд содержали 30—40% Zn. В течение многих лет добывались и принимались горно-металлургической промышленностью только руды с содержаниями Zn не менее 18—20%, более бедные руды не извлекались. В отличие от низкосортных окисленных свинцово-серебряных руд низкосортные окисленные цинковые руды не годятся в качестве флюса марганцевых руд.

Вторичные руды жильных тел обычно содержали церуссит, самородное золото, местами самородную медь, халькантит, карбонаты меди и окислы железа. Представленные исключительно окисленными рудами висмутовые жильные тела содержали карбонаты висмута, образовавшиеся главным образом за счет висмутина и других висмутсодержащих минералов первичных руд.

Зональность руд

Эммонс и др. [6] впервые отметили, что руды района распределены зонально вокруг так называемого штока Брис-Хилл; позднее этот вопрос специально изучался Лафлином и Бере [11]. В общем плане зональность руд характеризовалась развитием контактово-метаморфических или гипотермальных месторождений в центре площади, типичных мезотермальных

месторождений в промежуточной зоне и локальных эпитермальных проявлений по периферии района. Лафлин и Бере рассматривали зональность руд как результат взаимодействия пространственных и временных факторов в ходе процесса минерализации, протекавшего на фоне осложняющих структурных перестроек. Пространственно они выделили как основной центр минерализации шток Брис-Хилл и как дополнительный центр минерализации площадь Принтер-Бой-Хилл. Согласно их классификации, к гипотермальным или пирометасоматическим относились магнетит-серпентиновые месторождения с ассоциирующими сульфидами на площади Брис-Хилл; к промежуточным мезотермальным относились характерные для центральной части района проявления руд с манганосидеритово-пиритово-марматитовой продуктивной ассоциацией и в западной части района месторождения джаспероидно-пиритово-сфалеритовых руд; к низкотемпературным мезотермальным относились баритово-галенитово-серебряно-сфалеритовые проявления на западных, южных и северных участках района; к эпитермальным относились доломитово-сфалеритово-галенитовые месторождения южной периферии района. Во времени вслед за пирометасоматическими пироксеном и оливином (первичные минералы серпентина) на площади Брис-Хилл отлагались последовательно: гидротермальный магнетит, высокотемпературный мезотермальный сидерит и манганосидерит, средне- и низкотемпературные сульфидные минералы и золото. Аналогично в промежуточной зоне после высокотемпературной мезотермальной манганосидеритово-марматитовой минерализации отлагались в последовательности более низкотемпературные мезотермальные галенит, серебро, минералы висмута, халькопирит и золото.

Так называемый шток Брис-Хилл не является в обычном смысле штоком; он сформирован в связи с серией последовательных интрузий, внедрившихся в податливый каркас осадочных пород. Крупные ранние интрузии были в основном согласными, поэтому осадочные слои, хотя сильно раздвинутые и местами целиком погруженные в порфировый материал, в общем сохраняют стратиграфическую последовательность и прослеживаются более или менее непрерывно в подошве и в кровле штока. Таким образом, в действительности шток представляет собой скорее серию мощных силлов, местами слившихся в единый ветвящийся лакколитоподобный интрузив. Питали силловые внедрения мощная дайка (возможно, эллиптический некк?), приуроченная к разлому Уэстон, и несколько более мелких даек и интрузивных каналов неправильной формы, приуроченных к разлому Пайлот и некоторым другим нарушениям. Силловые интрузивы пересечены неккоподобным телом порфира или микроинтрузивной брекчии и более мелкими дайками и некками других, в том числе и самых молодых в районе порфиров. Все эти породы и рудные залежи в свою очередь пересекаются дайками риолитов и телами интрузивной брекчии. Породы площади сильно изменены и интенсивно минерализованы, вне сомнения, участок Брис-Хилл был основным центром интрузивной и гидротермальной активности. Отчетливая зональность размещения руд позволяет предполагать, что интрузивный центр оказывал определяющее термальное воздействие на ход процесса минерализации практически на всей территории района; однако, как о том подробнее говорится в последующих разделах, источником минерализующих растворов был, по-видимому, более глубинный и крупный очаг, питавший целый ряд разломов, в том числе нарушения, локализованные на площади интрузивного центра Брис-Хилл.

ЛОКАЛИЗАЦИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Локализация рудных тел в районе Ледвилл направлялась совместным действием структурных, стратиграфических и интрузивных факторов. Как правило, за исключением жильных проявлений, роль структурных факторов

в локализации конкретных залежей была второстепенной, однако они существенно определяли общее пространственное размещение минерализации. Наиболее характерными для рудного района были протяженные в плане пластовые тела незначительной мощности, залегавшие в доломитах непосредственно под перекрывающими их порфирами, кварцитами или сланцами. Некоторые залежи имели подводящие жилы, некоторые ответвлялись от сквозных трещин или жил, но большинство, насколько известно, не имело явно выраженного трещинного контроля. Основные по масштабам и запасам рудные тела были локализованы под мощным порфировым силлом, приуроченным к поверхности несогласия, маркированной отложениями формации Молас.

Стратиграфический контроль

Маркирующие поверхность несогласия отложения формации Молас залегают на различных породах района. Обычно они встречаются на стратиграфическом уровне от 50 до 200 футов выше подошвы доломитов Ледвилл, однако на площадях Фрайер-Хилл, Янки-Хилл и на северном участке площади Брис-Хилл они залегают ниже на стратиграфическом уровне песчаников Гилмен, а на отдельных участках площади Фрайер-Хилл встречаются на уровне отложений пачки Дайер формации Чаффи и даже на уровне кровли кварцитов Партинг. Зона несогласия выражена закарстованными и выветрелыми породами, высокая пористость которых благоприятствовала проникновению минерализующих растворов. Пористость этих образований связана: 1) с наличием в доломитах сообщающихся и изолированных пустот; 2) с чрезвычайно мелкорасчлененным рельефом кровли доломитов; 3) с общим разуплотнением, превратившим породы на отдельных участках в рыхлые или кавернозные массы. Хотя большинство депрессий кровли и сообщавшихся с палеоповерхностью полостей выполнены алевритовым или остаточным кремнистым материалом, они, очевидно, были все равно более проницаемы, чем вмещающие доломиты и вышележащие порфиры или черные сланцы формации Белден. Обычно к этим проницаемым зонам приурочивались вторичные изменения, иногда вдоль них происходило «опесчанивание» доломита и даже новообразование пустот. Нередко вдоль этих зон отмечается более глубокая перекристаллизация доломитов в последовательности: 1) «темный плотный» доломит, 2) «зебровый» доломит и 3) крупнокристаллический «жемчужный» доломит.

Таким образом, пористость или скважность доломитов, обязанная карстовому выветриванию в добелденское время, по-видимому, еще более возросла на этапе предрудного выщелачивания и затем в ходе рудообразующего процесса обусловила концентрацию в зоне потока гидротермальных растворов и локализацию руд. На некоторых особенно интенсивно минерализованных площадях, как, например, на площади Фрайер-Хилл, как будто бы устанавливается приуроченность руд к участкам относительного снижения мощности высокопористых доломитов Ледвилл. При этом минерализация охватывала доломиты практически полностью, образуя сплошное рудное тело, лишь расчлененное интрузиями порфиров. Возможно, что аналогичное происхождение имели рудные столбы в доломитах на площади Айрон-Хилл, где мощность слоя Ледвилл подвержена частым и незакономерным изменениям [6]. Обычное наличие здесь в отвалах старых выработок остаточного материала формации Молас позволяет предположить, что незакономерное утоньшение слоя Ледвилл связано не с расщеплением пласта внутриформационным силлом, а с выветриванием доломитов по поверхности несогласия. Однако древняя скважность в данном случае была, по-видимому, не единственным контролирующим фактором в локализации рудных тел, так как

на площади Айрон-Хилл было также несколько рудных столбов, приуроченных к небольшим нарушениям.

Следующий рудолокализующий горизонт был расположен на стратиграфическом уровне пачки песчаников Гилмен. Он также исходно представлял собой пористую зону, возникшую, по-видимому, в результате подземного выщелачивания доломитов грунтовыми водами, возможно, одновременно с поверхностным карстообразованием [18]. Третий рудолокализующий горизонт был расположен в верхах пачки Маниту среди тонкослоистых, слегка сланцеватых доломитов непосредственно под слоем более плотных сланцев или стекловатых кварцитов пачки Партинг. Так как кровля доломитов Маниту ограничена крупным несогласием, возможно, что и в данном случае рудолокализующая зона была сложена относительно более высокопористыми породами, хотя макроскопически они не производили такого впечатления разуплотненности, как доломиты в кровле пласта Ледвилл.

Интрузивный контроль

Кроме рассмотренных выше трех благоприятных стратиграфических зон, контролирующее влияние на локализацию руд оказывали также контакты доломитов с порфирами. На карте, показывающей размещение пластовых залежей на территории района [6], отчетливо видна приуроченность руд к подошве порфировых силлов независимо от стратиграфического положения интрузивов в доломитовой серии. Очевидно, порфировые силлы подпруживали потоки восходящих гидротерм, побуждая их растекаться в стороны от подводящих зон и трещин. Растекание это было часто значительным, так как проницаемые участки в силлах, по которым растворы могли пересекать интрузивный пласт, были, по-видимому, в большинстве своем залечены или оглинены процессами гидротермального изменения порфиров. Из всех пластовых интрузивных тел района наиболее мощным и выдержанным является силл в подошве отложений формации Белден. По-видимому, ограничивавшая эту формацию снизу зона несогласия, маркировавшая наиболее резкое в стратиграфической колонке изменение физико-механических свойств пород и сама выполненная мягкими сланцеватыми осадками, была особенно благоприятной для интрузивной локализации. На большинстве площадей к ней приурочен силл самых древних в районе порфиров Пандо («белых порфиров»), достигающий местами мощности 1000 футов. Там, где отсутствуют порфиры Пандо, вдоль зоны обычно локализованы более молодые порфиры ущелья Джонсон.

Многие рудные тела залегают в доломитах на пересечении даек с подошвами силлов обычно, но не обязательно со стороны нижнего («подошвенного») контакта даек с доломитами. Некоторые такие дайки питали силлы, некоторые пересекали их. Большинство даек в районах представлено порфирами типа ущелья Джонсон и близкими к ним разновидностями, которые ранее объединялись в одну группу «серых порфиров». Из-за ассоциации руды с «серыми порфирами» на начальных этапах ведения горных работ в районе было широко распространено представление, что «серые порфиры» являются источником руды. Последующие работы показали, однако, что ассоциация эта лишь пространственная, так как аналогичное контролирующее влияние оказывали «кили» и резкие перегибы контактов силлов, в то же время благоприятность для локализации руд структур пересечения не зависела от того, каким типом порфиров представлены интрузивный пласт или дайка. По-видимому, в одних случаях дайки ограничивали боковое растекание растворов под силлами, в других, наоборот, силлы подпруживали потоки растворов, поднимавшихся вдоль даек.

Тектонический контроль

Значительное контролирующее влияние на локализацию руд в районе оказывали разломы. К ним приурочены многие жилы и мелкие рудные тела замещения. Пространственное размещение минерализованных площадей относительно основных тектонических линий (фиг. 1) определенно свидетельствует о том, что такие разломы, как Болл-Маунтин, Уэстон, Пайлот, Майк, Эйделейд и Айрон, играли роль подводящих структур. Руды, отложившиеся вдоль них и оперяющих их нарушений, обычно образовывали зону проявлений, характеризующихся более низкотемпературными минеральными ассоциациями, чем руды промежуточных участков. Их отличало повышенное содержание марматита, пирита и сидерита, а также меди, золота и висмута. Большинство крупных разломов не содержало самостоятельных жил, но почти во всех них встречались небольшие изолированные рудные скопления. В некоторых случаях такого рода рудные скопления представляли собой обломки руд пластовых залежей, растащенные по разлому во время пострудных подвижек. Во многих других случаях, однако, руды в обломках отличались от руд пластовых тел и, по-видимому, представляли куски разбитых подвижками рудных жил.

От главных рудоподводящих разломов растворы, по-видимому, распределялись по системе более мелких нарушений и, достигнув подошвы силлов, широко растекались. Имеется множество свидетельств о большой роли мелких нарушений в процессе рудолокализации. Примером могут служить трещинная система на руднике Ресаррекшн в восточной части района (фиг. 4) или взброс Таксон-Мейд на площади Айрон-Хилл в западной части района. В этом последнем случае прослеженная по падению плоскость основного северо-западного нарушения следует сначала почти согласно элементам залегания вмещающих пород, затем на глубине становится более крутой, падая под углами от СВ 45° до СВ 60°. На участке пологого падения амплитуда вертикального смещения по разлому не превосходит нескольких футов, на участке крутого падения она возрастает до 150 футов. Хотя сам разлом не минерализован, на площадях Айрон-Хилл и Карбонейт-Хилл к нему приурочено много пластовых залежей и оперяющих жил [5]. Несомненно, что взброс играл важнейшую контролирующую роль при локализации руд на этих высокопродуктивных участках на всех стратиграфических уровнях, кроме «первого контакта». Разлом Таксон-Мейд выходит на поверхность только к западу от вершины холма Карбонейт. От западного склона этого холма он прослеживается на северо-запад через сложно дизъюнктивно дислоцированный участок до разлома Пендери в районе ущелья Стрей-Хорс. Таким образом, хотя в свое время при отработке площади Фрайер-Хилл разлом Таксон-Мейд не был опознан, он, по-видимому, все же проходит через территорию этого участка где-то на глубине и, возможно, был причиной интенсивной его минерализованности.

Примером другого типа тектонического контроля рудных тел в западной части района может служить детально описанная Лафлином [6] жила Корд на участке Як-Таннел в южной части площади Айрон-Хилл. Жила приурочена к крутому разлому северо-восточного простирания. Протяженность нарушения незначительна, смещения не превышают первых футов. Разлом пересекает разрез, представленный чередованием доломитов, порфиров и кварцитов; доломитовые слои вблизи жилы замещены рудой. Северо-восточные трещины, совпадающие с длинными осями двух основных на площади Айрон-Хилл пластовых жил, считаются пострудными [6], однако их пространственное положение относительно рудных тел и признаки минерализации на более глубоких горизонтах, по крайней мере вдоль одного из нарушений, позволяют предполагать, что они были рудоподводящими структурными элементами. На участке Ледвилл — Дрейнейдж — Таннел ниже

площади Фрайер-Хилл штокверк коротких, преимущественно северо-восточных жил пересекает кварциты, залегающие стратиграфически ниже уровня, на котором были остановлены старые выработки в доломитах. Возможно, что этот штокверк служил рудоподводящим проводником по отношению к вышезалегающим телам замещения.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ РАЙОНА И ГЕНЕЗИС РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В региональном плане рудный район Ледвилл расположен на пересечении северо-восточного рудного пояса Колорадо и близмеридиональной тектонической зоны Москито — Уэстон, которая в свою очередь частью входит в систему долинных и хребтовых разломов грабена Арканзас-Валли.

Более локально рудный район представляет сложно дислоцированную, интенсивно насыщенную магматическими образованиями площадь в узле пересечения разломов системы Уэстон, простирающихся по азимуту СЗ 340°, и разломов системы Москито, простирающихся по азимуту СВ 15°. Район расположен к западу от узла пересечения в висячем боку разлома Москито, разбит большим числом трещин основных направлений и двумя или тремя системами поперечных разломов. Общая тектоническая схема площади позволяет предполагать одновременное развитие северо-восточных и северо-западных нарушений, причем последние затухают непосредственно севернее территории района.

Кроме двух основных трещинных систем Москито и Уэстон, многочисленные существенно независимые по истории развития и направленности перемещений разломы образовались в связи с интрузивной активностью. Однако, по-видимому, самостоятельность этих осложняющих тектонических проявлений была только местной, так в целом они удовлетворительно согласуются с общим тектоническим планом района. Скорее всего «интрузивные» нарушения направляли внедрение и локализовали синтектонические интрузии. Ряд штоков и других проявлений магматической активности приурочен к протянувшейся через район почти на 100 миль тектонической зоне Москито — Уэстон. Особенно интенсивная насыщенность порфировыми внедрениями характерна для полосы шириной в несколько миль в висячем боку разлома Москито, протягивающейся от площади Ледвилл на несколько миль на север. По-видимому, разлом служил основным проводником для порфировых магм, отделявшихся от глубинного батолита, питавшего, как обычно предполагается, рудный пояс Колорадо [29]. По своему структурному положению площадь Ледвилл более других подверглась тектоническому дроблению и поэтому стала основным очагом проявления интрузивной активности вдоль трещинной системы Москито — Уэстон.

По-видимому, не случайно основные рудопроявления в районе приурочены к тектонически нарушенным и насыщенным магматическими породами участкам. Надо полагать, что растворы поступали из некоего «горячего» локального источника и отлагали минеральный груз в обстановке значительного градиента температур. В пользу этого предположения свидетельствуют: переходы от пирометасоматических к эпитермальным рудам в месторождениях, общая зональность рудной минерализации в районе, широкое распространение высокомарматитового сфалерита, интенсивная серицитизация всех пород, кроме карбонатов и кварцитов, а также изотопные данные [22], определенно показавшие, что доломитовые породы площадей Ледвилл и Гилмен образовались при более высоких температурах, чем другие карбонатные породы района. Все эти признаки наряду с тесной ассоциацией руд с интрузиями делают Ледвилл своего рода эталоном «магматогенно-гидротермального» района. Очевидно, однако, что обнажающиеся сейчас на площади интрузивные породы не были непосредственным источником гидротерм, хотя

все они, за исключением поздних риолитовых интрузивных брекчий, предшествовали рудообразованию. Скорее всего рудоносные растворы отделялись от глубинного батолита или от других пород под влиянием батолитовой интрузии и, подобно ранним порфирам, проникли в область локализации как наиболее доступную. Проблема первоисточника металлов здесь обсуждаться не будет. Изотопные данные говорят о том, что свинцы Ледвилла имеют коровое происхождение и сложную историю [34]. Согласно четырем измерениям отношений изотопов S^{32}/S^{34} изменяется от 22,10 до 22,35, т. е. близко к составу метеоритной серы [21]. Содержания Cu, Pb и Zn в карбонатных породах Ледвилла и карбонатных породах пояса Колорадо за пределами рудного района практически одинаковы и равны 3,3 и 10 г/т соответственно [20], из чего следует, что мобилизации рассеянных металлов из вмещающих карбонатных пород не происходило.

Гидротермальные растворы достигали областей рудоотложения различными путями, но схема движения была, по-видимому, общей: по трещинным проводникам растворы пересекали породы фундамента, после чего в верхней слоистой части разреза, сложенной осадочными породами и силлами, отклонялись до субгоризонтального течения. Наиболее значительное растекание потока происходило под силлами, особенно под силлами, маркирующими поверхности несогласия. Растекаясь растворы замещали рудой доломитовые слои, образуя протяженные пластовые залежи; в восточной части района наряду с пластовыми формами образовывались также жильные тела.

Пострудная история месторождений

В пострудный период рудные залежи подверглись действию тектоники, окисления, интрузий риолитов или риолитовых брекчий и эрозии. Пострудные подвижки происходили главным образом по ранее заложенным тектоническим линиям в основном, судя по смещению уровней залегания окисленных руд, после образования зоны окисления. Например, на площади Айрон-Хилл на восточном участке вдоль разлома Айрон и оперяющих его трещин верхний уровень распространения сульфидных руд расположен на отметке 10 300 футов среди доломитов Маниту, на западном участке площади вдоль этого же разлома кровля сульфидных руд залегает на 600 футов ниже и локализована в порфировом силле, внедрившемся в верхи пачки доломитов Ледвилл. Кровля пород фундамента смещена этим же разломом на 1500 футов. Окисление руд происходило, по-видимому, в основном в третичное время до отложения пород нижнеплиоценовой формации Драй-Юнион, так как положение уровней окисления не зависит от наличия или отсутствия отложений формации Драй-Юнион и других более молодых пород. Скорее всего основной процесс шел во время образования предгорной равнины, опускания грабена и последующего образования каньона в миоценовое время, до того как отложение пород формации Драй-Юнион обусловило общее поднятие уровня грунтовых вод на территории Арканзас-Валли.

После окисления руд, но до начала ледникового периода образовались дайки и некки риолитов и эксплозивных брекчий риолитового состава. Большинство интрузивных тел брекчий и риолитов обнажаются в ущельях Эванс и Саут-Эванс, где взаимоотношения риолитовых брекчий с породами зоны окисления установить невозможно, так как последние уничтожены ледниковой эрозией. На северо-восточной периферии площади Брис-Хилл можно наблюдать участок контакта эллиптического некка с неэродированными породами зоны окисления; свежий облик риолитов на фоне интенсивно измененных руд и рудовмещающих пород определенно свидетельствует о том, что риолиты внедрились после завершения процессов окисления. Риолитовые некки и дайки пересекают многие рудные тела и, возможно, уничтожили

в процессе внедрения значительную часть запасов руд района. Становлению риолитовых тел сопутствовала некоторая минерализация (или переотложение руд предыдущих продуктивных этапов?); местами интрузивную брекчию секут небольшие сульфидные прожилки, на некоторых окатанных во время интрузивного внедрения обломках вмещающих пород отложились кристаллические корочки сульфидов.

Так как некоторые месторождения залегают под отложениями формации Драй-Юнион, следует полагать, что эрозия месторождений района Ледвилл началась по крайней мере в раннем плейстоцене или даже в миоцене. После сноса отложений формации Драй-Юнион месторождения вновь подверглись действию поверхностных факторов и затем в плейстоцене были глубоко эродированы вдоль ледниковых трогов. Сколько руды при этом было унесено за пределы района, неизвестно, однако целесообразно проверить, не происходило ли концентрированного переотложения сульфидного материала на принимавшей ледниковые выносы территории Арканзас-Валли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Emmons S. F., Geology and mining industry of Leadville, Colorado , U. S. Geol Survey Mon., **12**, 770 and atlas of 35 sheets, 1886.
2. Emmons S. F., Irving J. D., The Downtown district of Leadville Colorado, U.S. Geol. Survey Bull., 320, 1—75, 1907.
3. Loughin G. F., The oxidized zinc ores of Leadville, Colorado, U.S. Geol. Survey Bull., 681, 1—91, 1918.
4. Crawford R. D., A contribution to the igneous geology of central Colorado, Am. Jour. Sci., 5th., 7, 365—388, 1924.
5. Loughlin G. F., Guides to ore in the Leadville district, Colorado, U.S. Geol. Survey Bull., 779, 1—37, 1926.
6. Emmons S. F., et al., Geology and ore deposits of the Leadville mining district, Colorado, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, **148**, 1—368, 1927.
7. Henderson C. W., Production, history, and mine development (of Leadville district), 109—144, in Emmons S. F., et al., Geology and ore deposits of the Leadville mining district, Colorado, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, **148**, 1—378, 1927.
8. Burbank W. S., Relation of Paleozoic and Mesozoic sedimentation to Cretaceous-Tertiary igneous activity and the development of tectonic features in Colorado, in Ore deposits of the Western States (Lindgren Volume), New York, A.I.M.E.,277—301,1933.
9. Chapman E. P., Stevens R. E., Silver and bismuth-bearing galena, Leadville, Econ. Geol., **28**, 678—685, 1933.
10. Lovering T. S., The structural relations of the porphyries and metalliferous deposits of the northeastern part of the Colorado Mineral Belt, in Ore deposits of the Western States (*Lindgren Volume*), *New York*, A.I.M.E., *301—307*, *1933*.
11. Loughlin G. F., Behre C. H., Jr., Zoning of ore deposits in and adjoining the Leadville district, Colorado, Econ. Geol., **29**, 215—254, 1934.
12. Lovering T. S., Goddard E. N., Laramide igneous sequence and differentiation in the Front Range, Colorado, Geol. Soc. America Bull., **49**, 35—68, 1938.
13. Hedges J. H., Possibilities of manganese production at Leadville, Colorado, U.S. Bur. Mines I.C., 7125, 1—23, 1940.
14. Chapman E. P., Newly recognized features of mineral paragenesis at Leadville, Colorado, A.I.M.E., Tr., **144**, 264—275, 1941.
15. Swartz J. H., et al., Report of a geophysical survey of proposed drainage tunnel routes in the Leadville mining district, Leadville, Colorado, U.S. Bur. Mines, mimeo *report*, 1—18, 1943.
16. Lovering T. S., Tweto O. L., Preliminary report on geology and ore deposits of the Minturn quadrangle, Colorado, U.S., Geol. Survey open-file rept., 1—115, 1944.
17. Tweto O., Lovering T. S., The Gilman district, Eagle County (Colo.), 378—387 in Vanderwilt J. W., Editor, Mineral resources of Colorado, State of Colo., Mineral Res., Bd., 1—547, 1947.
18. Tweto O., Stratigraphy of the Pando area, Eagle County, Colorado, Colorado Sci. Soc. Proc., **15**, 149—235, 1949.
19. Behre C. H., Jr., Geology and ore deposits of the west slope of the Mosquito Range, U.S. Geol. Survey Prof. Paper, **235**, 1—176, 1953.
20. Engel A. E. J., Engel C. G., Distribution of copper, lead, and zinc in hydrothermal dolomites associated with sulfide ore in the Leadville Limestone (Mississippian, Colorado), (Abs.) Geol. Soc. Amer. Bull., **67**, 1692, 1956.

21. Kulp J. L., et al., Sulfur isotope abundances in sulfide minerals, Econ. Geol., **51**, 139—149, 1956.
22. Engel A. E. J., et al., Variations in isotopic composition of oxygen and carbon in Leadville Limestone (Mississippian, Colorado) and in its hydrothermal and metamorphic phases, Jour. Geol., **66**, 374—393, 1958.
23. Lovering T. G., Temperatures and depth of formation of sulfide ore deposits at Gilman, Colorado, Econ. Geol., **53**, 689—707, 1958.
24. Tweto O., Pre-ore of faults at Leadville, Colorado, in Short papers in the geological scinces, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 400-B, 10—11, 1960.
25. Tweto O., Late Cenozoic events of the Leadville district and upper Arkansas Valley, Colorado, In Short papers in the geologic and hydrologic sciences, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 424-B, 133—135, 1961.
26. Pearson R. C., et al., Age of Laramide porphyries near Leadville, Colorado, in Short papers in geology and hydrology, U.S. Geol. Survey Prof. Paper 450-C, 78-80, 1962.
27. Friedman I., Hall W. E., Fractionation of O^{18}/O^{16} between coexisting calcite and dolomite, Jour. Geol., **71**, 238—243.
28. Linn K. O., Geology of the Hellena mine area, Leadville, Colorado, Unpublished Ph.D. thesis, Harvard Univ., 157, 1963.
29. Tweto O., Sims P. K., Precambrian ancestry of the Colorado Mineral Belt, Geol. Soc. America Bull., **74**, 991—1014, 1963.
30. Heyl A. V., Oxidized zine deposits of the United States, Part 3, Colorado, U.S. Geol. Survey Bull., 1135-C, 1—98, 1964.
31. Pierce A. P., Isotopic nature of oreleads in the Colorado mineral belt, (abs.) in Program of Rocky Mtn. Sect., Geol. Soc. America, 1965.
32. Walker W. J., Structural control of the ore deposits of the Ressurrection mine, Leadville mining district, Colorado, Unpublished report, 1—22, 1965.
33. O'Neil J. R., Epstein S., Oxygen isotope fractionation in the system dolomite-calcite-carbon dioxide, Science, **152**, 198—200, 1966.
34. Pierce A. P., et al., Isotopic nature of ore-leads in the Colorado mineral belt, Manuscript, 1—52, в печати.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА ГИЛМЕН (РЕД-КЛИФФ, БАТЛ-МАУНТИН) В ОКРУГЕ ИГЛ, ШТАТ КОЛОРАДО

Р. Е. Радабаух, Дж. С. Мерчант, Дж. М. Браун

Рудный район Гилмен, известный также под названиями Ред-Клифф и Батл-Маунтин, расположен примерно в 75 милях запад-юго-западнее Денвера и в 20 милях север-северо-западнее Ледвилла на северо-восточных склонах хребта Савач в центральной части штата Колорадо.

Первые находки руд в районе в конце 1878 и начале 1879 гг. были представлены карбонатными свинцово-серебряными рудами. Несколько позже были обнаружены богатые залежи золотых руд. В дальнейшем в связи с развитием горных работ на глубине установлены сульфидные существенно цинковые руды. Основным месторождением площади является месторождение Игл, одноименный рудник которого является в настоящее время единственным действующим горнорудным предприятием района.

Всего за период с 1880 по 1964 гг. в районе было добыто около 10 млн. т руды на сумму свыше 250 млн. долл., что в пересчете на основные извлекавшиеся металлы составляет: золота около 350 тыс. унций, серебра около 65 млн. унций, меди более 90 тыс. т, свинца более 110 тыс. т, цинка около 600 тыс. т. Кроме того, из окисленных частей залежей было добыто около 210 тыс. т марганцевых руд.

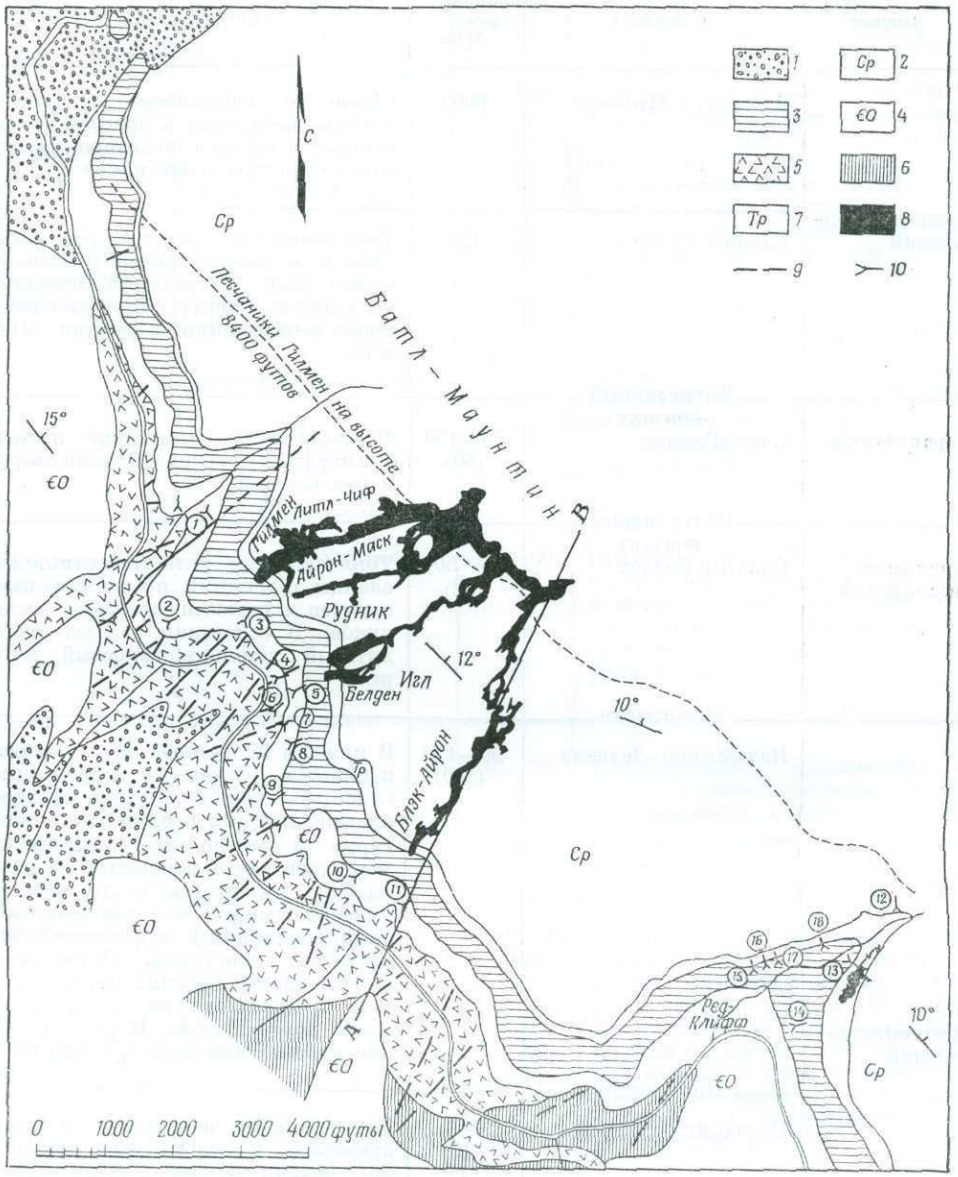
ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

На территории рудного района Гилмен обнажаются породы от докембрийского до четвертичного возраста включительно.

Докембрийские образования представлены метаморфическими и интрузивными, в основном гранитоидными породами. Кембрийские и ордовикские формации сложены преимущественно обломочными отложениями. Породы силурийского возраста в районе отсутствуют. Девонские и миссисипские формации представлены карбонатными отложениями с редкими пластами обломочных пород. Весь разрез, от кембрийских и до миссисипских образований включительно, имеет небольшую мощность — около 560 футов. Пенсильванские отложения представлены мощной (около 5000 футов) толщей глинистых сланцев, песчаников и аркозовых конгломератов с редкими маломощными прослоями карбонатных пород в верхней трети разреза. Мезозойские породы обнажаются на соседней с районом площади на расстоянии нескольких миль, но на территории самого района отсутствуют. В подошве пенсильванских отложений залегает силл кварцевых латитов ларамийского возраста. Четвертичные образования представлены ледниковыми наносами, оползневыми отложениями и локальными скоплениями аллювия. Породы большинства перечисленных формаций хорошо обнажены в крутом северо-восточном борту каньона реки Игл (фиг. 1).

Стратиграфический разрез района приведен в табл. I. В отличие от стратиграфических схем Геологической службы США и некоторых других организаций подразделения кембрийских, девонских и миссисипских отложений выделены в нем номенклатурно как формации, а не как пачки. Из-за недостатка места ниже в описании будут рассмотрены только некоторые из перечисленных в таблице стратиграфических единиц.



Ф и г. 1. Геологическая карта рудного района Гилмен (округ Игл, штат Колорадо), иллюстрирующая размещение главных рудных залежей. Составлена по данным «Нью-Джерси-цинк-компани» и Лавринга и Твето [20].

1 — четвертичные аллювиальные и ледниковые отложения; *2* — пенсильванские отложения: формация Минтерн и сланцы Белден; *3* — девонские и миссисипские отложения: известняки Ледвилл, песчаники Гилмен, доломиты Дайер, кварциты Партинг; *4* — кембрийские и ордовикские отложения: песчаники Хардинг, сланцы Пирлесс, кварциты Савач; *5* — докембрийские граниты; *6* — докембрийские метаморфические породы; *7* — третичные образования: силл Гилмен; *8* — главные рудные залежи в известняках Ледвилл; *9* — разлом; *10* — устья выработок рудников.

Цифрами в кружках показаны старые рудники: 1 — Блик-Хауз; 2 — Полар; 3 — Роки-Пойнт; 4 — Бен-Батлер; 5 — Стар-оф-Уэст; 6 — Тип-Топ; 7 — Мабел; 8 — Перси-Честер; 9 — Пайн-Мартин; 10 — Граунд-Хог; 11 — Чампион; 12 — Либерти; 13 — Вайоминг-Валли; 14 — Хорн-Силвер; 15 — Силуриан и Ови; 16 — Хенриетта; 17 — Фостер-Комбинейшн; 18 — Ферст-Нешнел и Эйти-Фор.

Таблица I

Стратиграфический разрез рудного района Гилмен

Возраст	Формация	Мощность, футы	Описание пород
Среднепенсильванский	Формация Минтерн	6000	Серые и каштановые глинистые сланцы, песчаники и аркозовые гравелиты; в верхней половине разреза тонкие прослои известняков
	Сланцы Белден	125	Тонкослоистые углистые глинистые сланцы с маломощными прослоями *известняков и редкими пластами* песчаников. Кверху фациально переходят в отложения формации Минтерн
	Интрузивный контакт		
Ларамийский	Силл Гилмен	53—150 (80)	Мелкозернистые кварцевые латитовые порфиры с вкрапленниками кварца и плагиоклаза
	Интрузивный контакт		
Среднепенсильванский	Сланцы Белден	5—50 (12)	Тонкослоистые углистые глинистые сланцы с тонкими прослоями *известняков и редкими пластами песчаников*. В основании разреза — реголитовый глинисто-сланцевый материал
	Несогласие		
Среднемиссисипский	Известняки Ледвилл	90—170 (140)	В нижней 95 футовой части разреза полностью доломитизированные, слоистые, мелкозернистые, сахаровидные, местами кремнистые, темно-серые и светло-серые известняки; *в верхней части мощностью 45 футов* разреза светло-серые, крупнокристаллические, кавернозные, массивнослоистые *известняки с зебровидной* (полосчатой) текстурой. Встречаются редкие пласты брекчий. Кровля разреза представлена карстовой эрозионной поверхностью. Породы формации вмещают основные залежи района
	Несогласие		
	Песчаники Гилмен	10—50 (15)	Неоднородный по разрезу комплекс аркозовых и доломитовых песчаников, кварцитов, темно-серых доломитов *и осадочных брекчий, состоящих* из блоков песчаников, погруженных в темно-серые глинистые сланцы. Кровлю разреза маркирует пласт плотных, восковидных, рыжевато-бурых пород. Рудные трубы; небольшие тела, выклинивающиеся на глубине
	Несогласие		

Продолжение табл. I

Возраст	Формация	Мощность, футы	Описание пород
Верхнедевонский	Доломиты Дайер	40—90 (70)	В нижней части разреза мощностью 31 фут серые до темно-серых среднеслоистые доломиты; в верхней части мощностью 39 футов темно-серые, тонкослоистые доломиты. В 40 футах выше подошвы формации залегает маркирующий песчанистый пласт мощностью 1—6 дюймов. Рудные трубы
	Кварциты Партинг	35—40	Светло-серые, грубые, неравномернозернистые, обычно косослоистые кварциты. Отдельные линзовидные прослои конгломератов. Рудные трубы, выклинивающиеся на глубине
	Несогласие		
Среднеордовикский	Песчаники Хардинг	25—60 (45)	Неоднородный по разрезу комплекс пестроокрашенных в серые, бурые и яблочно-зеленые цвета кварцитов, глинистых песчаников и глинистых сланцев. Зона выклинивания двух рудных труб
	Несогласие		
Верхнекембрийский	Сланцы Пирлесс	65—70 (68)	Тонкослоистые, красноватые, пурпурные и зеленовато-серые, песчанистые доломиты и глинистые сланцы с редкими тонкими прослоями кварцитов
	Кварциты Савач	130—215 (190)	Светло-серые, однородные, среднезернистые кварциты с тонкими пластами песчанистых доломитов в верхней половине разреза. В интервале 10—15 футов ниже кровли формации выделяется вмещающий плащеобразные рудные залежи горизонт Рокки-Пойнт, состоящий из брекчированных кварцитов и линзовидных прослоев песчанистых доломитов
	Несогласие		
Докембрийский	Граниты, диориты, кристаллические сланцы		Интенсивно разлистованные, метаосадочные, кварцево-биотитовые кристаллические сланцы, прорванные небольшими телами диоритов и более крупными интрузивами массивных серо-розовых, участками порфировых, насыщенных пегматитами гранитов. Встречаются инъецированные гнейсы и трещинные рудные жилы

Примечание. Цифрами в скобках показана средняя мощность формаций на месторождении Игл.

Кварциты Савач, горизонт Роки-Пойнт

Примерно в 10—15 футах ниже кровли кварцитов Савач прослеживается горизонт мощностью от нескольких дюймов до 10 футов, известный в районе под названием горизонта Роки-Пойнт. В целом по площади соответствующая зона интенсивно минерализована и участками содержит высокопродуктивные рудные залежи; мощность, состав и текстуры слагающих ее пород, однако, весьма непостоянны. Местами она представлена только несколькими тонкими прослоями глинистых сланцев и слабо нарушенных кварцитов, *местами состоит из кварцитовой брекчии, описываемой обычно как брекчия* обрушения, или из линзовидных пластов красно-бурых песчанистых доломитов мощностью 6—7 футов. По сравнению с другими породами формации кварцитов Савач породы горизонта Роки-Пойнт характеризуются относительно повышенными значениями пористости и проницаемости.

Песчаники Гилмен

Среднемиссисипские песчаники Гилмен представляют одну из специфических формаций района. Из-за несогласий в подошве и кровле разреза ее мощность колеблется от 10 до 50 футов, составляя в среднем около 15 футов. Большие мощности отмечаются в участках, где древние эрозионные впадины глубоко врезаны в подстилающие девонские доломиты Дайер.

Литологически формация Гилмен представлена кварцитами и смешанными *по составу песчаниками с прослоями доломитов и более редких глинистых* сланцев. Отличительной чертой формации является наличие в разрезе грубообломочных брекчий, состоящих из полууглова́тых блоков песчаников и кварцитов, погруженных в цементирующий субстрат песчанистых доломитов или жирных черных глин. Размеры обломков изменяются от нескольких дюймов до первых футов. Пласты брекчии на отдельных участках составляют более половины разреза формации.

Генезис брекчиевых слоев дискуссионен. Существует точка зрения [20], что они возникли в результате гипергенных процессов растворения, образования пустот и обрушения пород, протекавших, предположительно, до отложения известняков Ледвилл. Однако, кажется более вероятным, что обломочные фации являются обычными внутриформационными брекчиями, образовавшимися в результате деятельности волн и приливно-отливных течений на морском мелководье. Действительно, во многих местах на хребте *Савач* [19] *в базальных миссисипских отложениях (песчаниках Гилмен)* встречаются брекчиевые пласты с характерным пестрым в плане литологическим составом, свидетельствующим о почти одновременном протекании процессов размыва и отложения осадочного материала. Против гипотезы об образовании брекчий в результате обрушения пород свидетельствует также отсутствие структур обрушения в слоях песчаников Гилмен, залегающих непосредственно выше брекчиевых тел.

Жирный черный глиноподобный материал, являющийся продуктом сопутствовавшего образованию руд гидротермального изменения, встречается среди брекчий только в окрестностях рудника Игл. Особенно много его непосредственно вблизи рудных тел, вокруг которых он образует ореол с постепенно снижающимися содержаниями вплоть до полного исчезновения в удалении от минерализованных площадей.

Известняки Ледвилл

Среднемиссисипская формация известняков Ледвилл представлена полностью доломитизированными в пределах района известняками Ледвилл. Пространственно область развития доломитизации распространяется от руд-

ного района Гилмен на юг до Ледвилла и за его пределы на расстояние более 30 миль, а на север примерно на 3 мили. В остальном центральном и западном Колорадо формация Ледвилл сложена известняками с подчиненными прослоями доломитов.

Доломитизированные известняки Ледвилл представлены мелко- и крупнокристаллическими светло-серыми до темно-серого цвета породами. Мелкозернистые разности окрашены, как правило, в темные тона, среднезернистые и крупнозернистые — обычно в светлые. В некоторых пластах встречаются тонкие линзовидные прослои и угловатые, и полууглова тые обломки кремнистых пород. Нижние две трети разреза формации представлены переслаиванием темно-серых, мелкозернистых и светло-серых, крупнокристаллических доломитов. Верхняя треть разреза, известная в районе под названием прерывисто-полосчатая зона (Discontinuous Banded zone), сложена массивными, крупнокристаллическими, практически не слоистыми породами со слабой или средней по интенсивности жемчужно-серой окраской. Нижняя и верхняя части разреза разделены горизонтом брекчий Пинк.

Нередко среди известняков Ледвилл встречаются характерные пятна кавернозных белых перекристаллизованных доломитов. Некоторые такие участки сложены только белыми крупнокристаллическими доломитами, но большинство представлены полосчатым чередованием белых крупнокристаллических доломитов и темно-серого мелкозернистого материала. Толщина отдельных полос в таких «зебровых», как их обычно называют горняки, породах составляет $^1/_{16}$—$^1/_2$ дюйма при длине 1—6 дюймов. Полосчатые текстуры обычно субпараллельны напластованию и встречаются по всему разрезу, но особенно широко развиты в прерывисто-полосчатой зоне.

Горизонт брекчий Пинк имеет мощность от 1 дюйма до 10 футов и сложен угловатыми и округло-угловатыми обломками мелкозернистых, серорозовых доломитов, погруженных во вмещающий глинисто-сланцевый субстрат. На участке месторождения Игл горизонт брекчий Пинк представлен переслаивающимися линзами песчаников и глинистых сланцев с неравномерно распределенными обломками мелкозернистых доломитов. Местами зона брекчий ограничивается очень неправильными контактами, особенно со стороны подошвы пласта, где породы горизонта выполняют эрозионные впадины, врезанные в подстилающие отложения на глубину нескольких футов. Розовая окраска многих доломитовых обломков обусловлена микроскопическими включениями окислов железа, образовавшихся при гидротермальном изменении пород. Продуктами гидротермального преобразования являются также характерные жирные глины, особенно часто встречающиеся в брекчиевом горизонте непосредственно вблизи рудных тел.

Для объяснения генезиса брекчий Пинк было предложено несколько гипотез. Лавринг и Твето [20] связывают происхождение брекчий с послойными тектоническими подвижками. Изменчивость литологического состава и наличие несогласных контактов, однако, скорее, склоняют к предположению, что это обычные внутриформационные брекчии осадочного происхождения.

Мощность отложений формации Ледвилл в рудном районе Гилмен изменяется от 90 до 170 футов, составляя в среднем около 140 футов. Колебания мощности в значительной мере обусловлены карстовым рельефом с воронками и кавернами, развившимся во время допенсильванского периода эрозии. Проявившееся на больших площадях последующее гидротермальное растворение пород, сопровождавшееся оседанием и обрушением вышележащих пластов, обусловило дополнительное истончение разреза формации на отдельных локальных участках.

Эрозионные воронки на древней закарстованной поверхности выполнены жирной, серой и серовато-зеленой, очень тонкозернистой глиной или алевритоподобным материалом, состоящим главным образом из кварца и иллита

с рассеянными желваками кремней. Эти отложения называют обычно «известковистыми глинами» («shaly lime»), хотя они содержат совсем немного известковистого материала. Большей частью «известковистые глины» сильно нарушены многочисленными плоскостями скольжения, образовавшимися скорее всего в ходе диагенетического оползания пород. Многие депрессии, выполненные «известковистыми глинами», проникают в доломитизированные известняки Ледвилл на глубину примерно 50 футов; несколько воронок пересекают весь разрез формации до песчаников Гилмен, достигая соответственно глубин порядка 140 футов.

«Известковистые глины» представляют скопления остаточных продуктов химического выветривания известняков во время образования карстового рельефа. Во многих местах в западной части штата Колорадо между миссисипскими и пенсильванскими отложениями устанавливаются остаточные почвы; там, где соответствующие горизонты хорошо развиты, они известны как отложения формации Молас.

Силл Гилмен

Силл Гилмен залегает у подошвы сланцев Белден обычно выше кровли известняков Ледвилл на 10—15, иногда на 50 футов. Породы силла подверглись широко развитым и местами интенсивным гидротермальным преобразованиям, однако сам силл вызвал лишь очень слабый метаморфизм вмещающих сланцев. Широкое проявление продуктов гидротермального изменения указывает на то, что силл древнее рудных залежей. Возраст пород силла, видимо, близок к возрасту порфиров Пандо из района Пандо [32], обнажающихся также в районе Ледвилл [41]. Согласно определениям абсолютного возраста, выполненным K/Ar-методом [42], возраст порфиров Пандо из района Ледвилл составляет 70 млн. лет, т. е. отвечает времени ларамийского орогенеза.

Структура

Региональная тектоника

Рудный район Гилмен расположен на северо-восточных склонах хребта Савач, представляющего широкое куполообразное эллиптическое в плане поднятие, длинная ось которого ориентирована в север-северо-западном направлении. На гребне хребта обнажаются породы докембрийского фундамента и третичные интрузивные образования; склоны сложены осадочными породами, падающими равномерно в стороны от центра купола.

Между хребтами Савач и расположенным восточнее хребтом Горе залегает образовавшаяся в результате поднятия окаймляющих горных сооружений широкая асимметричная синклиналь северо-западного простирания, выполненная палеозойскими отложениями. Рудный район расположен на широком пологопадающем западном крыле этой синклинали. Узкое крутопадающее восточное крыло складки срезается разломом Горе, представляющим западную границу одноименного хребта. По этому разлому, являющемуся ветвью разлома Москито в районе Ледвилл, докембрийские кристаллические породы выведены на один уровень с более молодыми пенсильванскими отложениями.

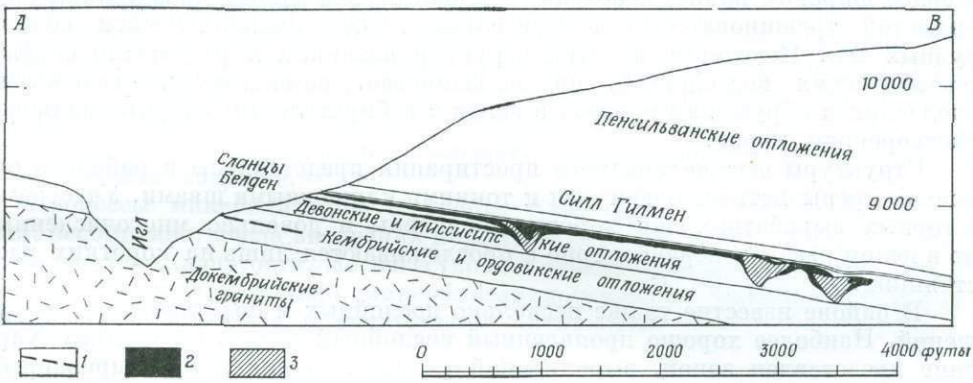
В структурном плане рудный район приурочен к зоне разломов Хомстейк, составляющей один из элементов колорадского рудного пояса [43]. Этот пояс длиной 250 миль и шириной 10—35 миль прослеживается в диагональном направлении относительно господствующих в рельефе горных хребтов и характеризуется проявлениями интрузивных порфиров и ассоциирующей с ними рудной минерализации ларамийского возраста [43]. Зона разло-

мов Хомстейк, представленная системой многочисленных сдвиговых и сбросовых нарушений, ограничивает колорадский рудный пояс в районе северной части хребта Савач с северо-запада. Заложение зоны, имеющей в настоящее время ширину 7—8 миль и длину около 20 миль, относится к раннему докембрию, однако позднее она, по-видимому, неоднократно подновлялась, о чем свидетельствуют приуроченные к ней изменения мощностей и фаций палеозойских осадочных пород.

Тектоническое строение рудного района

В отличие от сложного структурного плана соседнего района Ледвилл тектоническое строение рудного района Гилмен весьма просто. В пределах участка проявлены только пологие флексуры, поверхности несогласия, небольшие крутопадающие сбросы и послойные нарушения. Пласты пород падают на северо-восток под углами 6—8° при среднем простирании СЗ 43°.

Район расположен вблизи шарнира широкой синклинали глубиной около 200 футов, погружающейся на северо-восток согласно с падением



Ф и г. 2. Геологический разрез по линии *A* — *B* (фиг. 1), иллюстрирующий положение рудных труб и плащеобразных залежей в доломитизированных известняках и плащеобразных залежей в кварцитах.

1 — рудоносные кварциты; *2* — цинковые руды; *3* — медно-серебряные руды.

пород. Юго-восточное крыло складки осложнено двумя пологими меридиональными флексурами; у нижнего окончания главных рудных залежей прослеживается небольшой террасоподобный уступ северо-западного простирания (фиг. 2), образовавшийся в результате местного выполаживания пластов. Вблизи плащеобразных рудных тел проявляются многочисленные мелкие осложняющие перегибы северо-восточного простирания.

На участке развиты две системы крутопадающих разломов и трещин северо-восточного и северо-западного простирания. Все они принадлежат к типу прерывистых разрывов и характеризуются небольшими смещениями. Хотя нарушения проявились и в докембрийских, и в палеозойских породах, только редкие трещины переходят из докембрийского фундамента в более молодые отложения.

Наибольшим развитием в районе пользуются разломы северо-восточного простирания. Среди докембрийских пород они лучше проявлены в гранитах, чем в метаосадочных образованиях, и пространственно более развиты вблизи главных рудных залежей. Смещения по нарушениям были, по-видимому, небольшими и носили в основном сдвиговый характер. Тектонические разрывы в докембрийском фундаменте представляют элементы зоны разломов Хомстейк.

Большинство разломов в докембрийских породах или ограничиваются перекрывающими палеозойскими отложениями, или выполаживаются и переходят в послойные срывы вдоль поверхности несогласия. Отдельные разломы, однако, пересекают контакт толщ, причем переход из кристаллических пород в осадочные обычно сопровождается увеличением углов падения трещин. Большая часть таких «секущих» нарушений затухает в низах кварцитовой формации, но один разлом Блик-Хауз был прослежен непрерывно от гранитов фундамента через кварциты Савач до низов формации сланцев Пирлесс. Не известно ни одного нарушения, переходящего непрерывно из декембрийского фундамента в девонские и миссисипские слои.

Ряд небольших крутопадающих северо-восточных разломов проявляется в карбонатных породах на участке месторождения Игл. Амплитуда смещений по большинству из них составляет несколько футов, максимально до 40 футов. Трещины прерывисты по падению и простиранию, многие резко выполаживаются, переходя в послойные срывы особенно по границам пород различного литологического состава. Ряд разломов расщепляется на множество мелких трещин и полностью затухает на коротких расстояниях или, в более широком плане, переходит в плохо ограниченные зоны мелкой прерывистой трещиноватости, относительно лучше проявляющейся вблизи рудных тел. Некоторые из этих структур возникли в результате слабых тектонических воздействий, но большинство, по-видимому,— вследствие оползания и обрушения пластов в связи с избирательным гидротермальным растворением пород.

Структуры северо-западного простирания представлены в районе в основном прерывистыми трещинами и тонкими кливажными швами. Участками в горных выработках они хорошо проявлены и довольно многочисленны, но в целом развиты неравномерно и прослеживаются лишь на коротких расстояниях.

В районе известно также несколько послойных и пологосекущих нарушений. Наиболее хорошо проявленный послойный срыв в песчаниках Хардинг представлен зоной, выполненной глинкой трения и брекчированным материалом, и сопровождается локальным увеличением мощности формации. Ряд полого секущих зон установлен в кварцитах Савач. Небольшие по масштабам послойные срывы нередко встречаются в карбонатных толщах. Весьма возможно, что некоторые структурные формы, образование которых раньше связывалось со смещениями по плоскостям напластования пород, являются на самом деле проявлениями параллельных несогласий и обычных перерывов в осадконакоплении.

В целом пликативные и дизъюнктивные дислокации в районе представлены нарушениями, которые обычно развиваются в толщах, сложенных породами различного литологического состава и компетентности, когда они подвергаются пологому изгибанию, как это имело место в ходе савачского этапа воздымания территории района. Ни одна из известных структур не выдержана настолько, чтобы относительно ее можно было предположить, что она служила сквозным проводящим каналом для минерализующих растворов. Скорее, наоборот, многие структурные формы в карбонатных породах являются, по-видимому, следствием, а не причиной определенной пространственной локализации гидротермальных преобразований.

Возраст минерализации

О возрасте минерализации в рудном районе Гилмен можно судить только на основании косвенных данных и исходя из сопоставления с соседним, во многих отношениях похожим на Гилмен и предположительно одновозрастным районом Ледвилл. Коренные пенсильванские отложения на территории под-

верглись слабой минерализации и определенно древнее рудных залежей. Моложе пенсильванских слоев только силл Гилмен ларамийского возраста. Гидротермальные изменения пород силла и локальная слабая минерализация указывают, однако, на то, что руды района Гилмен по времени образования моложе также и пород силла.

Некоторые предварительные суждения могут быть высказаны о времени порфировых интрузий и рудной минерализации по отношению к региональной складчатости. Формы рудных тел в виде протяженных, маломощных, плащеобразных залежей, распространяющихся вверх по восстанию пластов от массивных секущих, но также несколько склоненных по восстанию пород рудных труб, как будто бы свидетельствуют о том, что вмещающие слои приобрели наклонное залегание до того, как в них локализовались рудные залежи. Предполагается, что наклонение пластов в районе Гилмен и разрывообразование и наклонение толщ пород в районе Ледвилл произошли в ходе савачского этапа воздымания территории, причем почти одновременно. Если так, то в пользу предположения об отложении руд в уже наклонно залегавших слоях свидетельствуют также данные Тверо [41], показавшего, что основные разрывные деформации в районе Ледвилл предшествуют минерализации.

С целью уточнения представлений о возрасте руд было выполнено две серии анализов изотопного состава свинцов из района Батл-Маунтин (Гилмен). Результаты определений (табл. III) показали хорошее взаимное соответствие, однако свинец всех проб оказался аномальным, вследствие чего эти данные не могут быть использованы для обоснованных заключений об абсолютном возрасте.

Процессы минерализации в районе Батл-Маунтин (Гилмен) происходили, несомненно, после внедрения порфиров и скорее всего, но менее достоверно, после складчатости. Не известно, однако, насколько они моложе этих событий. Предположительно, минерализация связана с поздними стадиями ларамийского орогенеза и интрузивной активности.

Гидротермальные изменения

Гидротермальным изменениям подвержены в той или иной степени практически все породы рудного района Батл-Маунтин (Гилмен). Приводимые ниже данные представляют краткую сводку скрупулезного исследования вопроса, проведенного О'Нейлом [30]. Так как последовательность преобразований существенно подобна в различных типах пород, стадии изменений характеризуются ниже обобщенно в порядке их проявления в гидротермальном процессе.

1. Ранняя, слабо выраженная стадия, проявляющаяся в хлоритизации биотита и роговой обманки (если последняя присутствует) и частичном замещении полевого шпата доломитом.

2. Три стадии аргиллитизации, из которых первая характеризуется развитием каолина и диккита, а вторая и третья — последовательным развитием двух типов ранее не описывающихся в районе гидрослюд с коэффициентами двупреломления, равными соответственно 0,015 и 0,025. На всех трех стадиях проявляются процессы силицификации, наибольшего развития достигающие на стадии образования гидрослюды с коэффициентом двупреломления, равным 0,015, во время которой в районе образовались джаспероиды.

3. Две синрудные стадии, из которых первая характеризуется развитием серицита, вторая — образованием лейстовидной низкодвупреломляющей гидрослюды.

4. Две стадии изменений, носящих, возможно, частично ретроградный характер, проявившиеся в последовательном образовании сидерита и као-

лина, а затем гипса и гидрослюды с коэффициентом двупреломления, равным 0,010. Стадии частично перекрываются между собой и относятся по времени проявления либо к заключительным этапам процесса отложения руд, либо к пострудным преобразованиям.

Гидротермальные изменения третьей, серицитовой стадии привели к образованию вокруг главных рудных тел различно проявленных, в зависимости от типа вмещающих пород, грубоконцентрических облекающих чехлов. Области проявления поздних стадий изменений пользуются ограниченным развитием. Согласно О'Нейлу, гидротермальные преобразования пород района являются результатом непрерывного процесса разрастания различных зон вдоль и в стороны от древних проводящих каналов, концентрировавших поток гидротермальных растворов, температура и кислотность которых постепенно возрастали на серицитовой стадии изменений.

Вторичное гидротермальное оглинение наиболее проявлено в силле Гилмен и в несколько меньшей степени в докембрийских гранитах и кремнеземнистых осадочных породах, особенно в участках, первично содержавших значительные количества полевошпатового материала. В карбонатных породах глинистые минералы присутствуют в незначительных количествах, уступая продуктам других типов гидротермальных преобразований.

Среди карбонатных пород района наиболее изменены известняки Ледвилл, хотя вторичные преобразования в той или иной степени охватывают также карбонатные отложения и других формаций. В рудном районе Гилмен и на территории, протягивающейся на 30 миль южнее Гилмена за Ледвилл, отложения формации Ледвилл представлены почти исключительно доломитами. Доломитизация обычно считается гидротермальной, однако, этот вопрос остается открытым, так как имеются данные, позволяющие предполагать, что доломиты площади, возможно, имеют нормально осадочное, или диагенетическое, происхождение.

В пользу гидротермального генезиса доломитов в районах Гилмен и Ледвилл свидетельствуют следующие наблюдения. В некоторых небольших рудных районах центрального Колорадо, таких, как Аспен, Тин-Кап и Алма, области доломитизации тесно ассоциируют с сульфидной минерализацией и секут слоистость вмещающих пород вдоль контактов рудных тел и подводящих нарушений. При этом размеры рудных тел и облекающих их ореолов доломитизации обычно более или менее согласуются между собой, изменяясь от небольших до средних. Таким образом, широкая доломитизация пород в рудных районах Гилмен и Ледвилл может быть объяснена как соответствующая крупным масштабам сосредоточенных на территории рудных скоплений.

С другой стороны, область развития доломитизированных пород в районах Гилмен и Ледвилл тяготеет к площади проявления порфировых интрузий, что позволило О'Нейлу [30] высказать предположение, что доломитизация известняков связана с ранней хлоритовой стадией гидротермальных изменений. К выводу о том, что доломиты формации Ледвилл имеют гидротермальный генезис, пришли на основании кислородно-изотопных исследований также Энгел, Клейтон и Эпштейн [37]. Критический анализ приводимых авторами данных показывает, однако, что с гидротермальной деятельностью связана только часть доломитов, так как ряд проб, отобранных даже в непосредственной периферии рудных тел, показывают изотопные отношения, которые не могут быть объяснены исходя из гипотезы о гидротермальном генезисе.

В пользу нормально осадочного, или диагенетического, происхождения доломитов говорят следующие, коротко резюмированные ниже наблюдения. Прослои доломитов в формации известняков Ледвилл вполне обычны и вне минерализованных площадей, причем, согласно Джонсону [19], они являются «первичными, а не вторичными образованиями». В пользу осадочной,

или диагенетической, гипотезы свидетельствуют также большие размеры доломитизированного участка и высокая однородность химического состава пород. В табл. II приведены средние химические составы доломитов

Таблица II

Средний химический состав доломитов из районов Гилмен и Ледвилл

Район	Вес.%				
	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$FeCO_3$	$MnCo_3$	Нерастворимый остаток
Гилмен [1]	53,9	44,1	0,7	0,2	1,1
Ледвилл [2]	52,9	44,3	0,1	0,1	2,3

[1]) Среднее по 106 анализам.
[2]) Среднее по 4 анализам [11, 34].

из районов Ледвилл и Гилмен, которые, как видно, весьма близки. Вариации состава по отдельным, не представленным в таблице анализам незначительны и мало отличаются от среднего; кроме того, насколько можно судить, состав доломитов не зависит от расстояния от рудных залежей или тектонических структур. Доломиты, находящиеся как вблизи рудных тел, так и в удалении от них, а также неизмененные известняки характеризуются примечательно однородным содержанием таких элементов-примесей, как медь (3 ч. на млн.), свинец (3 ч. на млн.) и цинк (10 ч. на млн.) [35, 37], что также свидетельствует скорее об осадочном, чем о гидротермальном происхождении толщ. Данные по изотопному составу кислорода, приведенные Энгелем, Клейтоном и Эпштейном [37], показывают, что отношение O^{18}/O^{16} в плотных темно-серых доломитах также практически не зависит от расстояния от рудных тел, хотя оно и близко к таковому в неизмененных породах за пределами рудного района.

Резюмируя приведенные наблюдения, авторы настоящей работы считают, что имеются определенные, хотя и недостаточные, доказательства того, что значительная часть доломитов территории Гилмен — Ледвилл имеет осадочное, или диагенетическое, происхождение.

Процессы перекристаллизации доломитов привели к образованию характерных для доломитизированных известняков Ледвилл участков с полосчатыми «зебровыми» текстурами и неправильными пятнами белых крупнокристаллических доломитов, развитых в районе Гилмен в основном в верхней трети разреза формации. Перекристаллизация распространялась частью вдоль трещин отдельности и тектонических разрывов; образование «зебровой» полосчатости контролировалось преимущественно первично осадочными текстурами. Действительно, как правило, полосчатость в доломитах ориентирована более или менее параллельно напластованию, а на руднике Игл удалось даже проследить постепенный переход тонкослоистых доломитов в обычную «зебровую» породу, в которой следы первичной слоистости полностью стерты последующей перекристаллизацией. Хотя породы с полосчатой текстурой широко распространены в доломитизированных известняках Ледвилл, в общем они более развиты вблизи рудных залежей. В доломитах Дайер участки с полосчатой текстурой встречаются сравнительно редко и только вблизи рудных тел.

Джаспероиды образуют несколько крупных скоплений в доломитизированных известняках Ледвилл и доломитах Дайер, но только в удалении от рудных тел — ближайшее от месторождения Игл проявление джаспероидов находится, например, на расстоянии порядка 3000 футов. Однако, так как

верхние части плащеобразных залежей в районе были эродированы, нельзя утверждать, что отношения пространственной разобщенности джаспероидов и руд имели место с самого начала. О'Нейл [30] связывает образование джаспероидов с гидротермальным изменением пород и предполагает, что основная масса их возникла до отложения сульфидов.

Один из наиболее примечательных процессов гидротермального изменения карбонатных пород заключается в образовании доломитового песка. Доломитовый песок образуется тогда, когда воздействие гидротермальных растворов разрушает связь между отдельными зернами доломита. Процесс проявляется в различной степени — слабое «опесчанивание» ведет к увеличению пористости породы и некоторому ее разрыхлению, более интенсивное изменение обусловливает появление все более рыхлых продуктов вплоть до образования несвязанной сыпучей песчаной фракции.

Плащеобразные и трубообразные рудные тела нередко облекаются чехлами доломитового песка толщиной от нескольких дюймов до нескольких десятков футов. Наиболее интенсивно «опесчанивание» доломитов проявляется вблизи рудных тел, однако иногда крупные карманы доломитового песка встречаются на расстоянии до 1000 футов от ближайших известных рудопроявлений.

«Опесчанивание» доломитов наиболее интенсивно и широко проявлено в доломитизированных известняках Ледвилл, но отмечается также в доломитах Дайер и в доломитовых частях разрезов формаций песчаников Гилмен и кварцитов Савач. Однако в отложениях формаций Дайер, Гилмен и Савач проявления доломитового песка носят ограниченный характер и приурочены только к непосредственной периферии рудных тел.

«Опесчанивание» доломитов в районе Ледвилл обычно связывалось с окислением сульфидных руд [11, 34]. В районе Гилмен, однако, соответствующий процесс носил, по-видимому, гидротермальный характер, так как скопления песка часто залегают ниже зоны окисления и содержат рассеянный серицит и другие продукты гидротермального изменения. Скорее всего образование доломитовых песков происходило одновременно с отложением сульфидов. Однако в связи с тем, что во всех рудопроявлениях, представленных сочетанием трубообразных и плащеобразных тел, доломитовые пески образовывались постоянно по периферии залежей, в то время как сульфиды отлагались ближе к центральным частям гидротермальных систем, создается впечатление, подкрепляющееся к тому же наблюдениями над локальными примерами замещения доломитового песка сульфидами, что «опесчанивание» доломитов было предрудным процессом.

Гидротермальная деятельность обусловила также интенсивное растворение вмещающих пород, в результате чего в доломитизированных известняках Ледвилл образовались многочисленные канальные пустоты и полости. Некоторые из таких пустот и полостей содержат стратифицированные отложения доломитового песка, некоторые выполнены грубообломочным обвальным материалом, представленным смесью обломков порфиров силла Гилмен, сланцев Белден, доломитизированных известняков Ледвилл и иногда руд. В неминерализованных участках такого рода гетерогенный обломочный материал обычно описывают как брекчию обрушения кровли, в оруденелых блоках его фиксируют как тип обломочно-обвальных руд.

В пределах рудных тел и в их непосредственной периферии встречаются также различные глинистые прожилки и зальбандные окаймления мощностью от одного дюйма до 2 футов. Они наиболее развиты вблизи рудных тел и скорее всего возникли в результате гидротермального перерождения пород. Однако не исключено, что некоторые вытянутые глинистые скопления, ориентированные параллельно слоистости, имеют первично осадочный генезис и лишь изменены более поздними гидротермальными преобразованиями.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В рудном районе находятся крупные месторождения цинковых и медно-серебряных руд, суммарные запасы которых составляют многие миллионы тонн. Кроме того, на территории известен ряд более мелких проявлений, представляющих ценность в основном как источники благородных металлов. Все месторождения и рудопроявления района можно разделить на два главных типа и четыре более частных подтипа. Все подтипы имеют ряд общих черт, но различаются по структуре и стратиграфическому положению залежей и по характеру руд. Предлагаемая с учетом этих признаков схема их классификации выглядит следующим образом:

Жильные тела

1. Жилы, секущие докембрийские кристаллические и кембрийские осадочные породы. Тела этого типа представляют промышленную ценность в основном как источник золота.

Тела замещения

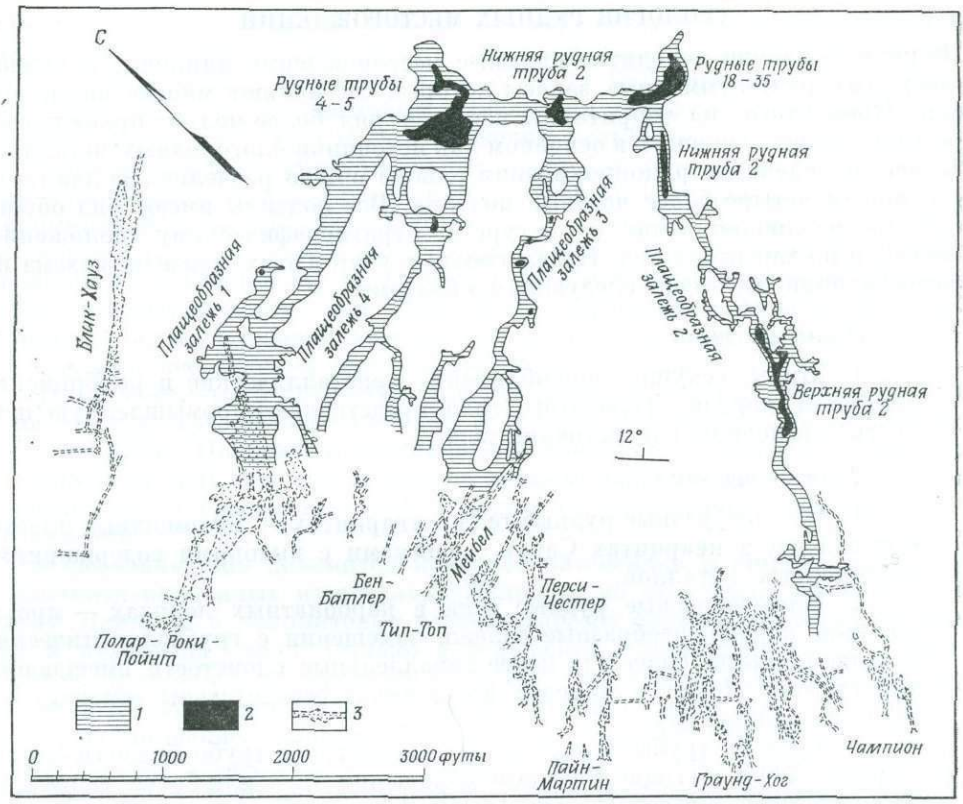
1. Плащеобразные рудные тела в кварцитах — маломощные пластовые залежи в кварцитах Савач, участками с высокими содержаниями благородных металлов.

2. Плащеобразные рудные тела в карбонатных породах — протяженные, карандашеобразные залежи замещения с грубоэллиптическим сечением, обычно более или менее параллельные слоистости вмещающих известняков Ледвилл. В телах этого типа сосредоточены основные запасы цинковых руд.

3. Рудные трубы — залежи замещения грубо трубообразной формы, нередко пересекающие в разрезе отложения двух или более формаций. В телах этого типа сосредоточены основные запасы медно-серебряных руд.

Рудная минерализация в районе установлена в породах всех стратиграфических подразделений — от докембрийских до пенсильванских отложений включительно. Самые крупные и наиболее промышленно ценные скопления сосредоточены в пределах миссисипской формации доломитизированных известняков Ледвилл. Корневые части некоторых залежей в известняках Ледвилл на глубоких горизонтах пересекают отложения девонских формаций. Рудные тела в кембрийских кварцитах Савач имеют небольшие размеры, но они внесли существенный стоимостной вклад в общую добычу района в основном в виде благородных металлов. Рудоправления в докембрийских породах представляют ограниченный промышленный интерес. Рассеянная минерализация того же типа, что и в главных рудных телах, встречается также и в других, кроме перечисленных выше, частях разреза, но редко образует промышленные скопления. В плащеобразных и трубообразных проявлениях в известняках сосредоточено около 95% запасов руд района, причем 2/3 этого количества приходится на плащеобразные тела.

Основные рудные залежи района сосредоточены пространственно на небольшом участке площадью несколько менее 1 кв. мили. В плане (фиг. 3) они образуют фигуру, похожую на неправильную четырехзубную «вилку», острия которой направлены вверх по восстанию пластов на юго-запад. Вытянутые «зубы» «вилки» представлены протяженными, узкими плащеобразными залежами; основание образовано тремя крупными рудными трубами, соединенными плащеобразными телами, залегающими согласно с простиранием вмещающих пород. В начальные годы разработки рудных залежей размеры и протяженность двух центральных плащеобразных тел еще не были точно известны, поэтому все комплексное рудопроявление называли по прослеженному контуру «подковой» («horseshoe»). Название это употреблялось в литературе в течение многих лет.



Ф и г. 3. Сводный план размещения главных рудных залежей на руднике Игл и соседних площадях.

1 — цинковые руды; *2* — медно-серебряные руды; *3* — рудоносные кварциты.

Минеральный состав руд

Первичные руды представлены главным образом существенно массивными сульфидными скоплениями. Основной объем руд сложен пиритом; ведущим промышленно ценным минералом является сфалерит; жильный материал представлен в основном сидеритом. Суммарно пирит, сфалерит и сидерит составляют около 95% объема рудного вещества. Среди второстепенных по распространенности минералов преобладают халькопирит и галенит. Прочие минералы составляют не более 1—2% объема руд.

По минеральному составу руды района могут быть подразделены на: пиритово-цинковые, сидеритово-цинковые и медно-серебряные. Кроме того, встречаются крупные скопления практически лишенного продуктивной минерализации пирита и более мелкие, почти чисто сидеритовые тела.

В некоторых рудных телах, хотя и в небольших, но промышленно важных количествах, присутствуют минералы серебра, представленные в основном фрейбергитом, и в меньших, обычно минералогических количествах,— гесситом, петцитом, дискразитом, пирсеитом, полибазитом, пираргиритом, пруститом (?), шапбахитом (матильдитом), штромейеритом и аргентитом.

Среди первичных рудных минералов, кроме того, встречаются арсенопирит, пирротин, тетраэдрит — теннантит и самородное золото. Сообщалось о находках бурнонита, беегерита и кубанита (?). В горизонте Роки-Пойнт формации кварцитов Савач встречаются локальные скопления магнетита

и гематита, а в одном месте был установлен почковидный натек аморфного сфалерита.

В жильном материале руд, кроме сидерита, присутствуют также, но в меньших количествах барит, доломит, кварц, родохрозит и апатит. В некоторых участках рудника Игл встречаются крупные, до двух дюймов в длину, ромбоэдрические кристаллы кальциево-магнезиального карбоната, принадлежащего к группе доломита—анкерита—кутнагорита и содержащего до 3—4% железа и примерно столько же магния.

Минералы зоны окисления представлены в основном церусситом, англезитом, смитсонитом, кераргиритом и золотом. Изредка встречаются самородные сера, медь и вторичные сульфиды меди — халькозин, ковеллин и борнит. Стенки многих старых выработок покрыты волосовидными кристаллами госларита длиной до 10 дюймов, местами встречаются новообразованные сталактиты халькантита. Среди минеральных новообразований, возникших уже после проходки горных выработок, нередко встречается также эпсомит.

Сфалерит представлен черным высокожелезистым марматитом. Участками встречаются несколько более светлоокрашенные бурые до красновато-бурых разновидности минерала. Типичный марматит из района Гилмен содержит в среднем около 54% цинка, 11% железа, 0,3% меди, 0,2% марганца, 0,2% кадмия и 0,2% свинца. Содержание железа в отдельных разновидностях варьирует от 6,5 до 11,8%. Медь присутствует частично в виде компонента твердого раствора, но в основном в виде дискретных микроскопических включений халькопирита.

В общем марматит из краевых по восстанию частей плащеобразных залежей содержит относительно меньше железа, чем марматит из центральных и корневых участков или из рудных столбов; это позволяет предполагать, что температура образования руд снижалась по мере удаления от источника. Однако на одном и том же участке содержание железа в марматите может быть различным в разных образцах, а в некоторых кристаллах устанавливается даже зональное распределение, причем содержание железа в отдельных зонах одного и того же кристалла может различаться почти на 6% [39].

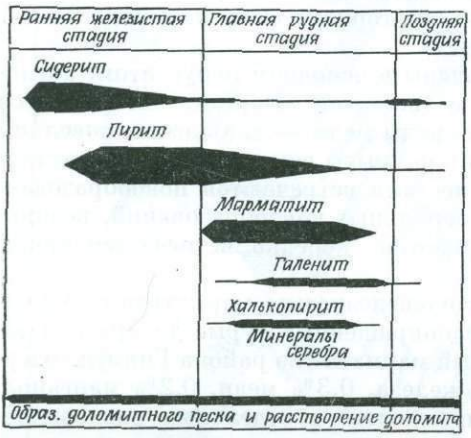
Весь сидерит представлен марганцевистой разновидностью — манганосидеритом, содержащим в среднем 28% железа, 10% марганца и 8% окиси магния. В отдельных пробах содержание железа колеблется от 18 до 35,7%, марганца от 6,5 до 15,5% и окиси магния от 5,3 до 12,1%. На состав манганосидерита, очевидно, оказывает влияние содержание в рудах сульфидных минералов [31]; именно в участках, где присутствует много сульфидов, манганосидерит обычно относительно обеднен марганцем.

Последовательность минералообразования

Последовательность минералообразования в рудном районе Гилмен изучали Грейтон и Шорт [5], Пингер [8], Каллаган [17], Лавринг и Твето [20] и Дикстра [21]. Большей частью исследования ограничивались определением последовательности минералонакопления в рудах, залегающих среди карбонатных пород, хотя Лавринг и Твето [20] изучали с этой точки зрения также плащеобразные проявления в кварцитах и жильные тела в докембрийских отложениях. Выводы, формулируемые различными авторами, несколько варьируют в деталях, но в отношении большинства главных пунктов в общем согласуются, что позволяет свести их в виде обобщающей схемы, представленной на фиг. 4.

Для всех типов руд в районе характерна ранняя досульфидная стадия осаждения железа, проявившаяся в замещении карбонатных пород крупными скоплениями сидерита. В породах горизонта Роки-Пойнт этот процесс,

очевидно, сопровождался также образованием магнетита и гематита. Растворы, отлагавшие сидерит, магнетит и гематит, еще почти не содержали серы. Первым среди сульфидных минералов отлагался пирит, образовавший значительные по масштабам проявления за счет полного или частичного замещения сидерита и доломита. Наиболее раннее среди сульфидных минералов выделение пирита отмечается во всех минерализованных участках района. Вместе с ранним пиритом в небольших количествах отлагались также арсенопирит и пирротин. Хотя основная масса пирита выделялась на ранней стадии, его отложение продолжалось и далее, но в меньших масштабах в течение всего процесса минерализации. Пирит является наиболее распространенным сульфидным минералом и составляет около 75% общего количества сульфидного материала руд.



Фиг. 4. Схема последовательности отложения минералов первичных руд.

После пирита отлагались марматит, галенит и халькопирит. Последовательность их образования точно не известна, но, по-видимому, соответствующие интервалы осаждения фаз перекрывают друг друга, так как между ними устанавливаются отношения незакономерного взаимного замещения. Все три минерала замещают сидерит и пирит. Халькопирит и марматит отлагались скорее всего одновременно, поскольку в марматите как из плащеобразных тел, так и из рудных труб всегда присутствует некоторое количество халькопирита в виде микроскопических включений или твердого раствора. Сульфосоли меди и серебра встречаются главным образом в сульфидном материале рудных труб. Образование этих минералов относится к периоду отложения халькопирита, хотя обычно они несколько моложе. Также в основном в пределах рудных труб проявилась поздняя стадия отложения галенита, который образует локальные выполнения при незначительном замещении более ранних минералов. Поздний галенит всегда богат серебром, так как содержит включения гессита и петцита.

Продукты заключительных стадий встречаются обычно в виде кристаллических налетов на стенках пустот в рудах и во вмещающих породах. Минералогически они представлены сульфидами, а также доломитом, кварцем, сидеритом, апатитом, баритом и родохрозитом.

Процесс минерализации протекал во времени непрерывно и динамично. Более ранние минералы замещались более поздними, освобожденное вещество транспортировалось гидротермальным раствором вверх по восстанию пластов и на периферию образующихся залежей, где вновь осаждалось. В результате в любом отдельном минерализованном участке наблюдается более или менее определенная последовательность минералообразования, однако если рассматривать всю систему в целом, то становится очевидным, что многие минералы осаждались одновременно.

Лавринг и Твето [20] установили последовательность минералообразования в рудах, залегающих в кварцитовых отложениях, сходную с историей минерагенеза руд, локализованных в карбонатных породах месторождения Игл. Ими были выделены ранняя непродуктивная стадия отложения пирита, сопровождавшаяся выщелачиванием вмещающих пород, и несколько более поздняя продуктивная стадия, выразившаяся в отложении рудных сульфидов и позднего пирита с сопутствующими жильными минералами.

Текстуры руд

Выделяются три основные текстурные разновидности руд: массивные руды, песчаные руды и обломочные руды. Встречаются также промежуточные разновидности, но обычно каждый из трех основных типов достаточно индивидуализирован и легко распознается.

Массивные руды образовались в результате изообъемного замещения вмещающих пород с сохранением первичных текстурных элементов, таких, как слоистость, отдельность и трещиноватость. В некоторых массивных рудах первичные текстуры и структуры пород характеризуются удивительной сохранностью.

Песчаные руды состоят из слабосвязанных зерен сульфидов и подчиненного сидерита. Это более или менее рыхлые породы, в крайних проявлениях представляющие свободно сыпучий сульфидный песок. Основная фракция материала обычно мелкозерниста, но более крупная, чем в доломитовом песке. В рудах нередко устанавливается полосчатость, выражающаяся в чередовании слоев различного состава представляющая, по-видимому, частью проявление реликтовой слоистости доломитового песка, частью диффузионное новообразование типа колец Лизеганга. Ближе к боковым породам полосчатость ориентирована более или менее согласно контакту рудного тела, но в центральных частях залежей она имеет обычно крайне сложные формы. По-видимому, часть песчаных руд образовалась в результате замещения скоплений доломитового песка, часть в результате неполного замещения и последующего выщелачивания массивного доломита.

Обломочные руды представлены гетерогенной смесью из полууглова тых обломков руд различного размера и состава. Размеры обломков варьируют от крошки в доли дюйма до блоков в несколько футов. По составу материал иногда однороден, но значительная часть обломочных рудных скоплений представлена смесью различных разновидностей руд и может включать обломки вышележащих пород — порфирового силла Гилмен и сланцев Белден. Между обломками нередко остаются пустые пространства, иногда достигающие значительных размеров. В этих пустотах отсутствуют какое-либо кластическое выполнение или кристаллические новообразования. На контактах обломки, однако, все же сцементированы сульфидным материалом, обычно колломорфным пиритом. Лавринг и Твето [20] предполагали, что обломочные скопления образовались до отложения сульфидов и были лишь впоследствии замещены рудой. Однако угловатость и разнородный состав рудокласт, отсутствие друзовых покрытий и выполнений пустот заставляют предполагать, что обрушение материала происходило скорее всего уже в пострудный период.

Жильные тела

Жильные тела приурочены главным образом к докембрийским породам, в которых выполняют крутые трещины северо-восточного простирания. Они особенно многочисленны и хорошо развиты в массивных компетентных гранитах на участке «подковы» (фиг. 1, 3). Углы падения залежей изменяются от 55° до субвертикальных.

Мощность жил варьирует от нескольких дюймов до 10 футов. Значительная часть выполняющего жильного материала представлена осветленными и измененными, в различной степени рассланцованными и брекчированными породами. На фоне сравнительно выдержанных структурных взаимоотношений и развитых вторичных преобразований собственно сульфидная минерализация в жилах проявлена слабо и носит прерывистый характер. Большей частью сульфиды встречаются в виде тонких прожилков мощностью от менее 1 дюйма до 6 дюймов; локальные увеличения мощности

отмечаются в местах пересечения слабо расходящихся трещин. Рассеянная минерализация проявлена незначительно. Некоторые жилы расщепляются и более интенсивно оруденелы в участках непосредственно под подошвой кварцитов Савач, причем в ряде случаев отмечается распространение минерализации на короткие расстояния также и вдоль поверхности ограничивающего контакта. Несколько жил пересекают контакт с кварцитами, но быстро затухают по восстанию, однако одна жила, приуроченная к разлому Блик-Хауз, сечет всю формацию кварцитов Савач до основания отложений формации Пирлесс включительно.

Минерализация в трещинных жилах представляет промышленный интерес в основном как источник золота, а участками серебра. Руды имеют кремнеземисто-пиритовый состав, но нередко содержат также халькопирит, марматит и галенит; на ряде рудников в сульфидном материале были установлены теллуриды золота [1]. Минеральный состав жильных руд весьма сходен с минералогией других типов рудных залежей.

Жильные тела на территории района вскрыты многочисленными разведочными выработками, но промышленная эксплуатация велась только на немногих участках, из которых основными являются площади Мабел, Бен-Батлер, Тип-Топ, Алпайн и Блик-Хауз. Суммарная добыча жильных руд в районе невелика, но стоимость продукции за счет высоких содержаний благородных металлов была весьма значительной.

Плащеобразные залежи в кварцитах

Плащеобразные рудные тела в кварцитах приурочены главным образом к горизонту Роки-Пойнт формации кварцитов Савач. Сульфидная минерализация установлена также в нескольких пластах ниже горизонта Роки-Пойнт, но соответствующие залежи редко достигают промышленных масштабов. Рудные интервалы в горизонте Роки-Пойнт имеют суммарную мощность от нескольких дюймов до 8 футов. На некоторых участках минерализация приурочена к одному пласту, на некоторых — к двум, реже — к трем пластам, разделенным прослоями безрудных кварцитов. Большинство плащеобразных тел имеют ширину от 10 до 50 футов, но одна залежь, приуроченная к разлому Блик-Хауз, достигает в ширину 160 футов. На некоторых участках, как например, на рудниках Граунд-Хог и Роки-Пойнт (фиг. 3), продуктивная площадь представлена зоной сетчато ветвящихся трубообразных тел, распространяющейся по простиранию пород на расстояние до 1500 футов. Несколько рудных залежей было выработано до глубин 1500—2000 футов, ниже которых продуктивная минерализация сменяется непромышленными сульфидными проявлениями.

Характер минерализации в горизонте Роки-Пойнт изменяется от участка к участку в зависимости от типа вмещающих пород. В брекчиях обрушения сульфидный материал приурочен в основном к трещинам, хотя местами устанавливается также частичное замещение кварцитовых обломков. В минерализованных фациях доломитовых песков, за счет которых образуются в основном массивные сульфидные руды, напротив, обычно лучше проявлены процессы замещения. Участками в кварцитах можно встретить канальные пустоты и полости растворения, причем иногда они частично выполнены сульфидами.

Самым распространенным первичным сульфидным минералом в рудах горизонта Роки-Пойнт является пирит. Вместе с пиритом встречаются также марматит, халькопирит, галенит и иногда относительно более редкие аргентит и теллуриды золота и серебра. Жильные минералы обычно представлены манганосидеритом, родохрозитом, баритом и кварцем. В одном участке были встречены магнетит, гематит и апатит, отложившиеся, по-видимому,

на ранней малосернистой стадии минерализации одновременно с осаждением сидерита в карбонатных породах.

Руды близповерхностных участков плащеобразных залежей в кварцитах полностью окислены. Глубина зоны окисления различна на разных продуктивных площадях и составляет максимально на руднике Граунд-Хог более 700 футов вниз по падению пластов. Окисленные руды большей частью выработаны и уже давно не являются объектом эксплуатационных работ. Они были представлены губчатыми, пористыми массами лимонита и некоторых марганцевых окислов с примесью самородного золота. Наиболее высокие содержания золота были приурочены обычно к «трещинным глинкам» («joint clay») у верхних частей рудных тел; богатые рудные карманы встречались также в локальных депрессиях подошвы кварцитовой формации. Серебро было представлено кераргеритом и, по-видимому, частично самородным металлом. В незначительных количествах в рудах присутствовали также вторичные медные минералы, в том числе халькозин, ковеллин и борнит.

Плащеобразные залежи руд в кварцитах разрабатывались в основном на рудниках Блик-Хауз, Полар-Роки-Пойнт, Перси-Честер, Пайн-Мартин, Граунд-Хог, Чампион и частично на руднике Бен-Батлер (фиг. 1,3). Хотя соответствующие рудные тела были по масштабам намного меньше рудных залежей в вышележащих карбонатных породах, из-за высоких содержаний благородных металлов они дали в стоимостном выражении суммарно около 10% общей продукции района. Основной объем добычи пришелся на окисленные части залежей, так как первичные сульфидные руды были обычно слишком низкокачественными для рентабельной отработки. Добыча первичных руд производилась только на руднике Блик-Хауз, давшем значительные количества сульфидно-цинковых руд, и на руднике Роки-Пойнт, где было взято некоторое, но в общем незначительное количество первичных медных руд.

Плащеобразные залежи в карбонатных породах

Плащеобразные рудные залежи в карбонатных породах представлены протяженными, неправильно трубообразными телами, залегающими более или менее согласно со слоистостью вмещающих толщ. Пространственно они связаны с рудными трубами и являются их продолжениями. Плащеобразные проявления содержат в основном цинковую минерализацию, рудные трубы — существенно медно-серебряную. Вместе с подводящими рудными трубами плащеобразные залежи слагают основную часть главной продуктивной площади района, условно обозначенной выше как «подкова» (фиг. 3).

Четыре наиболее протяженных плащеобразных тела распространяются косо-извилисто, но в целом вверх по восстанию пластов; два более коротких плащеобразных проявления следуют вдоль по простиранию, служа соединяющей «связкой» трех главных рудных труб в основании «подковы». Плащеобразное тело № 1 (фиг. 3) у северо-западного края площади имеет в длину примерно 2500 футов; плащеобразное тело № 2 на юго-восточном крае участка, состоящее из нескольких небольших рудных труб и соединяющих плащеобразных проявлений, прослеживается почти на 4000 футов. Выходы плащеобразных тел № 1 и № 2 расходятся на поверхности на расстояние 4500 футов друг от друга. Ширина плащеобразных залежей изменяется примерно от 50 футов до 400 футов и более, мощность — от 2 до 145 футов. В поперечном сечении плащеобразные тела имеют грубо эллиптические очертания, за исключением краевых частей некоторых залежей, переходящих по восстанию в широкие, маломощные, пластообразные проявления.

Плащеобразные рудные залежи в карбонатных породах приурочены в основном к известнякам Ледвилл. Исключением из правила являются описанные Грейтоном [7] два небольших плащеобразных тела в доломитах

Дайер вблизи периферийного окончания плащеобразной залежи № 1. Одно из этих тел находится в 15 футах выше кварцитов Партинг, другое залегает непосредственно под песчаниками Гилмен. Оба имеют небольшую мощность (2—3 фута) и ограниченные размеры в плане. Минералогически залежи содержат много пирита и больше походят на медно-серебряные, чем на цинковые рудопроявления. Так как в настоящее время соответствующий участок недоступен для наблюдения, авторы не имели возможности провести самостоятельное изучение объектов.

Стратиграфическое положение плащеобразных залежей цинковых руд в пределах формации Ледвилл непостоянно (фиг. 2). Некоторые тела залегают в самых верхних слоях толщи непосредственно под сланцами Белден, некоторые локализованы ниже по разрезу и покрываются доломитами. Плащеобразное тело № 1 в нижней корневой части замещает весь разрез формации, но далее по восстанию постепенно ограничивается в вертикальном развитии, приурочиваясь к интервалу непосредственно под горизонтом брекчии Пинк. Плащеобразное тело № 3 расщепляется в нижней части у рудной трубы на две самостоятельные залежи. На отдельных участках некоторые из менее мощных тел секут слоистость под острыми углами, переходя из одного горизонта разреза в другой.

Плащеобразные тела сложены в основном пиритом, марматитом и сидеритом. Относительные содержания минералов, однако, крайне невыдержанны. *Встречаются небольшие участки, сложенные почти исключительно* марматитом с примесью пирита или сидерита, или, напротив, в основном пиритом или сидеритом с незначительной примесью марматита. В подчиненных количествах в рудах всегда присутствует галенит, количество которого относительно марматита, согласно результатам проведенного Брауном [14] изучения минералогической зональности руд, постепенно возрастает по восстанию залежей. Постоянным, хотя и второстепенным, компонентом руд является также халькопирит; спорадически встречаются минералы серебра и золото. Центральные «ядра» нижних частей некоторых плащеобразных залежей у подводящих рудных труб сложены почти чистым пиритом, который из-за его непродуктивности горняки называют на своем жаргоне «непромышленным железом».

В текстурном отношении плащеобразные цинковые тела сложены *массивными песчаными и обломочными рудами, т. е. представляют все основные* текстурные типы продуктивной минерализации района. Песчаные и обломочные руды более развиты в нижних частях тел, хотя местами распространены по всему протяжению залежей. Верхние части плащеобразных тел сложены главным образом массивными рудами с незакономерно распределенными карманами песчаных и обломочных руд.

Плащеобразные рудные тела обычно заключены в неправильные по форме чехлы сидерита, которые в свою очередь облекаются краевыми проявлениями в различной степени опесчаненного доломита. Эти оболочки развиты вокруг рудных тел неравномерно, изменяясь по мощности от нескольких дюймов до многих футов; макроскопические границы между зонами, отвечающие смене минерального состава околорудного материала, как правило, резкие. Рудные тела, залегающие непосредственно под перекрывающими сланцами, обычно характеризуются неровной верхней поверхностью с многочисленными карманами и канальными пустотами, выполненными «известковистой глиной» или продуктами обрушения кровли, проникающими в рудный материал иногда на глубину многих футов.

Верхние части выходящих на поверхность рудных залежей окислены. Глубина зоны окисления различна на разных участках и достигает местами 1200 футов по падению. Тот факт, что горнопроходческие работы в райсне сталкивались с обильными водопритоками обычно почти на тех же уровнях, на которых в рудах появлялась сульфидная минерализация, свидетельствует

о том, что зеркало грунтовых вод до начала горных работ на территории располагалось вблизи основания зоны окисления. Окисленные руды практически, выработаны и уже давно не являются объектом эксплуатации.

Главными промышленно ценными металлами окисленных руд были серебро и свинец, представленные в основном кераргиритом, церусситом и англезитом. Главными сопутствующими минералами были лимонит, ярозит, мелантерит и смеси окислов марганца. В краевых нижних и боковых частях рудных тел встречались небольшие скопления цинкового карбоната; состав неокисленных частей залежей показывает, что значительное количество цинка первичных руд было, по-видимому, выщелочено окисляющими растворами. Процесс окисления, однако, привел к накоплению в рудном материале золота и серебра, содержание которых в окисленных рудах обычно в 5—10 раз выше, чем в первичных сульфидных рудах.

В тех участках, где первичная минерализация была преимущественно манганосидеритовой, новообразованные окисленные руды богаты марганцем и бедны свинцом и благородными металлами. В плащеобразной залежи № 2 (фиг. 3) марганцевые руды слагают отдельное пластовое тело, залегающее примерно в центральной части формации Ледвилл в 40 футах ниже окисленных сульфидных руд, локализованных в самых верхних слоях разреза непосредственно под сланцами Белден.

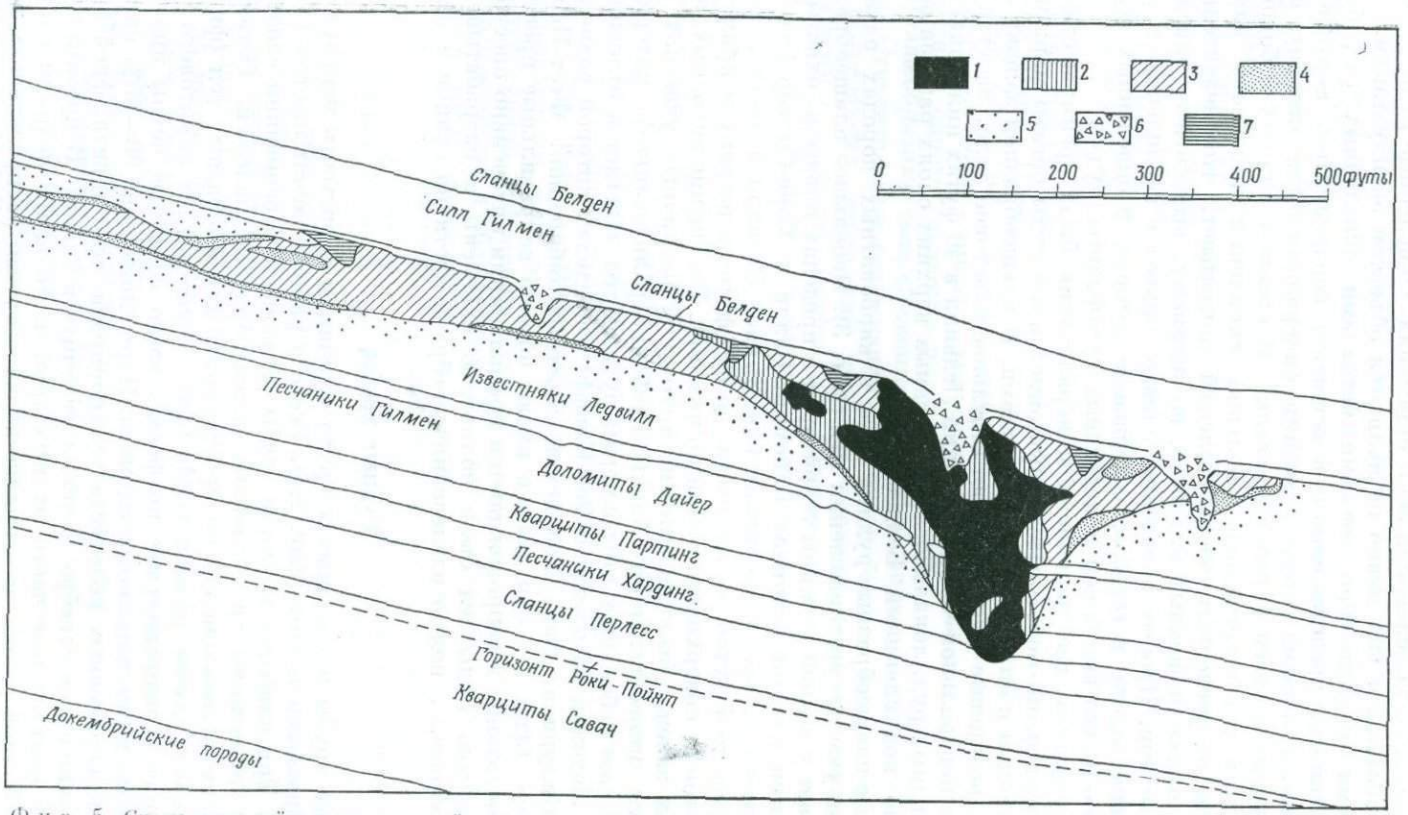
Главные плащеобразные рудные тела в карбонатных породах развиты в районе на участке месторождения Игл (фиг. 3). Небольшое плащеобразное тело залегает у южной границы территории в пределах площади, охватываемой рабочими полями рудников Вайоминг-Валли и Хорн-Силвер (фиг. 1). Оно приурочено к кровле формации известняков Ледвилл и имеет размеры от 18 дюймов до 4 футов по мощности, до 300 футов в ширину и примерно, до 1000 футов от поверхности Земли по падению. Замещение исходных пород в пределах залежи было неполным, поэтому в различных участках тела встречаются многочисленные блоки слабоминерализованного материала.

Несколько небольших по размерам рудных тел залегает в отложениях формации Ледвилл на площади Ред-Клифф, в пределах которой размещены рудники Силуриан, Ови, Хенриетта, Фостер-Комбинейшн, Фест-Нешнал и Эйти-Форс (фиг. 1). Эти залежи имеют обычно неправильные пространственные очертания и сопровождаются проявлениями интенсивно опесчаненных доломитов. Руды тел были полностью окислены и разрабатывались главным образом с целью извлечения серебра и частично свинца и цинка.

Рудные трубы

Рудные трубы представлены круто секущими слоистость неправильно-воронкообразными телами (фиг. 2,5). Всего в районе насчитывается 11 рудных труб. Три наиболее крупные трубы размещены в основании «подковы» у нижних окончаний трех главных плащеобразных залежей. Остальные распределены незакономерно по простиранию плащеобразных тел (фиг. 3).

В типовом случае рудная труба (фиг. 5) состоит из пиритового ядра, заключенного в неправильные по форме, часто неполные чехлы цинковых руд, сидерита и опесчаненного доломита. Ядро сложено на 90—95% пиритом с примесью переменных количеств халькопирита, тетраэдрита, фрейбергита и других минералов серебра, а также галенита и золота. В промышленном отношении центральные части рудных труб часто почти целиком сложены медно-серебряной рудой, но с крайне неравномерным распределением полезных компонентов. Небольшие скопления высококачественных руд с содержаниями меди до 5% и более, серебра нескольких сотен или тысяч унций на 1 т и золота нескольких унций на 1 т могут на расстоянии всего нескольких футов сменяться скоплениями практически безрудного пирита или, иначе, на жаргоне горняков, «непромышленного железа».



Ф и г. 5. Схематический разрез типовой рудной трубы и плащеобразной залежи в доломитизированных известняках.
1 — медно-серебряные руды; *2* — непродуктивные пиритовые скопления; *3* — цинковые руды; *4* — сидерит; *5* — доломитовый песок; *6* — брекчии обрушения; *7* — «известковистые глины».

Облекающие пиритовое ядро чехлы цинковых руд и сидерита наиболее полно развиты среди отложений формации Ледвилл, где их мощность нередко достигает нескольких десятков футов. В нижележащих отложениях краевые зоны рудных труб обычно истончаются и могут даже полностью отсутствовать. Минералогически цинковые руды рудных труб аналогичны цинковым рудам плащеобразных залежей, в которые они непрерывно переходят.

Отдельные рудные трубы значительно различаются между собой по форме и размерам. Некоторые, главным образом, сравнительно небольшие по масштабам проявления имеют в плане почти изометрическую или грубоэллиптическую форму, некоторые удлинены в направлении плащеобразных залежей. Вершины всех рудных труб расширены с образованием неправильно-грибообразных тел, предпочтительно распространяющихся вверх по восстанию пластов. Самая крупная рудная труба имеет в диаметре 400 футов, самая небольшая по размерам — около 40 футов. Все трубы выклиниваются с глубиной при обычном склонении осей тел около 70° на северо-восток. Две рудные трубы прослежены непрерывно от кровли формации известняков Ледвилл до верхних горизонтов формации песчаников Хардинг, всего в вертикальном интервале на расстояние около 275 футов. Остальные трубы выклиниваются или в кварцитах Партинг, или в песчаниках Гилмен. Карбонатные породы в пределах рудных труб замещаются сульфидным материалом полностью, песчаники Гилмен и кварциты Партинг нередко только частично. Расположение незамещенных реликтов песчаников Гилмен в руде обнаруживает некоторое проседание пород к центру структуры. Выклинивание рудных труб на глубину происходит резко. Ниже массивных сульфидных руд минерализация проявляется только на коротких расстояниях в виде редких прожилков по трещинам отдельности и тектоническим швам.

Довольно обычное явление, особенно в центральных частях рудных труб, представляют участки развития обломочных руд, которые нередко слагают срединную часть структуры среди отложений формации Ледвилл. На более глубоких горизонтах, ниже песчаников Гилмен, преобладают массивные руды. Широко распространены также, особенно в верхних частях труб, песчаные руды. Значительная часть рудного материала в трубах имеет кавернозно-пористое строение.

Верхние поверхности рудных труб имеют часто очень неправильную форму из-за карманов «известковистой глины» и канальных пустот, выполненных продуктами обрушения кровли (фиг. 5), проникающими на глубину до стратиграфического уровня песчаников Гилмен. Все рудные трубы залегают ниже зоны окисления.

Сорта руд

Первичные цинковые руды района содержат в среднем около 12,0% цинка, 2,0% свинца и 1,0 унцию серебра и 0,02 унции золота на 1 т. В ранний период ведения эксплуатационных работ на месторождениях добывались руды со средним содержанием цинка 11,7—17% и свинца 1,2—2,4%. Медно-серебряные руды из рудных труб содержат в среднем 18,7 унции серебра, 0,08 унции золота на 1 т и 3,5% меди. Но иногда встречались небольшие скопления медно-серебряных руд, содержащих по нескольку тысяч унций серебра и десятков унций золота на 1 т.

Точные сведения об окисленных рудах района отсутствуют. Сохранились многочисленные легенды о небольших, но баснословно богатых карманах, однако, согласно более трезвым и достоверным сообщениям, окисленные руды из плащеобразных залежей в кварцитах содержали 10—80 унций серебра и 0,1—4,8 унции золота на 1 т. Окисленные руды из плащеобразных залежей в доломитизированных известняках содержали 8—21 унцию серебра, 0,2—0,8 унции золота на 1 т и 8—15% свинца. Окисленные марганцевые руды содержали в среднем 15% марганца, 38% железа и 1—2% кремнезема [3].

Рудоконтролирующие факторы

Факторы, контролировавшие рудообразование в описываемом районе, имеют сложную и пока не вполне ясную природу. Общая структурная позиция территории определяется ее отношением к основным тектоническим элементам зоны разломов Хомстейк колорадского рудного пояса. Породы района залегают на более компетентном, чем рудовмещающие отложения, докембрийском фундаменте, оказавшем определяющее влияние на характер и тип структурных форм, развившихся в пределах рассматриваемого участка зоны.

Древние граниты на обширной площади расчленены разломами и умеренно трещиноваты, причем некоторые из трещинных структур несут минерализацию. Разрывы и трещинные жилы фундамента наиболее развиты и многочисленны на участке «подковы», где они хорошо прослеживаются в северо-восточном направлении под вышележащими рудными телами. Только немногие трещинные жилы переходят из гранитов в кварциты, в которых выклиниваются кверху на коротких расстояниях. Единственным исключением является жила Блик-Хауз, секущая непрерывно весь интервал разреза от древних гранитов через кварциты Савач до нижней части формации сланцев Пирлесс включительно. Возможно, что примерно такой же интервал вертикального развития имела жила гезенка Додридж [9] рудника Граунд-Хог, однако восстановить это точно в настоящее время невозможно, так как соответствующие выработки уже давно недоступны для обследования. В районе не известно ни одной трещинной структуры, переходящей непрерывно из гранитов и кварцитов в девонские или миссисипские отложения, в которых локализованы основные месторождения.

Хотя не было обнаружено никаких сквозных потенциально рудоподводящих каналов, характер размещения руд в вертикальном разрезе заставляет предполагать, что локализация продуктивных залежей в районе так или иначе контролировалась некоторыми крутопадающими элементами. Плащеобразные залежи в известняках залегают более или менее строго над наиболее крупными плащеобразными телами в кварцитах, которые в свою очередь залегают над участками наиболее интенсивной трещиноватости в докембрийских гранитах (фиг. 3).

Размещение рудных скоплений в кварцитах контролируется стратиграфическими факторами и трещиноватостью. Плащеобразная залежь Блик-Хауз по обеим сторонам от жилы Блик-Хауз приурочена к доломитовой линзе в горизонте Роки-Пойнт; еще ряд более мелких плащеобразных проявлений вдоль этой же жилы приурочен к нижележащим пластам доломитов в отложениях формации кварцитов Савач. На руднике Граунд-Хог руды залегают в кварцитовых породах горизонта Роки-Пойнт в зоне концентрации разломов и трещин северо-восточного простирания.

Размещение минерализации в отложениях формации Ледвилл определяется в основном положением рудных труб, служивших главными каналами поступления гидротермальных растворов. Однако локализацию самих рудных труб не удается объяснить структурным контролем. Выработки, пройденные непосредственно ниже трех основных рудных труб района, не обнаружили никаких подводящих проводников. Ряд более мелких рудных труб был выработан до самого дна, причем на непосредственном продолжении массивных сульфидных руд обнаружились только маломощные трещинные прожилки сульфидов, выклинивающиеся на глубину на расстоянии нескольких футов. Единственным прямым свидетельством того, что минерализующие растворы поднимались сквозь нижележащие отложения, служит тот факт, что некоторые породы под рудными трубами осветлены и слабо аргиллитизированы, а в толщах формаций Савач, Пирлесс и Хардинг встречаются гнезда и прожилки пирита. Однако восходящее движение гидротерм

по трубам и затем в плащеобразные залежи надо полагать было реальностью, так как на него указывают и характер минералогической зональности в рудах, и результаты исследований по определению направления движения растворов по критерию Ньюхауза [16].

Три главные рудные трубы локализованы вдоль прямой линии, ограничивающей по северо-западному азимуту основание «подковы» (фиг. 3) и соединены плащеобразными залежами, удлиненными по простиранию вмещающих пород. Такое линейное размещение рудных тел как будто бы свидетельствует о контролирующем влиянии со стороны структур типа зоны разломов или контакта между контрастными породами. Однако докембрийский фундамент под рудными трубами изучен еще недостаточно, чтобы можно было сделать определенный вывод. В толще осадочных пород прослеживается небольшой уступ, простирающийся параллельно линии, соединяющей рудные трубы. Были предложены различные гипотезы, связывающие положение труб с пересечениями этого уступа с зонами разломов [15] или небольших синклинальных флексур [25] северо-восточного простирания, либо с зоной надвига в песчаниках Хардинг [20]. Но ни одна из этих гипотез не объясняет удовлетворительно наблюдаемого размещения продуктов минерализации. Авторы настоящей статьи полагают, что главная контролирующая структура района находится в докембрийском фундаменте, но пока имеется еще очень мало фактов, свидетельствующих в пользу этой точки зрения.

Размещение и формы рудных тел в карбонатных породах существенно определялись не только рассмотренными выше крупными, но и относительно более локальными стратиграфическими и структурными особенностями разреза. Почти все плащеобразные рудные залежи района приурочены к формации доломитизированных известняков Ледвилл; исключение представляют только несколько небольших сульфидных тел в нижележащих доломитах Дайер. Локализация плащеобразных залежей в известняках Ледвилл обусловлена частично наличием непроницаемых перекрывающих сланцев Белден, частично, по-видимому, стратиграфическими особенностями самой рудовмещающей толщи. Непроницаемые сланцы отклоняли восходящий по рудным трубам поток растворов, создавая тем самым общие благоприятные предпосылки для концентрации рудного вещества в подстилающих доломитизированных известняках. Стратиграфическое положение сформировавшихся в пределах формации плащеобразных залежей оказалось, однако, различным. Большей частью руды сосредоточены в верхних слоях разреза непосредственно под перекрывающими сланцами Белден. Но несколько крупных плащеобразных тел локализовано также в более низкозалегающих пластах под покровами карбонатных пород, а некоторые залежи при прослеживании обнаруживают переходы из одного пласта в другой. Надо полагать, что на размещение плащеобразных рудных тел существенное влияние оказывали первичные, связанные с процессами осадконакопления и диагенеза различия в пористости и проницаемости пород формации. Вариации этих свойств, возможно, объясняют одновременно и относительную благоприятность доломитизированных известняков Ледвилл по сравнению с доломитами Дайер. Изучение пористости и проницаемости пород на месторождении Игл проводилось Ровом [22], Оле [29] и Роачем [40], но из-за ограниченного масштаба исследований полученные материалы не позволяют сделать обоснованного заключения.

Перед отложением пенсильванских слоев известняки Ледвилл подвергались закарстовыванию. Несомнено, что на развитие карста значительное влияние оказывали первичные седиментационные и диагенетические особенности пород. Процессы карстообразования привели к возникновению пористых и проницаемых зон, которые были затем использованы как предпочтительные каналы движения рудоотлагающими растворами, на что указывает

наличие более многочисленных карстовых воронок, выполненных «известковистой глиной» в окрестностях рудных тел, чем в удалении от них. Гидротермальные растворы расширили эти зоны, увеличили пористость и проницаемость пород, привели к образованию доломитовых песков, канальных полостей и брекчий обрушения. Все эти процессы обусловили значительное истончение разреза формации Ледвилл в районе залегания рудных тел.

На локализацию плащеобразных рудных залежей оказали, по-видимому, влияние также слабо проявленные, прерывистые тектонические зоны северо-восточного простирания. Эти структуры наиболее многочисленны в окрестностях рудных тел, а на отдельных участках месторождения Игл даже вмещают на коротких расстояниях продуктивную минерализацию. Часть таких структур развилась, возможно, в допенсильванское время в результате промежуточных подвижек по зоне разломов Хомстейк [43] и оказала влияние на ход процесса карстообразования. Однако, хотя некоторые из северо-восточных разломов контролировали локализацию плащеобразных тел, большинство такого рода тектонических проявлений возникло в результате подвижек в осадочной толще вследствие уменьшения объема, обусловленного как карстовыми, так и гидротермальными процессами растворения.

Плащеобразные рудные тела в доломитизированных известняках приурочены к пологим синклинальным прогибам, осложненным небольшими складками коробления второго порядка. Высказывалось предположение [15, 25], что эти структуры контролировали локализацию дорудных преобразований и руд плащеобразных залежей. Однако, хотя складки действительно пространственно связаны с рудными телами, они возникли скорее всего в основном в результате уменьшения объема пород.

Наиболее важными, хотя, к сожалению, и не вполне пока расшифрованными, были факторы, контролировавшие локализацию рудных труб. Растворы, образовавшие плащеобразные залежи в доломитизированных известняках, использовали предпочтительно проводящие каналы, какую бы природу они ни имели. Каллахан [44] считает, что основным элементом локализации плащеобразных рудных тел были карстовые образования. Авторы настоящей статьи поддерживают эту гипотезу. Полное замещение пород массивными сульфидными рудами и гидротермальные изменения стерли многие первичные черты вмещающей среды, предопределившие локализацию продуктивной минерализации. Образование рудных тел было динамичным и непрерывным процессом, который значительно видоизменил начальную структурную обстановку и обусловил возникновение ряда новых структурных элементов, что существенно затрудняет обоснованную дифференциацию причин и следствий наблюдаемых преобразований.

Источник минерализации

Источник минерализирующих растворов проблематичен. Из интрузивных проявлений ближайшим известным, кроме силла Гилмен, является небольшой гранодиоритовый плутон ларамийского возраста [42], обнажающийся примерно в 11 милях юго-западнее рудного района. Однако ни силл, ни шток не были источниками руд. Растворы продвигались скорее всего в восходящем направлении, возможно, по сложным обходным путям от некоторого глубинного очага, предположительно питавшего как рудные, так и известные магматические проявления.

Свинец проб, отобранных из руд, залегающих в самых различных по возрасту породах, имеет близкий изотопный состав (табл. III, пробы 1—4), что указывает на единый источник рудной минерализации для всего района. Отличный изотопный состав первично рассеянного свинца из отложений формации Ледвилл (пробы 6 и 7) означает, что породы формации не могут

Таблица III

Изотопный состав свинца из руд и пород района Гилмен

№ пробы	Изотопы свинца, ат.%			
	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}
1	1,36	24,35	21,37	52,92
2	1,35	24,48	21,35	52,81
3	1,36	24,52	21,22	52,90
4	1,37	24,37	21,33	52,93
5	1,38	24,78	21,31	52,50
6	1,26	28,58	20,08	50,06
7	1,29	27,43	20,45	50,81

Пробы 1—3 — определения, выполненные объединением «Изотопс-инкорпорейтед»: 1 — составная проба из плащеобразного тела и рудной трубы, рудник Игл; 2 — проба из жилы Блик-Хауз в горизонте Роки-Пойнт формации кварцитов Савач; 3 — составная проба из жил в докембрийских гранитах, приготовленная на обогатительной фабрике рудника Игл.

Пробы 4—7 — атомные проценты, рассчитанные по отношениям изотопов, приведенным в работе Энгела и Паттерсона [36]: 4 — проба рудного свинца; 5 — проба из доломита в контакте с рудным телом; 6 — проба из доломита в краевой части доломитизированного участка примерно в 2 милях от рудника Игл; 7 — проба из неизмененного известняка формации Ледвилл.

рассматриваться как источник свинцовой минерализации. Данные по изотопному составу свинца в породах других осадочных формаций района отсутствуют.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ РАЙОНА

Первым событием, зарегистрированным в геологической летописи района, явилось отложение мощной толщи осадков, подвергшихся затем интенсивным пликативным и дизъюнктивным дислокациям и метаморфизму с образованием кристаллических сланцев серии Айдахо-Спрингс. В течение этой диастрофической фазы сформировались основные структуры колорадского рудного пояса. Позднее внедрились диориты и граниты, территория была поднята и наступил длительный период эрозии и пенепленизации.

Палеозойское время охарактеризовалось чередованием периодов погружения и осадконакопления и периодов поднятия и эрозии, что привело к образованию толщи обломочных и карбонатных пород, в которой ряд стратиграфических горизонтов оказался разделенным поверхностями эрозионных несогласий. По отдельным элементам зоны разломов Хомстейк, вероятно, происходили неоднократные подвижки. Наиболее важными для образования рудных залежей были такие события палеозойского времени, как отложение формации известняков Ледвилл и последующий период поднятия и эрозии, в течение которого развился карстовый рельеф.

В описываемом районе отсутствуют мезозойские породы. Однако вся территория района, вероятно, была перекрыта мощной толщей мезозойских отложений, до того как образовалось поднятие Савач и произошла последующая эрозия.

Длительный период поднятия, образования разломов и внедрения интрузий начался в позднем мелу и продолжался в раннетретичное время. Возникшее в этот период поднятие Савач обусловило наклон толщи осадочных пород на северо-восток. Силл Гилмен внедрился в течение ларамийского орогенеза, но неизвестно, до поднятия территорий или после него. После внедрения интрузивных пород в районе проявилась гидротермальная деятельность, источник которой не известен, приведшая к образованию скоплений первичных руд и изменению вмещающих пород.

В результате длительного периода речной и ледниковой эрозии, последовавшего за ларамийским орогенезом и образованием рудных залежей, был создан современный горный рельеф. Верхние окончания рудных тел были эродированы и вблизи поверхности подвергнуты окислению.

ЛИТЕРАТУРА

1. Pearce R., *The association of gold with other metals in the West*, A.I.M.E., Tr., **18**, 447—457, 1890.
2. Means A. H., Geology and ore deposits of Red Cliff, Colorado, Econ. Geol., **10**, 1—27, 1915.
3. Umpleby J. B., Manganiferous iron ore occurrences at Red Cliff, Colorado, Eng. and Min. Jour., **104**, p. 1, 140—141, 1917.
4. Graton L. C., Geological report № 1, on Eagle mines, Empire Zinc Company, Gilman, Colorado, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—33, 1922.
5. Graton L. C., Short M. N., Description of specimens from the Eagle mine, Colorado, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—9, 1922.
6. Graton L. C., Ettlinger I. A., Geological report № 2 on Eagle mines, The Empire Zinc Company, Gilman, Colorado, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—30, 1922.
7. Graton L. C., Geological report № 3 on Eagle mines, Empire Zinc Company, Gilman, Colorado, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—71, 1923.
8. Pinger E. W., *Mineralogy of the ores*, in Graton L. C., Geological report № 3 on Eagle mines, Empire Zinc Company. Gilman, Colorado, The New Jersey Zinc Company Private Rept., 72—85, 1923.
9. Crawford R. D., Gibson R., Geology and ore deposits of the Red Cliff district, Colorado, Colo. Geol. Surv. Bull., **30**, 1—89, 1925.
10. Adams S. F., Geological information at Gilman to August 24 1927, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—18, 1927.
11. Emmons S. F., et al., Geology and ore deposits of the Leadville mining district, Colorado, U.S., Geol. Surv. Prof. Paper, **148**, 1—368, 1927.
12. Behre C. H., Jr., Physiographic history of the upper Arkansas and Eagle Rivers, Colorado, Jour. Geol., **41**, 785—814, 1933.
13. Lovering T. S., Behre C. H., Jr., Battle Mountain (Red Cliff, Gilman) mining district (Colorado), 16th Int. Geol. Cong., Guidebook 19, 69—76, 1933.
14. Brown W. H., Geologic report on the Eagle mine of the Empire Zinc Company, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—24, 1937.
15. Brown W. H., Geologic report on the Eagle mine of the Empire Zinc Company, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—22, 1938.
16. Newhouse W. H., *The direction of flow of mineralizing solutions*, Econ. Geol., **36**, 612—629, 1941.
17. Callahan W. H., Geology, geophysics, and exploration at Gilman, Colorado, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—199, 1942.
18. Jerome S. E., Results of geological conference at Gilman, Colorado, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—79, 1943.
19. Johnson J. H., Paleozoic stratigraphy of the Sawatch Range, Colorado, Geol. Soc. Amer. Bull., **55**, 303—378, 1944.
20. Lovering T. S., Tweto O. L., Preliminary report on geology and ore deposits of the Minturn Quadrangle, Colorado, U.S. Geol. Surv. Open File Rept., 1—115, 1944.
21. Dykstra F. R., Paragenesis of the ore mineralization at the Eagle mine, Gilman, Colorado, Columbia Univ., Unpublished Masters Thesis, 1—20, 1947.
22. Rove O. N., Some physical characteristics of certain favorable and unfavorable ore horizons, Econ. Geol., **42**, 57—77, 161—193, 1947.
23. Tweto O. L., Lovering T. S., The Gilman district, Eagle County, in Vanderwilt J. W., Editor, Mineral Resources of Colorado, State of Colo., Mineral Res. Bd., 378—387, 1947.
24. Tweto O. L., Gilman mining district, Rocky Mtn. Assoc. Geols. Guidebook, Field Conf. June 1947, 55—59, 1947.
25. Fowler G. M., Hernon R. M., The Eagle mine, Gilman, Colorado, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—26, 1948.
26. Tweto O. L., Gilman mining district, Eagle County, Colorado, in Vanderwilt J. W., Editor, Guide to the geology of central Colorado, Colo. Sch. Mines Quart., **43**, 122—127, 1948.
27. Tweto O. L., Stratigraphy of the Pando area, Eagle County, Colorado, Colo. Sci. Soc. Proc., **15**, 149—235, 1949.
28. Davidson R. N., Hydrothermal alteration effects in the Leadville (Colorado) limestone and their relation to metallization (abs.), Geol. Soc. Amer. Bull., **61**, 1551, 1950.
29. Ohle E. L., Jr., The influence of permeability on ore distribution in limestone and dolomite, Econ. Geol., **46**, 667—706, 871—908, 1951.
30. O'Neill T. F., Hydrothermal alteration in the Battle Mountain mining district, Eagle County, Colorado, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—294, 1951.
31. Rodda J. L., Composition studies of Gilman sphalerite and manganosiderite, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—19, 1951.

32. Tweto O. L., Form and structure of sills near Pando, Colorado, Geol. Soc. Amer. Bull., **62**, 507—531, 1951.
33. Snively N., The controls of Gilman ore deposition, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—46, 1952.
34. Behre C. H., Geology and ore deposits of the west slope of the Mosquito Range (Colorado), U.S., Geol. Surv. Prof. Paper, **235**, 1—176, 1953.
35. Engel A. E. J., Engel C. G., Distribution of copper, lead, and zinc in hydrothermal dolomites associated with sulphide ore in the Leadville limestone (Mississippian, Colorado), abs., Geol., Soc. Amer. Bull., **67**, 1692, 1956.
36. Engel A. E. J., Patterson C. C., Isotopic composition of lead in Leadville limestone, hydrothermal dolomite, and associated ore (Colorado) (abs.), Geol. Soc. Amer. Bull., **68**, 1723, 1957.
37. Engel A. E. J., et al., Variations in the isotopic composition of oxygen and carbon in Leadville limestone (Mississippian, Colorado) and its hydrothermal and metamorphic phases, Jour. Geol., **66**, 374—393, 1958.
38. Lovering T. G., Temperatures and depth of formation of sulfide ore deposits at Gilman, Colorado, Econ. Geol., **53**, 689—707, 1958.
39. Rodda J. L., Zinc and iron contents of Gilman sphalerite, The New Jersey Zinc Company, Private Rept., 1—9, 1958.
40. Roach C. H., Thermoluminescence and porosity of host rocks at the Eagle Mine, Gilman, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 400-B, B107—B111, 1960.
41. Tweto O. L., Pre-ore age of faults at Leadville, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 400-B, B10—B11, 1960.
42. Pearson R. C., et al., Age of Laramide porphyries near Leadville, Colorado, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 450-C, C78—C80, 1962.
43. Tweto O. L., Sims P. K., Precambrian ancestry of the Colorado mineral belt, Geol. Soc. Amer. Bull., **74**, 991—1014, 1963.
44. Callahan W. H., Paleophysiographic premises for prospecting for strata bound base metal mineral deposits in carbonate rocks, Cento Symposium on Mining Geology and Base Metals, Istanbul, 191—248, 1964.
45. Silverman A., Studies of base metal diffusion in experimental and natural systems, Part II, Diffusion systems at Gilman, Colorado, Econ. Geol., **60**, 325—349, 1965.

13

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЙОНА ПИОЧ, ШТАТ НЕВАДА

П. Геммил

Рудный район Пиоч расположен в юго-восточной части штата в верховьях реки Медоу-Валли (бассейн реки Колорадо). Его территорию пересекают горные хребты Бристол и Хайленд с типичной для Невады субмеридиональной ориентировкой и горы Пиоч-Хилс, вытянутые с северо-западном направлении. Абсолютные превышения над уровнем моря колеблются от 1494 м в долине Панака до 2838 м.

Добыча руд началась в 1869 г. и в течение ряда лет неуклонно возрастала в связи с отработкой окисленных бонанцевых серебросодержащих жил в кварцитах. Затем горнорудный промысел испытывал неоднократно спады и подъемы, вызванные колебаниями рыночных цен на металлы. Постепенно основную роль стали играть метасоматические серебро-свинцово-цинковые сульфидные тела в кембрийских известняках.

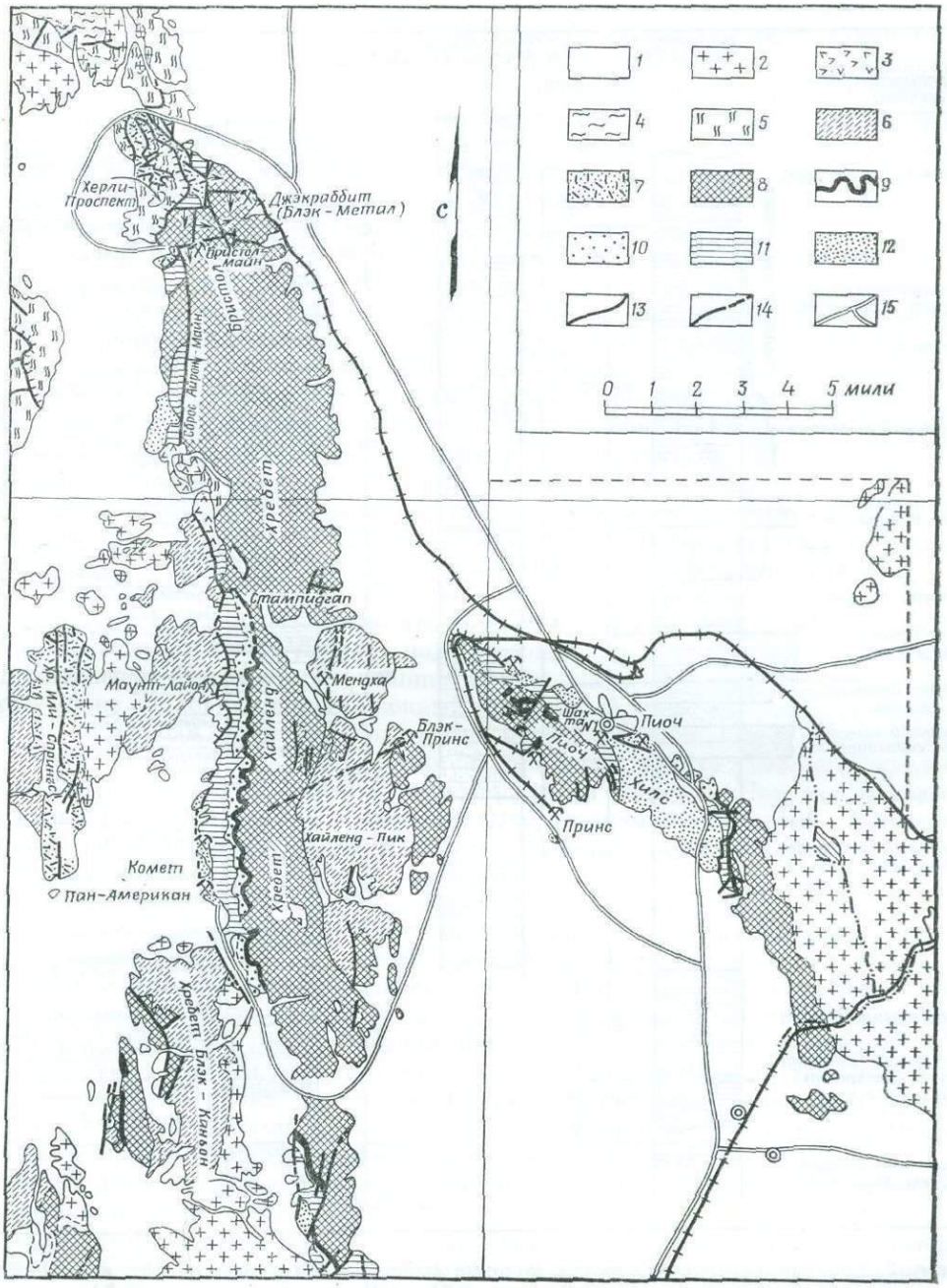
Сведения о размерах добычи и содержаниях металлов в рудах известны только для периода с 1912 по 1964 гг., за который извлечено около 6 млн. т руды (более 4 млн. т из них приходится на долю первичных и около 1,6 млн. т — на долю окисленных руд). *Рудник Кейслтон дал 2,8 млн. т первичных руд со средним содержанием золота* 0,042 унции на 1 т, серебра — 4,85 унции на 1 т, свинца — 4,81% и цинка — 11,82%. В окисленных рудах месторождения Принс (добыто более 1 млн. т) концентрации металлов были следующими: золота 0,010 унции на 1 т, серебра — 2,72 унции на 1 т, свинца — 3,01%, цинка — 3,50%, марганца — 12,35%.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия и изверженные породы

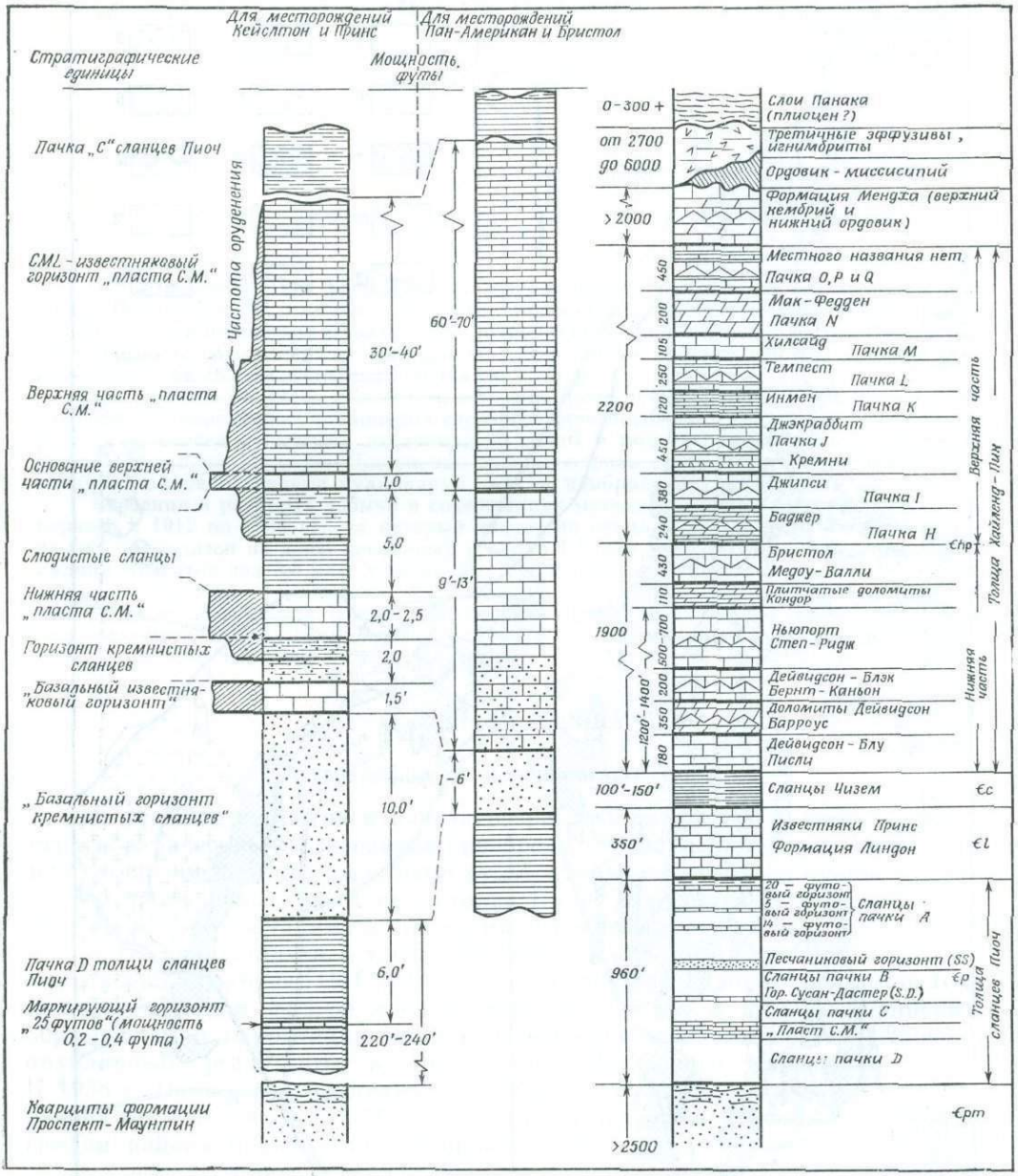
Со времени открытия и начала разработки пластовых сульфидных руд стратиграфические исследования приобрели первостепенное значение. Изучению толщ, вмещающих пластовые руды, уделялось особое внимание в ходе первых разведочных работ на руднике Принс и руднике № 1 близ Пиоча. По району в целом такими исследованиями занимались Янг, вт., работавший в качестве консультанта, а также Вестгейт и Нопф, которые в 1922 г. начали картирование района [1]. С 1936 по 1942 г. геологи Горной школы Мак-Кей под руководством Уилера провели изучение средне- и нижнекембрийских образований и корреляцию их с кембрийскими толщами других районов, опубликовав результаты в Бюллетенях Невадского университета [4]. К 1958 г. Парк с сотрудниками подготовил геологическую карту и разрезы района гор Пиоч-Хилс [7]. Последнее и наиболее детальное описание стратиграфии района принадлежит Мерриаму [10].

На фиг. 2 приведены названия и мощности пачек пород, которыми до сих пор руководствуются рудничные геологи. Например, как показано в колонке, толща сланцев Пиоч подразделяется на пачки сланцев A, B, C и D с хорошо выделяющимися маркирующими горизонтами, благодаря которым эти пачки можно картировать и в горах Пиоч-Хилс, и на западном склоне хребта Хайленд. На той же фигуре в пачке сланцев A показаны отдельные известняковые горизонты мощностью 20, 5 и 14 футов, характерные для месторождения Принс, где к ним приурочено промышленное оруденение. По всему району эти горизонты прослежены не были, да и вряд ли это возможно из-за их невыдержанности. Выше по разрезу располагается пачка известняков Принс, названная по месторождению, где к ней приурочены



Ф и г. 1. Геологическая карта рудного района Пиоч.

1 — наносы; *2* — эффузивы; *3* — интрузивные тела; *4* — миссисипские отложения; *5* — девон; *6* — ордовик; *7* — формация Мендха (известняки с пачкой кварцитов); *8* — известняки толщи Хайленд-Пик; *9* — сланцы Чизем; *10* — известняки Линдон; *11* — сланцы Пиоч; *12* — кварциты Проспект-Маунтин; *13* — сбросы оползневого типа; *14* — обычные сбросы; *15* — дороги.



Ф и г. 2. Сводная стратиграфическая колонка района Пиоч с детальными колонками для наиболее продуктивного «пласта С.М.» («Многометального пласта»).

Условные обозначения здесь и на фиг. 3: ϵ— кембрийские отложения; ϵ pm— кварциты Проспект-Маунтин; ϵp— пачка Пиоч; ϵl —пачка известняков Линдон; ϵ c— сланцы Чизем; ϵ hp— толща Хайленд-Пик; *СМ* —«пласт С. М.»; *CML* — *известняковый горизонт «пласта С. М.»*; Ss — *горизонт песчаников в пачке Пиоч*; SO — горизонт Сусан-Дастер в пачке Пиоч; Tv — третичные эффузивы.

Для каждой пачки приводится по два наименования: местное (вверху) и официально принятое (внизу).

Мощности (в футах) даны по результатам замеров на месторождениях и в рудных полях.

крупные рудные тела. В последнее время она официально переименована в пачку Линдон, в то время как за пачкой сланцев Чизем сохранено местное название. Пачки, залегающие выше сланцев Чизем, первоначально были отнесены к толще Хайленд-Пик. На стратиграфической колонке показаны выделенные в этой толще пачки и их двойные названия — местные (вверху) и официально принятые (внизу). Поскольку пачки с предложенными Уилером [10] буквенными обозначениями, начиная с пачки H (Баджер), совпадают по объему с пачками, выделенными на месторождении Бристол, цифровые обозначения, введенные позднее Мерриамом [10],— от № 7 до № 13 для верхней части толщи Хайленд-Пик — в колонке не приведены (пачка 9 включает пачки J, K и L). Указанные в колонке значения мощностей отличаются от опубликованных ранее и соответствуют установленным мощностям в районе Пиоч-Хилс при картировании толщи, венчаемой плитчатыми доломитами,— горизонтом, мощность которого очень хорошо выдержана на территории всего района. Мощности пачек, залегающих выше горизонта плитчатых доломитов, приведены по данным автора, проводившего геологическую съемку на месторождениях Бристол и Джэкраббит. Пачки от «Бристол» до «Мак-Фадден» включительно названы по рудникам, на которых они были рудоносными.

Рассматриваемый нами разрез настолько хорошо освещен в литературе, что нет смысла приводить подробное описание, но, пожалуй, следует обратить внимание на некоторые детали, существенные при поисках и разведке.

Показанное в колонке строение пачки сланцев A вряд ли постоянно для района в целом. Известно, что хорошо выдерживаются такие горизонты, как известняки Сузан-Дастер, подстилающий их горизонт тонкозернистых, практически бесслюдистых сланцев C мощностью 100 футов и залегающий еще ниже «пласт С. М.», сложенный преимущественно нодулярными известняками. Общая мощность сланцевых пачек, расположенных между горизонтами Линдон и Сузан-Дастер, в пределах хребта Хайленд довольно постоянна, но уменьшается в пределах хребта Бристол. Переход от известняков Линдон (Принс) к подстилающим сланцам постепенный. На месторождении Принс пачка мергелистых известняков, мергелей и известковистых сланцев мощностью 30 футов, расположенная между известняками Принс и «20-футовым горизонтом» сланцев, местами интенсивно минерализована, а аномально высокое содержание нерастворимого остатка указывает на то, что рудным веществом замещалась только карбонатная часть породы. Суммарная мощность сланцевых пачек A и B в рудном поле Бристол уменьшается, по-видимому, из-за одновременного увеличения с глубиной мощности пачки известняков Линдон. Пачка известняков Писли (или Дейвидсон-Блу) полностью доломитизирована лишь в отдельных местах, но там, где перекрывающая ее пачка доломитов Барроус (Дейвидсон) сложена кристаллическими доломитами, они же слагают и верхнюю часть пачки Писли. Породы пачки Барроус в районе Пиоч-Хилс доломитизированы далеко не всегда, хотя в других участках они обычно представлены серыми кристаллическими доломитами.

В левой половине фиг. 2 для сравнения приведено детальное расчленение «пласта С. М.» (Combined Metals Bed — многометальный пласт) для месторождений Кейслтон и Принс, с одной стороны, и месторождений Пан-Американ и Бристол — с другой. Детали строения пласта могут быть, разумеется, иными в других районах, но превосходная выдержанность пласта в целом, по-видимому, дает возможность распространить это название далеко за пределы района Пиоч, относя его к первой известняковой толще, залегающей выше кварцитов формации Проспект-Маунтин. В этой связи следует заметить, что подобная пачка тонкослоистых темных известняков действительно встречена в толще сланцев Пиоч, в 110 футах выше кровли кварцитов Проспект-Маунтин, на месторождении Грум, расположенном примерно в 110 ми-

лях к юго-западу от Пиоча. С другой стороны, в аналогичной стратиграфической позиции в толще сланцев Пиоч на горе Вашингтон, примерно в 75 милях севернее Пиоча, был найден пласт массивных известняков, не похожих на породы «пласта С. М.». Определяющими факторами локализации оруденения, по-видимому, являются особенности состава и строения рудоносного пласта, но подробнее на этом вопросе мы остановимся позднее, при описании формы рудных тел, приуроченных к «рудным каналам».

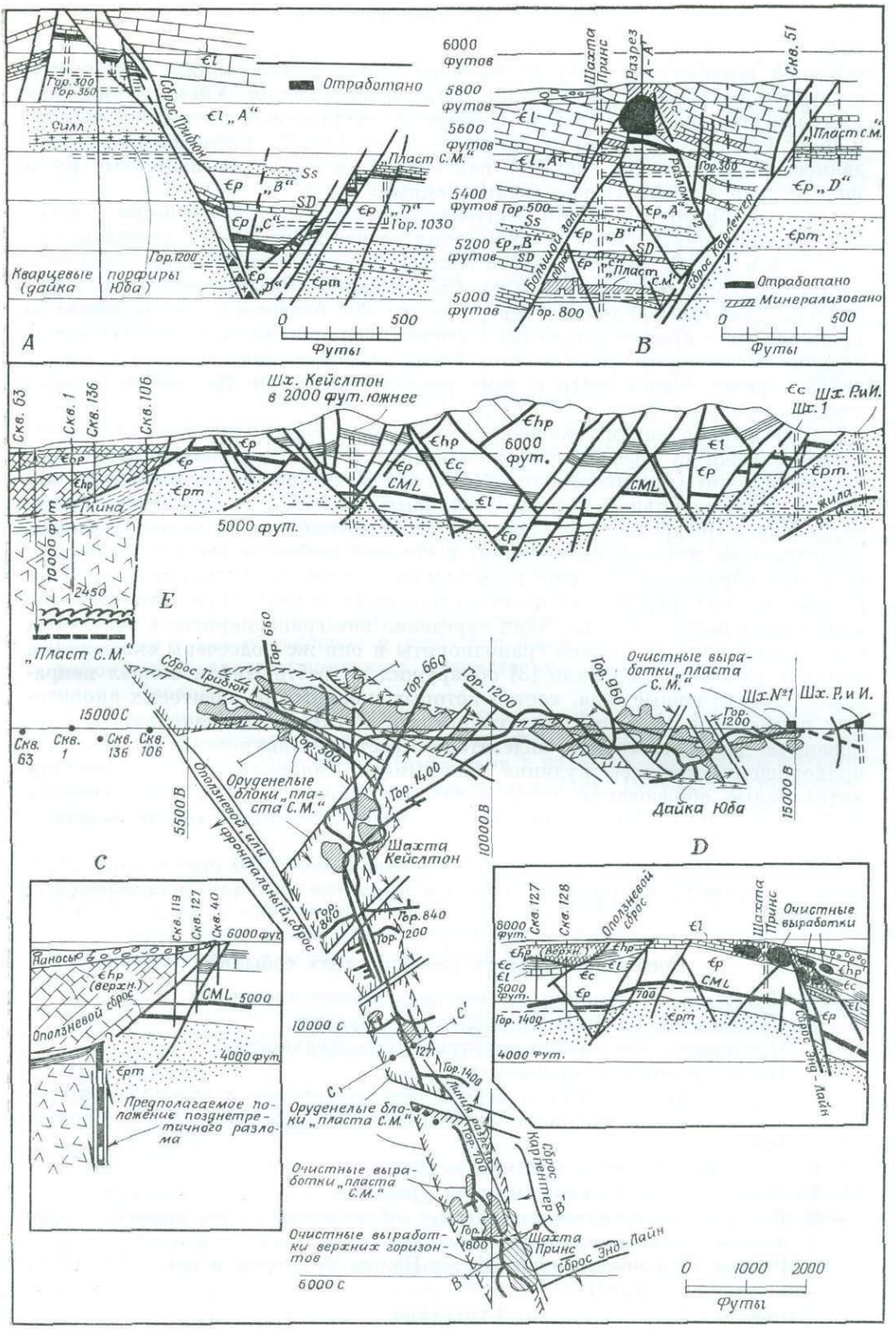
Отложения, залегающие стратиграфически выше толщи Хайленд-Пик, мы рассматривать практически не будем, за исключением эффузивных образований, изучение которых позволило получить много важных сведений о возрасте разрывных нарушений (по отношению их к эффузивам, для которых был определен абсолютный возраст) и о структуре района вообще. Кук [11] описывает входящие в состав толщи игнимбритовые «потоки» как «покровные залежи неотсортированного пирокластического материала, отложившегося, вероятно, из раскаленной вулканической тучи... причем отдельные горизонты прослеживаются на расстояние свыше 100 миль». По данным Кука, эти горизонты легко идентифицируются в весьма удаленных друг от друга разрезах.

В большинстве описанных Куком обнажений, разбросанных на площади более 20 000 кв. миль, эффузивы залегают практически параллельно подстилающим осадочным породам, хотя и на древней эрозионной поверхности. Но в каньоне Кондор эти покровы и подстилающие породы толщи Хайленд-Пик наклонены к востоку: между ними наблюдается угловое несогласие (около 15°). Суммарная мощность эффузивных пород составляет 6000 футов [1], причем из них 3000 футов, по данным Кука, приходится на прослои игнимбритов и туфов.

В кварцитах, залегающих юго-восточнее месторождения Принс, обнаружен мощный силл диабазов. По всей видимости, тот же силл обнажен за южной границей района в каньоне Антилоп, западнее Кальенте (хребет Чиф). Мощность толщи кварцитов Проспект-Маунтин там превышает 3000 футов. Диабазы слагают нижнюю часть разреза, вскрытого каньоном. Интересно отметить, что в свите Большого Каньона, по описанию Шмитта [2], толща песчаников Докс также содержит мощный силл диабазов.

Широко распространены в районе лампрофировые и диабазовые дайки, которые в верхних частях разреза становятся менее мощными или вообще выклиниваются, не достигая верхних горизонтов толщи Хайленд-Пик. На месторождении Бристол дайка, имеющая на горизонте 1000 футов мощность около 1 фута, на поверхность не выходит, но на горизонте 1700 футов ее мощность увеличивается до нескольких футов. Насколько удалось выяснить, дайки имеют дорудный возраст. Они внедрились в продуктивные ныне толщи, подверглись осветлению и нарушены предрудными разломами, контролировавшими размещение оруденения.

Южнее города Пиоч известна дайка Юба, вмещавшая некогда богатое прожилковое оруденение и сложенная сильно измененными гранитами или кварцевыми порфирами. Ее западный фланг показан на геологическом плане (фиг. 3), и видно, что дайка проходит южнее очистных выработок и параллельно им. Рассматривая разрез по линии $A - A'$, можно убедиться, что внедрение дайки и отходящего от нее силла, проникающего в толщу кварцитов Проспект-Маунтин на 400 футов, произошло до подвижек по основным нарушениям. Примечательно, что тот же самый силл в той же стратиграфической позиции подсечен пройденным на юг штреком на горизонте 1400 футов месторождения Кейслтон, где мощность его достигает 8 футов. Дайка Юба вполне могла служить глубинным каналом, по которому поднимались минералообразующие растворы, причем такое предположение согласуется с широтной ориентировкой «рудного канала» месторождения Кейслтон. Едва ли случайно, что ориентировка аналогичной дайки, вскрытой эрозией и под-



Ф и г. 3. Совмещенный геологический план месторождений Кейслтон и Принс.

A — разрез по линии A — A′; *B* — по линии B — B′; *C* — по линии C — C′; *D* — по линии D — D′; *E* — по координате 15 000 С. Разрезы *A* и *B* в 4 раза увеличены относительно плана.

сеченной выработками севернее месторождения Принс, также согласуется с ориентировкой «рудного канала» этого месторождения. Упомянутая дайка на геологическом плане должна занимать примерно такое же положение, что и сброс Карпентер (разрез по линии В—В′ на фиг. 3). Несмотря на все сказанное, значение таких даек как поисковых признаков на пластовые руды пока нельзя считать твердо установленным.

Как сообщается в работе Вестгейта и Нопфа [1], дайка Юба на участке одноименной шахты (т. е. в 2000 футах южнее шахты № 1, показанной на фиг. 3) и в других участках блока кварцитов, вмещающего бонанцевые прожилковые тела, круто падает на юг. Судя по ориентировке слоистости, кварцитовый блок был наклонен к северу на 20—30°, благодаря чему и дайка, по крайней мере в приповерхностных выходах, изменила здесь обычное северное падение. Рудоносные трещины этого блока как бы оперяют северный контакт дайки, причем ближе всего к нему располагались как раз самые богатые участки рудных тел.

Андезитовые дайки, закартированные на поверхности, внешне поразительно похожи на туфы благодаря серповидной форме вкрапленников. Кварцевые монцониты Блайнд-Маунтин (фиг. 1) слагают самое крупное интрузивное тело неправильной формы, с которым, конечно, генетически связано оруденение. Внедрение интрузии и рудоотложение тем не менее разделены значительным интервалом времени, в течение которого неоднократно происходили образование трещин и подвижки по ним. На месторождении Или-Валли западнее рудника обнажено неправильное интрузивное тело сильно измененных пород, которые Чанц определил как гранодиориты; в подземных выработках вскрыты свежие гранодиориты и они же подсечены скважинами севернее рудника. Каллахан [3] обнаружил в хребте Чиф и описал неправильные интрузивные тела, состав которых «меняется от авгитовых диоритовых порфиритов до биотитовых гранитов», а также «маломощную окварцованную дайку, возможно, андезитового состава, приуроченную к разлому, проходящему западнее рудника Голд-Чиф». Каллахан считает, что эти интрузивные образования моложе главных сбросов. Чанц [9] упоминает «небольшие тела крупнозернистых розовых гранитов около перевала Бристол».

Лучше всего решению спорных вопросов помогло бы определение абсолютного возраста интрузивов, как это было сделано для игнимбритовых покровов.

Последовательность геологических событий

1. Литогенез от кембрия до пенсильванского времени.
2. Воздымание — легкое коробление — эрозия.
3. Предполагаемое начало интрузивной деятельности.
4. Позднетретичный вулканизм.
5. Сбросы обычного и оползневого типа; интрузивные образования трещинного типа, связанные с разломами Большого Бассейна и Сьерра-Невады.
6. Рудообразование и поздние нарушения.
7. Эрозия почти до современного уровня.
8. Выбросы вулканического пепла; образование плиоценовой толщи озерных отложений (слои Панака).
9. Размыв отложений рекой Медоу-Валли со сносом в реку Колорадо.

Структура

Дизъюнктивная структура гор Пиоч-Хилс чрезвычайно сложна, в то время как хребты Хайленд и Бристол построены относительно просто. Практически все разломы со смещениями являются обычными сбросами, но сбро-

сы одной системы пересекались и смещались более поздними, а затем происходили перемещения блоков пород по нарушениям нескольких систем. Сложная блоковая тектоника затрудняет установление положения и размеров блоков «пласта С.М.» по выходам его на поверхность. Существование в районе надвигов в настоящее время отрицается, и нарушения, принимавшиеся за надвиги, считаются сбросами оползневого типа (slide faults), связанными с позднетретичным горообразованием.

Так как все известные сбросы смещают толщу игнимбритов, возраст этих нарушений должен быть моложе 25 млн. лет. Вместе с тем слои Панака, предположительно плиоценового возраста, залегают горизонтально и не затронуты сбросами, так что все сбросовые подвижки и рудообразование укладываются в отрезок времени, вероятно, не более 20 млн. лет. При этом имеющиеся геологические данные не исключают возможности возникновения интрузивных тел до основных сбросовых нарушений, что и показано при изложении «Последовательности геологических событий».

Еще до проведения буровых работ 1955 г. трактовка пологих нарушений как региональных надвигов была весьма уязвимой для критики: «аллохтон» всегда оказывался «надвинутым» на более древние осадочные толщи, а очень мощная пачка промежуточных по возрасту образований вообще выпадала *из разреза. Такие соотношения были бы естественны для сброса. Кроме того,* в ряде случаев в лежачем боку «надвига» обнаруживались плывуны. Все это можно было бы объяснить сползанием блоков пород с поднятого горного сооружения на его склоны, причем обычные крутые сбросы должны были *бы пересекаться и перекрываться пологими сбросами оползневого типа. Но,* принимая такое объяснение и учитывая известную геологическую историю района, следовало бы допускать неестественно громадную амплитуду воздымания блоков.

Закономерное расположение очистных выработок месторождения Кейлстон вдоль широтного «рудного канала» (фиг. 3) навело на мысль о бурении скважин западнее Фронтального разлома в надежде обнаружить опущенные блоки «пласта С. М.» на продолжении «канала». Результаты показаны на широтном вертикальном разрезе, проходящем вдоль координаты 15 000 С: скважина № 1 ниже оползшего блока пересекла мощную заглинованную зону, сложенную бывшим плывуном, превращенным в монтмориллонитовую глину, а затем вошла в массивные андезитовые «игнимбриты», продолжающиеся до забоя скважины (2400 футов над уровнем моря). Отсюда можно точно вычислить суммарную вертикальную амплитуду смещения по сбросам, ограничивающим с запада горы Пиоч-Хилс:

2 450	футов до забоя скважицы
1 000	футов (±?) дополнительно до подошвы эффузивов, т. е. до древней эрозионной поверхности, на которой залегают эффузивы (если предположить, что эта поверхность совпадает с кровлей пачки Мендха)
2 000	футов до подошвы пачки Мендха
4 100	футов до подошвы толщи Хайленд-Пик
1 200	футов до «пласта С. М.» (в лежачем боку сброса он выходит примерно на уровне устья скважины)
10 750	(±?) — примерная вертикальная амплитуда смещения по Фронтальному сбросу

Структурные различия между блоками, обусловленные сбросами оползневого типа в районе Пиоч, заслуживают специального исследования вне рамок данной статьи. Рассмотрим все же разрез по линии С — С′. Он соответствует участку, в котором сброс оползневого типа произошел позже, чем на участке скважины № 1 (разрез по В — В′). Иными словами, на разрезе С — С′ показано, что сброс оползневого типа пересекает более ранний крупный сброс, тогда как на участке скважины № 1 возрастные соотношения нормального и оползневого сбросов следует, вероятно, квалифицировать как обратные.

Из сказанного ясно, что возраст оползневых сбросов по отношению к самым поздним подвижкам по крупноамплитудному Фронтальному сбросу, висячим крылом которого перекрыт оползневой сброс, в разных участках будет различным. В пределах же хребта Бристол обычные сбросы, по которым прошли блоковые перемещения, относятся к началу горообразования, и поэтому они, как правило, древнее оползневых сбросов. Это лучше всего иллюстрировать примером рудного поля Бристол — Джэкраббит (фиг. 1), где система обычных сбросов, каждый с амплитудой в несколько сотен футов, явно древнее хорошо обнаженного оползневого сброса. Вне рассматриваемого района, юго-западнее Бристол-Уэлл, висячее крыло этого крупного оползневого сброса залегает на плывунах, превращенных в монтмориллонитовую глину.

В зоне оползневых сбросов и в толщах некомпетентных сланцев слои сдвоены и смяты в складки. Сланцы пачки Чизем играли нередко роль «смазки» для главного оползневого сброса и иногда вдавливались в брекчии соседних известняков. Массивные известняки залегают моноклинально, и в участках, прилегающих к главной оползневой зоне, мощность толщи таких известняков обычно сильно уменьшается при сохранении более крутого падения слоистости по сравнению с породами, слагающими висячий бок оползневого сброса. В одном случае в зоне оползневого сброса контакт *между пачками массивных пород в висячем крыле опущен и образует уступ*, но и здесь изгибания слоистости не произошло. Такого рода структурные особенности обычно объясняются небольшой нагрузкой вышележащих толщ. На удалении от сместителя в висячем крыле оползневого сброса также наблюдаются пачки массивных карбонатных пород без всяких признаков брекчирования и уменьшения мощности слоев. Имеющиеся данные позволяют говорить о том, что блоки массивных пород мощностью в тысячи футов перемещались по оползневым сбросам на расстояния, измеряемые милями.

Самыми ранними по времени заложения были мелкие сколовые трещины сдвигового типа, предшествовавшие сбросам и короблению слоистых толщ; в таких нарушениях нет тектонической глинки. Направление падения их разнообразно, но они всегда примерно перпендикулярны плоскостям напластования. Эти трещины, пересекая слоистость поперек, поворачивают вдоль слоистости (чему благоприятствуют горизонтальное направление смещений по трещинам и легкость отслаивания пластов), а затем через несколько дюймов снова поворачивают вкрест слоистости. Детальные наблюдения в очистных выработках рудника Принс показывают, что мелкие меридиональные нарушения этого типа смещаются аналогичными трещинами, имеющими простирание от широтного до СЗ 285°, причем ни те, ни другие не затрагивают слоистости. Амплитуды перемещения обычно незначительны — от нескольких дюймов до 2 футов или около того. К нарушениям этого типа относится разлом рудника Комет, имеющий простирание СВ 65° при меняющемся угле падения. Для него характерны борозды скольжения, параллельные слоистости. После заложения трещина приоткрывалась не менее двух раз, что привело к относительному смещению крыльев примерно на 20 футов. Следует заметить, что разлом рудника Комет, рассекающий кварциты, является как бы продолжением разлома рудника Блэк-Принс (по другую сторону хребта Хайленд, у его восточных предгорий).

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Эндогенное рудообразование (общие вопросы)

Основное внимание в работе уделяется метасоматическим рудным телам, приуроченным к «пласту С. М.», причем большой самостоятельный раздел (см. ниже) посвящен изложению фактического материала, касающегося «рудных каналов» месторождений Кейслтон, Принс и Пан-Американ. Сейчас

же мы кратко рассмотрим рудные тела других типов и некоторые данные, могущие оказаться важными для дальнейшего развития горного дела в районе Пиоч.

Жильные тела. Дизъюнктивные нарушения в кварцитах вмещают маломощные, но богатые рудные столбы, отработка которых может стать выгодной, если спрос на металлы поднимет цены до уровня, достаточного, чтобы покрыть расходы на трудоемкую выборочную выемку рудной массы. Бóльшая часть руды жильных тел в кварцитах окислена. Объектом поисков и разведки являются не только окисленные руды месторождений, расположенных южнее Пиоча, но и сульфидные руды, залегающие под «рудным каналом» Кейслтон и, возможно, на глубоких горизонтах месторождения Принс, где под отработанными рудными телами «пласта С. М.» скважинами подсечен пологий «цинковый пласт» в кварцитах.

Там, где в жильных телах содержится промышленное оруденение, оно представлено галенитом с высоким содержанием серебра или сфалеритом, в котором серебра гораздо меньше. Например, в первичных рудах месторождения Комет содержалось в среднем 3% свинца, 14% цинка и 5 унций серебра на 1 т. При окислении цинк был вынесен и остался убогий окисленный материал, представляющий интерес для добычи лишь в тех местах, где произошло достаточно интенсивное обогащение серебром, извлечение которого позволяет покрыть высокие расходы на плавку кремнистых свинцовых руд. В жиле Комет ранний кварц был безрудным; после его дробления, связанного с возобновлением подвижек по разлому, произошло отложение сульфосолей серебра и свинца, сфалерита с кварцем новой генерации и в редких случаях — вольфрамита, кристаллизовавшегося раньше сульфидов. В отличие от жилы Комет на верхних горизонтах богатых жильных тел в Пиоче, по данным большинства исследователей, почти не было кварца.

На месторождении Юба-Дайк в 1958—60 гг. объектом добычи был рудный столб, состав которого менялся. В одних участках преобладал кварц с высоким содержанием золота и низким содержанием свинца, в других основную роль играла богатая свинцово-серебряная руда, лишенная кварца. Кварцевые гнезда быстро сменялись чисто свинцовой рудой, а последняя — вновь кварцем, причем смена состава в некоторых случаях была приурочена к секущим трещинам. В рудном теле «Разлом № 2» месторождения Принс (разрез В — В′ на фиг. 3) наиболее богатые руды локализовались в верхах толщи сланцев Пиоч. Рудовмещающее нарушение, несомненно, служило проводящим каналом для восходящих растворов, под действием которых происходило активное послойное замещение вышележащих известняков сульфидами, но это наблюдалось лишь на одном из участков месторождения.

Метасоматические тела в более молодых пачках известняков. На рудниках Бристол и Джэкраббит окисленные руды добывались из неправильных метасоматических тел в породах толщи Хайленд-Пик. Первичные руды на месторождении Бристол встречены не были, но там вообще редки первичные карбонаты, способствующие сохранности сульфидов. На месторождении Джэкраббит (Блэк-Метал) руды из осевой части трубообразного рудного тела первоначально были сложены, вероятно, серебросодержащими сульфидами свинца и цинка, а более крупное по размерам тело окисно-марганцевых руд возникло в результате извлечения марганца в условиях зоны окисления из гидротермальных карбонатов марганца. Для богатых окисно-марганцевых руд характерно концентрическое почковидное строение агрегатов, а в более бедных рудах, развитых ниже горизонта 300 футов, обычно еще сохраняются реликты спайности карбонатов.

На месторождении Бристол метасоматические тела располагались на интервале от 50 до нескольких сотен футов в висячем (южном) крыле сброса Мей-Дей — широтного разлома с южным падением. Эти рудные тела были приурочены к породам толщи Хайленд-Пик. Подстилающие ее стратиграфи-

ческие пачки залегают ниже последнего рудничного горизонта (1700 футов) и ниже уровня грунтовых вод, что осложнит проходку в них разведочных и эксплуатационных выработок. Рудные тела, структурно приуроченные к сбросу Мей-Дей, отрабатывались на вертикальном интервале 2400 футов, *начиная от уровня грунтовых вод и кончая рудником Хилсайд на вершине* горы, в 800 футах выше устья шахты Бристол. Форма рудных тел и интенсивность оруденения крайне изменчивы от горизонта к горизонту, поэтому подсчет запасов руд до начала эксплуатации весьма затруднен. Широко развиты брекчии, возникшие в результате повторных подвижек по разлому, уже смещенному «несогласными» поперечными сбросами.

Термин «несогласный» (discordant) нуждается в некоторых дополнительных пояснениях. Для образования брекчий при повторной подвижке по более раннему сбросу, уже смещенному другим, вполне достаточно, чтобы направление подвижки не было параллельно плоскости более позднего сброса или линии пересечения обоих нарушений. При такой трактовке «согласным» секущим нарушением можно было бы назвать любое нарушение, которое параллельно направлению повторной подвижки по пересеченному основному *разлому*.

Самые крупные рудные тела месторождения Бристол приурочены к брекчиям, связанным со сбросами. Наблюдаются переходы от оруденелых брекчий к слабоминерализованным и безрудным. В то же время некоторые значительные рудные тела локализовались вдоль стратиграфического контакта между двумя различающимися пачками пород, тогда как прочие возникли благодаря околотрещинному метасоматозу в массивных известняках и доломитах при отсутствии каких бы то ни было брекчий.

Примером оруденения еще одного типа в породах, перекрывающих «пласт С.М.», является месторождение Принс (см. план и разрез на фиг. 3). (Очистные выработки южнее сброса Энд-Лайн на разрезе D — D′ относятся к предприятию Калнива, т. е. к руднику Вирджиния-Луис; здесь мы их рассматриваем как часть месторождения Принс.)

В известняках различных горизонтов разреза от «пласта С.М.» до пачки Принс (Линдон) включительно широко развит мангансидерит. Крупные метасоматические тела залегают южнее сброса Энд-Лайн в пачке Дейвидсон (Писли). Отсутствие ожелезнения на выходах метасоматических руд сульфидно-карбонатного типа в «пласте С.М.» говорит о незначительном содержании в них пирита. Свинец и цинк были отложены в виде сульфидов, а серебро — преимущественно в виде примеси в галените.

Вслед за замещением известняков гидротермальными карбонатами происходило массовое отложение сульфидов, причем рудоносные флюиды поступали по разлому № 2 и по множеству очень мелких питающих трещин, принадлежащих преимущественно к упоминавшейся выше группе самых ранних трещин района Пиоч. Интенсивное замещение известняков сульфидами связывается не с самостоятельной эпохой минералообразования, а с той же самой, которая началась более широко проявившимся отложением гидротермального карбоната. Такая же последовательность установлена для минерализации «рудного канала» Кейслтон и для месторождения Или-Валли, где также надрудные известняки широко замещены мангансидеритом.

Изменения боковых пород. Ни одно из серебро-свинцово-цинковых рудных тел района Пиоч не сопровождается такими гидротермальными изменениями вмещающих пород, которые могли бы быть использованы в качестве поискового признака. Косвенная связь богатых руд с более интенсивной сидеритизацией будет рассмотрена в следующем разделе статьи.

К югу от Стампид-Гап (фиг. 1) имеются окисленные тела пиритовых руд раннего высокотемпературного типа, которые когда-то служили объектом добычи для получения флюсов, использовавшихся на мелких плавильных заводах при выплавке свинца. С этой ранней минерализацией, вероятно,

связано осветление темных известняков, наблюдаемое севернее и южнее Стампид-Гап и рассмотренное ниже, в разделе «Возраст минерализации». Существенно более ранний возраст этих изменений по сравнению с рудами установлен путем выяснения соотношений тех и других с разновозрастными разрывными нарушениями.

На месторождении Принс крупные метасоматические тела, сложенные железо-марганцевым карбонатом (манганосидеритом), на различных расстояниях от рудного тела иногда окаймлены полосой грубокристаллического кальцита. Ассоциирующий с проявлениями рудной минерализации кальцит было обнаружен также на месторождениях Блэк-Метал и Бристол, но и там он не мог быть использован в качестве поискового признака.

Эндогенное рудообразование. «Рудные каналы» «пласта С. М.»

Широтный «канал» месторождения Кейслтон. Употребляемый по отношению к месторождениям района термин «рудный канал» отражает действительно наблюдаемую здесь форму рудных тел — узких пластовых метасоматических *залежей* (*см. центральную часть фиг. 3*). *Бонанцевые серебряные* рудные тела жильного типа в кварцитах Проспект-Маунтин располагались практически в одну линию с пластовым рудным каналом: их трещинная система является восточным продолжением «канала». Вместе с тем, судя по ряду данных, ни одно из пластовых рудных тел в известняковом «пласте С.М.» не было непосредственно связано со знаменитым разломом Реймонд и Или. Более того, хотя в кварцитах из зоны разлома Реймонд и Или было добыто значительное количество руд, благоприятный для оруденения «пласт С.М.» всего в 200 футах выше упомянутых жильных тел остался безрудным. Рассматриваемый отрезок разлома расположен непосредственно западнее шахты № 1 и севернее пластовых рудных тел, показанных на фиг. 3. Этот факт давно уже привел геологов к выводу, что минералообразующие растворы взаимодействовали с силикатными вмещающими породами, отлагая в них свой полезный груз, но не достигали вышележащих известняков или оказывались не способными замещать их с образованием метасоматических залежей. Иное дело широтный пластовый «рудный канал» Кейслтон, обнаруженный вблизи шахты № 1. Начиная от этой шахты и на расстоянии до 3000 футов к западу от нее пластово-метасоматическое оруденение отчетливо нанизано на разлом Гринвуд, который прослеживается в осевой части очистных выработок. Разлом хорошо выражен на всем протяжении крупного рудного блока, известного под названием блока горизонта 960 футов (см. на фиг. 3 выработку с надписью 960 гор.). Собственно к разлому Гринвуд было приурочено богатое серебро-свинцовое оруденение в сланцах, подстилающих «пласт С. М.»; добыча этих руд началась раньше, чем были разведаны руды пластового типа. Оруденение жильного типа, связанное с этим разломом, по своим масштабам уступало не только жильным рудным телам в других нарушениях, но и пластовому оруденению, связанному с ним же. Этот разлом на участках, где он пересекает кварциты Проспект-Маунтин, не несет оруденения. Непосредственно же около разлома наблюдается прекрасный разрез метасоматического рудного тела на всю мощность «пласта С.М.»., причем протяженность промышленной части превышала 40 футов по вертикали, но по мере удаления от рудоподводящего разлома к югу и северу мощность оруденелой части пласта уменьшалась. Здесь установлены элементы первичной зональности оруденения. Непосредственно к разлому Гринвуд прилегала зона, сложенная сфалеритом и обильным пиритом, а остальная часть рудного тела была представлена более богатой рудой — равномернозернистой, с небольшим количеством пирита и повышенным содержанием свинца и серебра. В рудах, как правило, сохраняются реликты

текстуры замещаемых пород (тонкослоистое и нодулярное строение) и реликтовые мергелистые прослои. Руда, добывавшаяся из части «рудного канала», расположенной восточнее очистной выработки горизонта 960 футов, почти не содержала непромышленных участков, и концентрации добываемых металлов в ней в зависимости от обратного по знаку изменения содержания пирита колебались от 6 унций Ag на 1 т +6% Pb + 12% Zn до 8 унций Ag на 1 т + + 8% Pb + 16% Zn.

Как выяснилось в результате разведки, западная часть «рудного канала» Кейслтон (к западу от очистных выработок горизонта 950 футов) *существенно отличается по морфологии от восточной и контролируется уже не* одним, а многими нарушениями. Хотя она и сохраняет прежнюю широтную ориентировку, в ее пределах выявляется целая система рудоконтролирующих разломов северо-восточного простирания, имеющих мощность от одного-двух дюймов до фута. В залегающих ниже сланцах оруденение наблюдается в плоскости самих разломов, причем длина рудоносного отрезка по простиранию нарушений не превышает ширины «рудного канала». Субширотные трещины в этой половине канала отсутствуют. Наблюдениями установлено, что *ориентировка западной части «рудного канала» не была обусловлена ориентировкой каких бы то ни было рудоконтролирующих трещин.*

В западной половине рудного «канала» Кейслтон так называемое «Рудное тело верхней части пласта» («Upper-Bed» ore body) имеет более выдержанную мощность около 8—10 футов (см. фиг. 2 и, в частности, диаграмму частоты оруденения, показанную левее колонки). Там, где минерализована верхняя часть пласта, средняя и нижняя части также содержат оруденение. Большинство рудных блоков пересекается сериями мелких сбросов. В восточной части «канала» средняя и нижняя части пласта отрабатывались раньше верхней, *но после постройки обогатительной фабрики на самом месторождении* Кейслтон почти все руды западной половины «канала» отрабатывались *одной очистной выработкой, что уменьшило затраты на добычу, но* усилило разубоживание руд.

У западного края серии очистных выработок, показанных на плане (фиг. 3) в разрезе по линии А — А′, залегают блоки рудного тела, высоко поднятые в связи с тем, что они расположены в лежачем боку сброса Трибьюн. Несмотря на то что они подняты значительно выше уровня грунтовых вод, руды не окислены благодаря защитному слою тектонической глинки. По мере продвижения разведочных выработок дальше к западу попадались и заметно окисленные руды.

«Опережающее» замещение боковых пород манганситеритом, связанное с формированием «рудного канала» Кейслтон, более интенсивно проявлено в западной части. Судя по обилию вторичных железо-марганцевых окислов, довольно сильно оно проявилось также и в разделенных сбросами блоках между шахтой № 1 и шахтой Реймонд и Или. Наиболее интересный выход сидеритизированных пород на поверхность, который, возможно, связан *с залегающим на глубине рудным телом, приурочен к падающим на восток* меридиональным сбросам и располагается на расстоянии 1500—2000 футов *к северо-востоку от шахты Кейслтон. В известняках пачек* Дейвидсон-Блэк и Ньюпорт толщи Хайленд-Пик местами можно видеть согласные тела мощностью в несколько футов, сложенные окислами железа и марганца. Вообще же на поверхности встречается удивительно мало таких геологических признаков, опираясь на которые можно было бы начать разведочные работы, не считая тех признаков, которые послужили толчком для самой первой разведки восточного конца «рудного канала». Такими признаками явились рудоконтролирующие нарушения и окисленные выходы оруденелого «пласта С. М.».

«Рудный канал» месторождения Принс (простирание СЗ 335°). Сульфидные руды, извлеченные из «пласта С. М.» на месторождении Принс, состав-

ляют всего лишь небольшую долю общей рудной массы. Значительная часть сплошных сульфидных метасоматических руд (приблизительно 1 млн. т), располагавшихся между сбросом Энд-Лайн и северным концом выработок горизонта 700 футов, полностью окислена. Из 197 922 т сульфидных руд, добытых на месторождении с 1941 по 1949 г., около 25 000 т приходится на блок сланцев пачки D, разбитый сложной серией мелких нарушений. Следующий блок, расположенный в том же «канале» северо-западнее (через него проходит разрез по линии C — C′ на фиг. 3), возлагавшихся на него надежд не оправдал. Здесь не было массивных сульфидных руд, а только бедная вкрапленность сульфидов цинка и свинца в массе мангансидерита. В южной части этого блока «пласт С. М.» окварцован, а в северной интенсивно сидеритизирован, окислен и содержит немного свинца, цинка и серебра.

Дальше к северу, в блоках горизонтов 1200, 840 и 660 футов Кейслтона, известны крупные тела частично окисленных смешанных сульфидных и карбонатно-сульфидных руд, для которых характерны почти промышленные содержания свинца и серебра при высокой концентрации окислов марганца и железа. В этих участках, так же как и в изолированных отрабатывавшихся телах того же «пласта С. М.» к северо-западу от главных выработок месторождения Принс, метасоматические руды содержат повышенные количества сульфидов серебра, свинца и цинка, мало пирита и много мангансидерита. Окисленная руда из самых западных очистных выработок месторождения Принс вывозилась на плавильный завод Мак-Гилл в качестве флюса; в 8618 т этой руды содержалось 18,4 унции Ag на 1 т, 4,0% Pb, 14,5% Mn и 12,6% Fe (содержание свинца приводится по результатам штуфного опробования, остальные — по более точным данным).

В более северной из двух упомянутых очистных выработок часть руды была не окисленной. Она состояла из крупнокристаллических мангансидерита и сульфидов и содержала в среднем около 12 унций Ag на 1 т, 10% Pb и 10% Zn. Пирита было примерно столько же, сколько сфалерита.

По направлению к флангам с уменьшением количества сфалерита резко падало и количество пирита при одновременном возрастании содержания марганца, но содержания свинца и цинка еще некоторое время оставались промышленными. С появлением в разведочных выработках крупнокристаллического галенита массивные сульфиды обычно быстро сменялись безрудным чехлом сидеритизированных пород.

Интересные взаимоотношения автор наблюдал в очистных выработках горизонта 800 футов, из которых было добыто много сплошной сульфидной руды. Там, где ниже «пласта С. М.» было разведано хорошее жильное оруденение, сопровождавшееся отчетливыми изменениями силикатных вмещающих пород, известняки в самом пласте были безрудными и лишь умеренно окварцованными. Наоборот, под участками, где «пласт С.М.» на большой площади и на всю мощность был замещен рудой, разломы в подстилающей толще оказывались очень слабо минерализованными. В одном из участков богатая серебро-свинцовая сульфидная жила мощностью 6 футов отрабатывалась на протяжении 50 футов по простиранию; по вертикали она ограничена «базальным горизонтом кремнистых сланцев» мощностью 10 футов. Над этим рудным гнездом породы «пласта С.М.» были окварцованы и содержали лишь бедное вкрапленное оруденение.

«Рудный канал» месторождения Или-Валли. Здесь участок пласта подвергся замещению на всю мощность и на ширину до 400 футов между двумя сбросами, имеющими простирание примерно СЗ 300°. Рудоносный пласт был замещен сначала карбонатом, как и на месторождении Принс, а затем сфалеритом в ассоциации с обильным пиритом и небольшими количествами сульфидов меди и свинца. Северо-западная часть рудного тела окислена, так что первоначальное количество сплошной сульфидной руды было намного больше, чем то, которое может быть добыто сейчас. В юго-восточной части «канал»

разбит сбросами, но в безрудном крыле сброса, ограничивающего рудное тело с севера, поиски возможного смещенного продолжения оруденелого «пласта С.М.» не проводились. Разбуривание залегающих выше эффузивов и известняков неглубокими скважинами показало, что сбросы здесь могут быть столь же обычными, что и в западной части «рудного канала» Кейслтон.

«Рудный канал» месторождения Пан-Американ. Это рудное тело разведано наклонной выработкой, пройденной с поверхности под углом 10° на восток. Максимальная глубина разведанного оруденения составляет 1700 футов вдоль по уклону. Максимальная протяженность рудного тела в меридиональном сечении — около 700 футов.

Руда на месторождении Пан-Американ относится к малосульфидному мангансидеритовому типу и по содержанию металлов (0,005 унции Au на 1 т, 2,20 унции Ag на т, 1,10% Pb, 2,45% Zn и 9,25% Mn) весьма похожа на руды такого же типа, добывавшиеся на месторождении Кейслтон. Отработка руды и извлечение из нее сульфидов могли быть экономически выгодны только в случае слабой нарушенности рудного тела сбросами, что позволило бы проходить выработки без крепления, и высокой степени механизации горных работ. В широтном «канале» Кейслтон проходка велась с креплением и стоимость разведки была выше, но и руда там была лучше. Рудник Пан-Американ работает без подъемника. Грузовики съезжают прямо с поверхности по уклону к очистным выработкам. Дизельные локомотивы вывозят руду из просторных выработок, пройденных в основном в нижней части оруденелой толщи («пласта С.М.»), где мощность слоев больше. Руда из верхней, тонкослоистой части толщи транспортируется по рудоспускам на нижние горизонты.

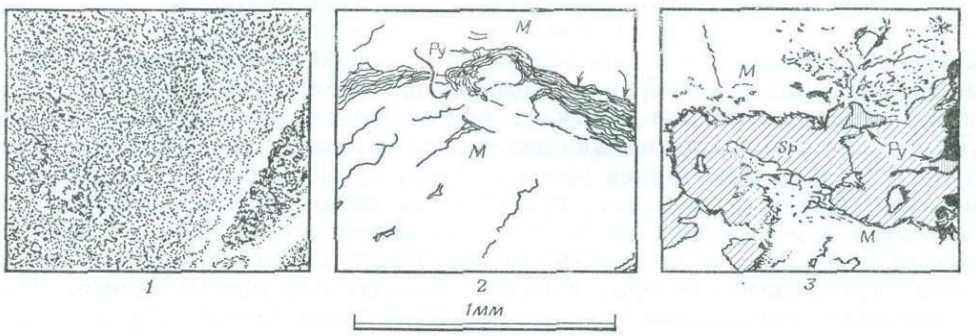
В верхней, тонкослоистой и более карбонатной по составу части «пласта С. М.» минерализация обнаруживает поразительное однообразие. Мощность рудного тела верхней части «пласта С.М.» колеблется от 3 до 40 футов. Она достигает максимума близ небольших сбросов с вертикальными амплитудами смещения 10—20 футов. Горизонтальная протяженность рудного тела вдоль таких сбросов еще не установлена. По сообщениям горных техников, более разнообразная минерализация свойственна нижним, массивным частям «пласта», а не верхним тонкослоистым, обогащенным гидротермальными карбонатами. Как показано на фиг. 2, известняки нижней, массивной части «пласта С.М.» сопоставляются с пачкой перемежающихся пропластков известняка и сланца участка Пиоч-Хилс.

Замещение в «рудном канале» месторождения Пан-Американ по ряду признаков отличается от рудоотложения в других, рассмотренных выше «рудных каналах». Эти отличительные черты связаны, вероятно, с наличием здесь крупных, менее нарушенных блоков, с литологическими особенностями рудоносной толщи и спецификой путей движения рудоносных растворов.

Влияние особенностей строения и состава «пласта С. М.» на локализацию и интенсивность оруденения. Верхняя часть «пласта С. М.» замещена рудой полностью, причем замещение усиливается от подошвы к кровле. Если отвлечься от состава гидротермальных новообразований, то незамещенными в пласте остаются обычно лишь участки, сложенные труднорастворимыми породами. Правда, это не относится к метасоматическим телам в брекчиях массивных известняков или в трещиноватых массивных известняках месторождений Бристол и Блэк-Метал, где в руде встречаются незамещенные обломки известняков. Известняки же других пропластков в пачке сланцев Пиоч, а также из верхних частей рудоносного пласта месторождения Принс замещены практически целиком рудными и жильными минералами. В связи с отчетливо проявленной рудовмещающей ролью «пласта С. М.» встает вопрос, почему этот пласт так активно «впитывал» рудную минерализацию. Можно полагать, что первостепенную роль здесь играли карбонатный состав и тонкослоистое строение пласта. (частая перемежаемость разнородных

слоев). Многочисленные прослои сланцев и углистого вещества, чередующиеся с невыдержанными по мощности линзовидными прослоями известняка, несомненно, препятствовали восходящему движению растворов и благоприятствовали растеканию их вдоль слоистости. Существенное влияние на интенсивность замещения оказывало, вероятно, углистое вещество, так как его обычно много в наиболее оруденелых участках «пласта С. М.».

Наблюдения в выработках позволяют говорить о сопряженной с рудоотложением миграции углистого вещества вверх, с образованием слоя мягких углистых сланцев над оруденелым пластом, или местами, в горизонтальном направлении, что приводит к созданию вокруг рудного тела ореола



Ф и г. 4. Зарисовки, сделанные на основе фотографий шлифов и отвечающие трем последовательным стадиям замещения карбонатом и сульфидами черного битуминозного известняка из «пласта С.М.».

M — мангансидерит (?); Py — пирит; Sp — сфалерит.

пород, обогащенных углеродом. На зарисовках, выполненных по трем фотографиям шлифов (фиг. 4), видно переотложение углистого вещества и пространственная приуроченность к его струйчатым скоплениям выделений сульфидов.

Еще одно интересное наблюдение, проливающее свет на причины развития пластового замещения, относится к подстилающим силикатным породам. Выше уже отмечалось, что, по данным ряда наблюдений, минералообразующие растворы с силикатными вмещающими породами по существу не реагировали, а интенсивное рудоотложение происходило в вышележащих известняках. Следовательно, между факторами рудоотложения существовало подвижное равновесие, т. е. растворы, двигавшиеся от общего источника к месту рудоотложения различными путями, в одних случаях интенсивнее взаимодействовали с силикатными породами, в других — с известняками. Причина различий может заключаться в значительной мере в том, насколько раствор до поступления в сферу рудоотложения был обогащен компонентами, выщелоченными из силикатных пород, хотя важную роль могли играть и другие факторы. Например, подстилающие рудовмешающую толщу «базальные кремнистые сланцы» могли создавать идеальные условия для горизонтального растекания минералообразующих растворов, способных замещать известняки. Судя по многочисленным наблюдениям, кремнистые сланцы представляют собой прекрасный водоносный горизонт. Если выработки в пределах водонасыщенного блока проходят в подстилающем водоупорном горизонте сланцев D и пересекают горизонт кремнистых сланцев, из последних вырывается мощный поток воды. Этот кремнистый горизонт напоминает хрупкую стеклянную тарелку, раздробленную при тектонических подвижках. Благодаря этому он является водоносным слоем, который может дре-

нировать воду из вышележащих известняков. В условиях гидротермального рудообразования этот горизонт, обладающий большим свободным объемом, мог способствовать горизонтальному растеканию растворов, что благоприятствовало увеличению масштабов рудоотложения.

Возраст минерализации

Относительно возраста оруденения района Пиоч было много споров, поэтому автор вынужден детально обосновать свое мнение, согласно которому руды возникли сравнительно поздно, но до полного прекращения тектонической активности.

Самыми ранними гидротермальными образованиями были высокотемпературные метасоматические, связанные, предположительно, с интрузивом кварцевых монцонитов Блайнд-Маунтин. Метасоматические гранат (андрадит) и окисленный ранний пирит, содержащий мелкие просечки молибденита, местами прослеживаются к югу на расстояние до мили от Стампид-Гап. Далее к югу еще на протяжении целой мили наблюдается осветление и перекристаллизация известняков пачки Линдон. Севернее гор Блайнд-Маунтин проходит субмеридиональный, падающий на восток разлом, известный под названием сброса Айрон-Майн. Его древний возраст доказывается тем, что на северном фланге он со значительными амплитудами смещен двумя широтными нарушениями, которые в плане выглядят как правые сдвиги. Одно пересечение расположено западнее месторождения Бристол, а другое — примерно в миле севернее. Оба широтных сброса не продолжаются в висячем крыле крупного сброса оползневого типа, шов которого окаймляет месторождение Херли-Проспект и подстилается плывунами (см. раздел «Структура»). В связи со значительными смещениями по сбросу Айрон-Майн, на участке месторождения Бристол пачка сланцев Пиоч выходит на поверхность в лежачем крыле сброса, а в висячем опущена до горизонта 1700 футов, где и подсекается выработками. Зоны развития граната, кварца и пирита постепенно переходят сначала в осветленные и затем в неизмененные темные известняки. Гидротермальные изменения, осветление пород «пласта С. М.» и некоторое окварцевание и скарнирование их устанавливаются также при изучении керна разведочных скважин.

В породах верхней части толщи Хайленд-Пик, слагающих опущенное (висячее) крыло сброса Айрон-Майн, осветление и иные гидротермальные изменения пород полностью отсутствуют, что подтверждено наблюдениями как на поверхности, так и в подземных выработках. Это позволяет считать, что изменениями затронуты породы не моложе пачки Чизем и что по времени эти изменения предшествовали возникновению сброса. Поднятое положение блока лежачего крыла с ранней высокотемпературной минерализацией по сбросу Айрон-Майн подтверждается наличием магнитной аномалии западнее рудника Бристол. Если учесть, что сброс Айрон-Майн самый древний из сбросов участка Бристол — Джэкраббит, то станет ясно, что высокотемпературная минерализация предшествовала возникновению структур, контролирующих серебро-свинцово-цинковое оруденение и развивавшихся под влиянием всех других крупных дорудных сбросов.

В связи с рассмотрением поздних сбросов оползневого типа следует обратить внимание на окно пород лежачего бока одного из таких сбросов, вскрытое эрозией в пределах пластины пород висячего крыла (к этому окну приурочено месторождение Херли-Проспект), а также на добычу окисленных комплексных серебро-свинцово-цинковых и марганцевых руд из рудных тел, приуроченных к известнякам пачки Линдон, в лежачем крыле оползневого сброса (из этих тел добыта 871 т руды, содержавшей серебра 3,10 унции на 1 т, свинца и цинка соответственно, около 4 и 8%, а также 22,50% марганца). В сильно нарушенном висячем крыле оползневого сброса

встречена рассеянная свинцово-цинково-марганцевая минерализация, тесное соседство которой с месторождением Херли-Проспект (приуроченным к породам лежачего крыла) указывает на то, что основная рудная минерализация района проявилась позже оползневых сбросов и, следовательно, оторвана во времени от ранних гранатизации, пиритизации, окварцевания и осветления. Широтная жила халцедоновидного кварца со свинцово-серебряной и золотой минерализацией, отрабатывавшаяся старой шахтой Маунтин-Лайон, залегает в висячем крыле оползневого сброса, в доломитах формации Мендха. Можно еще привести примеры минерализации более молодой, чем оползневые сбросы, но известны некоторые поздние оползневые сбросы, безусловно послеминерализационные. В то же время первые из сбросов этого типа могли, вообще говоря, возникнуть в самом начале развития сбросовых подвижек в районе.

Вариации мощности, формы и в меньшей степени минерального состава рудных тел, располагающихся в разных тектонических блоках в пределах широтного «рудного канала» Кейслтон, свидетельствуют о заложении сбросов и перемещениях по ним и в дорудное время. Послерудные подвижки в большинстве случаев связываются с формированием поперечных по отношению к рудным телам сбросов. На разрезе A — A′ (фиг. 3) показан крупный сброс Трибьюн, в зоне которого отрабатывалось несколько мелких оруденелых «блоков волочения» («drag blocks»), ступенчато опущенных по серии субпараллельных сопряженных сместителей. Мощность рудного тела заметно возрастает вблизи сброса, что определенно указывает на дорудное заложение нарушения. Есть основания считать, что даже «блоки волочения» подверглись оруденению позже основных перемещений по сбросам.

На месторождении Принс не отмечено существенных послеминерализационных подвижек, если не считать усадки, связанной с уменьшением объема вследствие выщелачивания при окислении руд. Из разрезов B — B′ и D — D′ (фиг. 3) становится ясным, что на этом месторождении главную рудолокализующую роль (особенно для руд в известняках верхних частей стратиграфического разреза) играли северо-западные сбросы Грейт-Уэстерн и Карпентер в сочетании с северо-восточным сбросом Энд-Лайн.

Окисление

Окисленные руды района Пиоч описаны в ряде опубликованных работ. Наблюдения на месторождении Бристол подтверждают сообщения о том, что в рудных телах, приуроченных к известняковым брекчиям, растворение и переотложение рудного вещества проявились очень слабо. Однако в телах массивных пирит-халькопиритовых руд наблюдается некоторая миграция меди к лежачему боку. Тела ярозитового состава, содержащие серебро и медь, обогатились ими, вероятно, в результате гипергенного выщелачивания и переотложения. Окисление опускается ниже уровня грунтовых вод, который расположен чуть ниже горизонта 1700 футов месторождения Бристол.

Следует упомянуть некоторые наблюдения, сделанные в ходе отработки рудных тел в «пласте С. М.», так как они особенно интересны для расшифровки окисленных участков рудных тел этого типа, выходящих на поверхность или подсеченных скважинами. Особенно интересны результаты специальных исследований.

Минеральный состав окисленной сульфидной руды «канала» Кейслтон лучше всего можно было изучать в западном конце широтного «рудного канала», в лежачем боку сброса Трибьюн. На Кейслтоне добыто и переработано около 40 000 т окисленных руд. По имеющимся валовым данным трудно судить о вариациях в содержаниях металлов, но и после разубоживания руда содержала в среднем от 6 до 8 унций серебра на 1 т и от 6 до 8% свинца.

Рудовмещающий пласт не подвергся усадке и был пористым. Руда состояла из обильного ярозита и карбоната свинца. Цинк был почти целиком выщелочен (ниже «пласта С. М.» нет никаких карбонатных горизонтов, которые могли бы играть роль осадителей), заметное количество свинца мигрировало на небольшое расстояние в сланцы и кремнистые сланцы. Сфалерит-пиритовые руды месторождения Принс, содержавшие 10—12% цинка, в результате окисления превратились без усадки в пористый лимонитовый пласт, причем цинк вынесен почти целиком, а содержание серебра и свинца заметно уменьшилось. Богатая цинковая руда в забое одной из очистных выработок содержала 17—20% цинка при соответственно пониженной концентрации пирита; рядом окисленные породы «пласта С. М.» состояли практически лишь из нерастворимого остатка — серого и черного ила. Пласт вследствие усадки уменьшился до одной трети — одной четверти прежней мощности, а илы все еще сохраняли все детали первичной слоистости. Южнее шахты Принс, к юго-востоку от точки пересечения координат 6000 С и 10 000 В (фиг. 3), выработка вскрыла блок обрушенных пород «пласта С. М.», аналогичный только что описанному. Если подвергшиеся усадке (вследствие окисления и выноса рудных компонентов) части «пласта С. М.», подобные этим, будут подсечены скважиной и ил не выйдет в керн, пласт будет пропущен, и геологи могут ошибочно приписать отсутствие его в разрезе сбросовым подвижкам.

Там, где грунтовые воды опускаются глубже, на более глубокие горизонты проникает и окисление сульфидов. Наоборот, тектоническая глинка сбросовых нарушений может предохранить от окисления руды в блоках, расположенных значительно выше уровня грунтовых вод, например в высоко поднятых блоках, показанных на разрезе А — А′ (фиг. 3). С другой стороны, полному окислению местами подверглись сульфиды из более устойчивых руд карбонатного типа (с преобладанием мангансидерита над сульфидами) даже в глубоко опущенных блоках, например, в блоке горизонта 1400 футов рудника Кейслтон, относящемся к «рудному каналу» Принс (фиг. 3, см. первое рудное тело к северу от разреза С — С′).

Своеобразное развитие процессов окисления можно иллюстрировать дополнительно примером одного из блоков сульфидной руды в «пласте С. М.» на месторождении Принс. Этот блок начинался близ шахты Принс, чуть севернее ее устья, на горизонте 800 футов, и протягивался вверх по восстанию пласта на расстояние около 800 футов до горизонта 700 футов. Руда в нем не была окислена, несмотря на полное отсутствие над рудным телом каких-нибудь предохраняющих от окисления образований — заглинованных нарушений или горизонта сланцев Чизем. На участке шахты Принс уровень грунтовых вод расположен на глубине 500 футов от поверхности, тем не менее бурением южнее сброса Энд-Лайн окисленные руды обнаружены в 300 футах ниже горизонта 800 футов.

Особенности развития окисления в крупных блоках руд сульфидно-карбонатного состава хорошо изучены на примере месторождения Принс. Свинец, цинк и серебро остаются здесь на месте, и не видно никаких признаков вторичного обогащения в отличие от чисто сульфидных рудных тел, обогащенных пиритом.

На месторождении Пан-Американ первичная сульфидно-карбонатная руда, приуроченная к нижним горизонтам рудоносной толщи, отрабатывалась на глубине 400 футов от поверхности по падению. Из этого следует, что часть рудного вещества, гораздо менее податливая окислению по сравнению с чисто сульфидной рудой, оставалась неокисленной всего в 200 футах от поверхности по вертикали, несмотря на то что на склоне горы над рудным телом коренные породы выходят прямо на поверхность.

В настоящее время очень сильное окисление руд «пласта С. М.» в районе Пиоч, особенно в «каналах» Принс и Или-Валли, весьма досаждает развед-

чикам. В дальнейшем поиски и разведка могут стать гораздо более эффективными, если «рудные каналы» «пласта С. М.» будут обнаружены и прослежены ниже зоны окисления. (Месторождение Или-Валли располагается на мысленном продолжении «рудного канала» Принс на север; кроме того, окисленные руды подсечены буровыми скважинами севернее широтного «рудного канала» Кейслтон.)

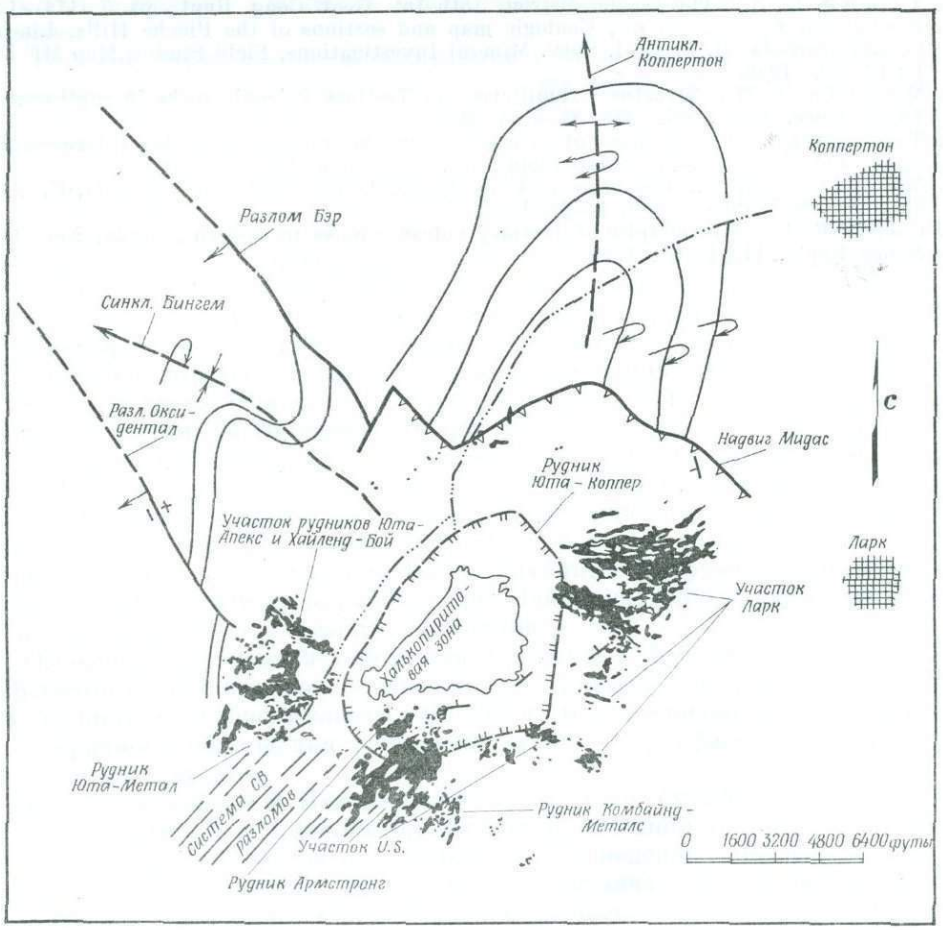
ЛИТЕРАТУРА

1. Westgate L. G., Knopf A., Geology and ore deposits of the Pioche district, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 171, 1—79, 1932.
2. Schmitt H., Summary of the geological and metallogenetic history of Arizona and New Mexico, 316—326 in Ore Deposits of the Western States, Lindren Volume, A.I.M.E., N.Y., 1—797, 1933.
3. Callaghan E., Geology of the Chief district, Univ. Nev. Bull., **30**, № 2, 1—32, 1936.
4. Wheeler H. E., Revisions in the Cambrian stratigraphy of the Pioche district, Nevada, Univ. Nev. Bull., **34**, № 8, 1—42, 1940.
5. Couch B. F., Carpenter J. A., Nevada's metal and mineral production (1859—1940, inclusive), Univ. Nev. Bull., **37**, № 4, 1—159, 1943.
6. Young E. B., The Pioche district, 18th Int. Geol. Cong. Rept., pt. 7, 111—120.
7. Park C. F., Jr., et al., Geologic map and sections of the Pioche Hills, Lincoln County, Nevada, U. S. Geol. Surv. Mineral Investigations, Field Studies Map MF **136**, 1 : 12 000, 1958.
8. Mackin J. H., Structural significance of Tertiary volcanic rocks in southwestern Utah, Amer. Jour., Sci., **258**, 81—154, 1960.
9. Tschanz C. M., Geology of northern Lincoln County, Nevada, Intermountain Assoc. Petrol. Geols., 11th Ann. Field Conf. Guidebook, 198—208, 1960.
10. Merriam C. W., Cambrian rocks of the Pioche mining district, Nevada, U.S. Geol. Surv. Prof. Papers, 469, 1—69, 1964.
11. Cook E. F., Stratigraphy of Tertiary volcanic rocks in eastern Nevada, Nev. Bur. Mines Rept., **11**, 1—61, 1965.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ РУДЫ РАЙОНА БИНГЕМ, ШТАТ ЮТА

Р. Д. Рубрайт, О. Дж. Харт

Рудный район Бингем находится в 35 км юго-западнее города Солт-Лейк-Сити. Добыча руд осуществляется «Кеннекот-коппер-корпорейшн», разрабатывающей в основном медно-порфировое месторождение в интрузивном штоке Коппер-Юта, или Бингем. Вокруг этого штока на расстоянии до 3 км от его центра развиты менее известные «не порфировые» полиметаллические рудные залежи (фиг. 1), вскрытые широкой сетью подземных горных выработок до глубины 1500 м от поверхности Земли. За 90 лет эксплуатации добыто более 40 млн. т таких «непорфировых» руд, из которых получено 375 тыс. меди, 1920 тыс. т свинца, 785 тыс. т цинка, 55 т золота и 3860 т серебра; их описанию и посвящен настоящий раздел.

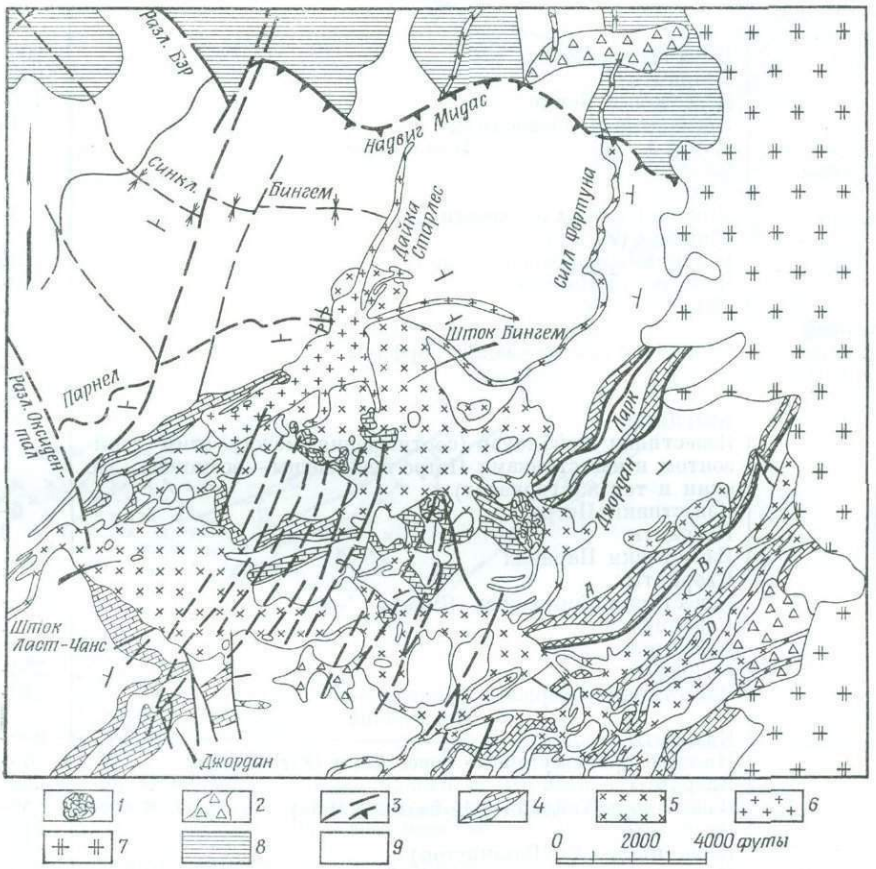


Фиг. 1. Главные структурные элементы, рудные зоны и отработанные участки.
С изменениями, по карте «Кеннекот-компани», 1966.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

Значительная часть территории района Бингем сложена третичными интрузивами и экструзивами. Интрузивные тела, представленные здесь штоками, дайками и силлами, прорывают все известные в районе осадочные образования (фиг. 2). По своему составу интрузивы отвечают гранитам,



Ф и г. 2. Геологическая карта района Бингем.

С изменениями, по карте «Кеннекот-компани», 1961. *1* — брекчиевая труба; *2* — толща брекчий; *3* — разломы; *4* — важнейшие пласты известняка; *5—6* — третичные интрузивные породы; *5* — граниты или монцониты (штоки, силлы и дайки), *6* — гранит-порфиры; *7* — третичные вулканические породы — нерасчлененные экструзивы; *8—9* — осадочные породы; *8* — формация Карри (пермь); *9* — формация Окверр (пенсильваний).

кварцевым монцонитам, монцонитам, гранодиоритам, кварцевым диоритам, гранит-порфирам, кварц-монцонитовым порфирам и биотитовым кварц-латитовым порфирам [10]. Экструзивы, по данным Смита [12], представлены андезитами, андезитовыми порфиритами, андезитовыми брекчиями, агломератами, пепловыми туфами и реже базальтами.

Все осадочные породы в полосе шириной около 2000 футов вокруг штока Бингем претерпели тот или иной метаморфизм, на чем мы подробно остановимся позднее.

В северной части района обнажаются пермские отложения, выделенные в формацию Карри (табл. I). В основном они развиты в лежачем боку надвига Мидас. Мощность этой толщи составляет 2800 футов. Здесь выделяется два

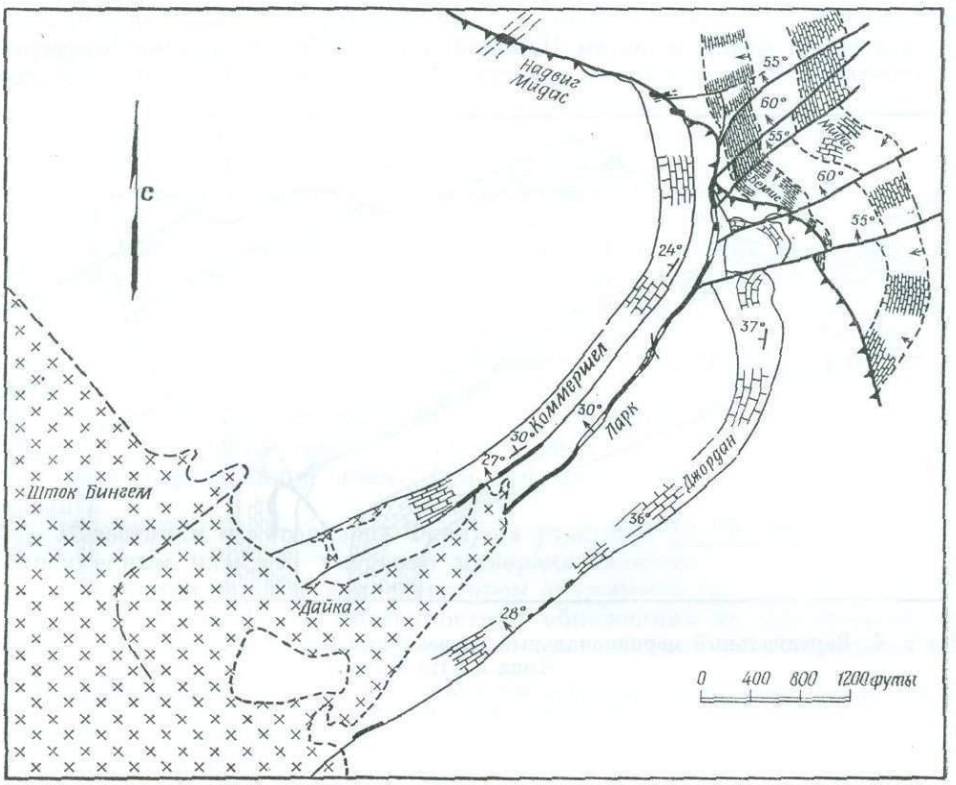
Таблица I

Стратиграфический разрез района Бингем

Возраст и формация	Горизонт	Мощность, футы
Третичный		
Экструзивы		
Интрузивы		
Пермский		
Карри	Известняки Мидас	290—560
	Кварциты	200—300
	Известняки Бемис	100—360
	Песчаники и алевролиты	1580
	Несогласие	
Пенсильванский		
Окверр	Диксон (сланцы и известняки)	5—20
	Уинамак (то же)	40
	Кварциты (преимущественно)	3000
	Известняки Конгор	10—25
	Кварциты	480
Третичный		
Интрузив	Силл Фортуна, монцонит-порфиры	70
Пенсильванский		
Окверр	Кварциты	60
	Известняки Мейфлауэр (соотношения между этим горизонтом и известняками Петро неизвестны — возможно, это один и тот же горизонт)	100
	Известняки Петро	6—10
	Кварциты	310
	Известняки Парнелл	30
	Кварциты	800
	Известняки Коммершел (Ямпа)	120—200+
	Кварциты	100
	Известняки Ларк	10
	Кварциты	255—320
	Известняки Джордан (Хайленд-Бой)	140—230
	Несогласие	
	Кварциты	200—1650
	Нижние промежуточные известняки (Юта-Метал)	45—70
	Кварциты	260—350
	Известняки Хайленд («14-й» и «850-й»)	85—130
	Кварциты	210—350
	Известняки «А» (Вашингтон)	50—225
	Кварциты	110—380
	Известняки «В» (Левант)	45—90
	Кварциты	200
	Известняки «С» (Ферн)	30
	Кварциты	125
	Известняки «D» (Куин)	200—250
	Кварциты	280
	Известняки «Е»	320

типа пород — темно-серые илистые плитчатые известняки и мелкозернистые тонкослоистые известковистые песчаники или алевролиты. Под надвигом Мидас в известняковых горизонтах Бемис и Мидас верхней части формации Карри выявлены рудоносные трещины, служившие объектом небольшой добычи (фиг. 3). Горизонт Мидас сложен темно-серыми или черными известняками; он более однороден по сравнению с горизонтом Бемис, состоящим из переслаивающихся пластов песчаников, алевролитов и известняков. В основании разреза формации Карри установлено несогласие.

Все прочие осадочные породы района, которые будут рассмотрены ниже, относятся к формации Окверр пенсильванского возраста. Верхние 6500 футов разреза формации Окверр (до основания известняков Джордан) сложены более чем 30 известняковыми и песчаниковыми горизонтами. Пласты песчаников, превращенные на участке месторождений в кварциты, характеризуются светлой окраской, наличием косой слоистости, грубо- и тонкозернистым



Ф и г. 3. Геологический план одного из горизонтов участка Ларк.
Под плоскостью надвига Мидас показаны контуры известняков Бемис и Мидас; залегание их опрокинутое, возраст пермский.

сложением, а также присутствием полевого шпата. Раздельного описания горизонтов песчаников мы давать не будем.

В верхней части формации Окверр залегают известняковые горизонты Диксон и Уинамак, обнаруженные под надвигом Мидас в районе Лоуэр-Бингем. Эти горизонты сложены черными глинистыми сланцами и частично светло- или темноокрашенными известняками.

Состав рудоносного горизонта Конгор меняется от черных известняков до известковистых кварцитов; местами он залегает на порфировом силле мощностью 12—15 футов.

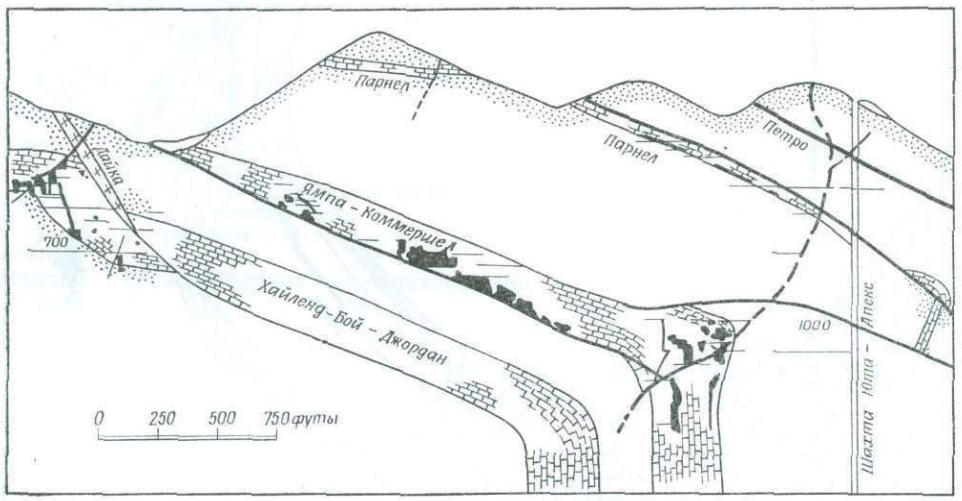
Под монцонит-порфировым силлом Фортуна на отдельных участках встречен пласт известковисто-глинистых сланцев мощностью 3—5 футов. В висячем и лежачем боках силла развито жильное оруденение.

Горизонт известняков Мейфлауэр разделен на две части 50-футовым пластом кварцита. В невыветрелых подземных обнажениях заметны специфические зеленоватые или буроватые пятна загрязненного песчанистого известняка. Верхняя часть горизонта местами несет оруденение.

С восточной стороны штока Бингем между лежачим боком горизонта Мейфлауэр и висячим боком известняков Коммершел залегает пачка кварци-

тов мощностью 1185 футов, включающая несколько маломощных, безымянных и практически безрудных пластов песчанистого известняка. К западу от штока Бингем, на участке рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой в аналогичной части разреза над известняками Коммершел выявлено два продуктивных пласта известняков, получивших названия Петро и Парнелл (*фиг. 4*). *Пласт Петро представлен известняками темно-серого или черного* цвета. Известняки Парнелл тоже темно-серые до черных, но состав их более песчанистый.

Интервал между пластом Парнелл и кровлей известняков Коммершел мощностью 800 футов сложен известковистыми кварцитами с пропластками



Ф и г. 4. Вертикальный меридиональный разрез через участки рудников Хайленд-Бой, Ямпа и Юта-Апекс.

Видны четыре продуктивных горизонта известняков. Черным показаны отработанные участки. *С изменениями, по данным Ханта, 1924.*

песчанистых и глинистых известняков; из двух таких пропластков было добыто немного руды. Корреляция подобных пластов известняка малой мощности, выявленных с обеих сторон штока Бингем, затруднительна.

Горизонт известняков Коммершел (Ямпа) прослежен через весь район, но только в висячем боку надвига Мидас. В почти неизмененном виде это темно-серая и черная порода, состав которой на коротком расстоянии может меняться от роговикового и глинистого до совершенно чистого кальцитового. Известно, что на участке рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой в 20 и 90 футах выше подошвы он включает две линзы кварцитов. Это один из важнейших рудоносных горизонтов.

Горизонт Ларк представлен кремнистыми и песчанистыми известняками, цвет которых в случае слабого изменения черный. Это важный рудоносный горизонт, хотя он оказался продуктивным только на участке Ларк.

Еще один важный рудоносный горизонт — известняки Джордан (Хайленд-Бой) — тоже прослежен через всю площадь района в висячем боку надвига Мидас. В западной части района этот горизонт сложен глинистыми, кремнистыми и песчанистыми известняками серого и темно-серого цвета [4]. На востоке района за пределами зоны метаморфизма это черные известняки, местами в верхней своей части включающие пропластки кварцитов. Согласно Уэлшу [12], в основании этого горизонта установлено угловое несогласие, которое отделяет верхнепенсильванские породы от нижнепенсильванских.

Следующий горизонт сложен преимущественно кварцитами; мощность его меняется от 400 футов в западной части района до 1600 футов на востоке. В нем содержатся многочисленные пропластки песчанистых, реже кремнистых ленточных известняков, известных под названием серии Сабджордан и, за малым исключением, безрудных.

Нижние промежуточные известняки, или горизонт Юта-Метал, также выделяется по всему району. Этот горизонт представлен песчанистыми известняками с несколькими пропластками кварцитов. На участке Ларк горизонт оказался продуктивным; там он известен так же под названием горизонта Сент-Джо.

На участке рудников Ларк и U. S. горизонт Хайленд, или пачка «14-го» и «850-го» известняков, представлен тремя пластами, причем два из них рудоносны. В неметаморфизованном виде эти известняки темно-серые и песчанистые. В западной части района они называются «14-м» и «850-м» и также рудоносным.

Мощность известняков «А» (горизонт Вашингтон) составляет 50—225 футов; такая невыдержанность обусловлена как линзованием, так и противоречивостью мнений. В западной части района они описываются как чистый темно-серый известняковый горизонт, но на участках U. S. и Ларк состав их значительно более «кварцитовый». Эта часть разреза слабо рудоносна.

Известняки «В» (горизонт Левант) — один из важнейших источников руды на участке рудника U. S.; продуктивная его часть находится в пределах метаморфизованной зоны. Там эти известняки почти нацело окварцованы.

Известняки «С» (горизонт Ферн) на участке U. S. представлены сильно окремненным пластом, умеренно минерализованным.

Еще одним важным концентратором оруденения на участке U. S. являются известняки «D». В поверхностных обнажениях на удалении от метаморфизованной зоны это серо-черная, тонкослоистая, мелкозернистая порода с обильными кремнистыми нодулями.

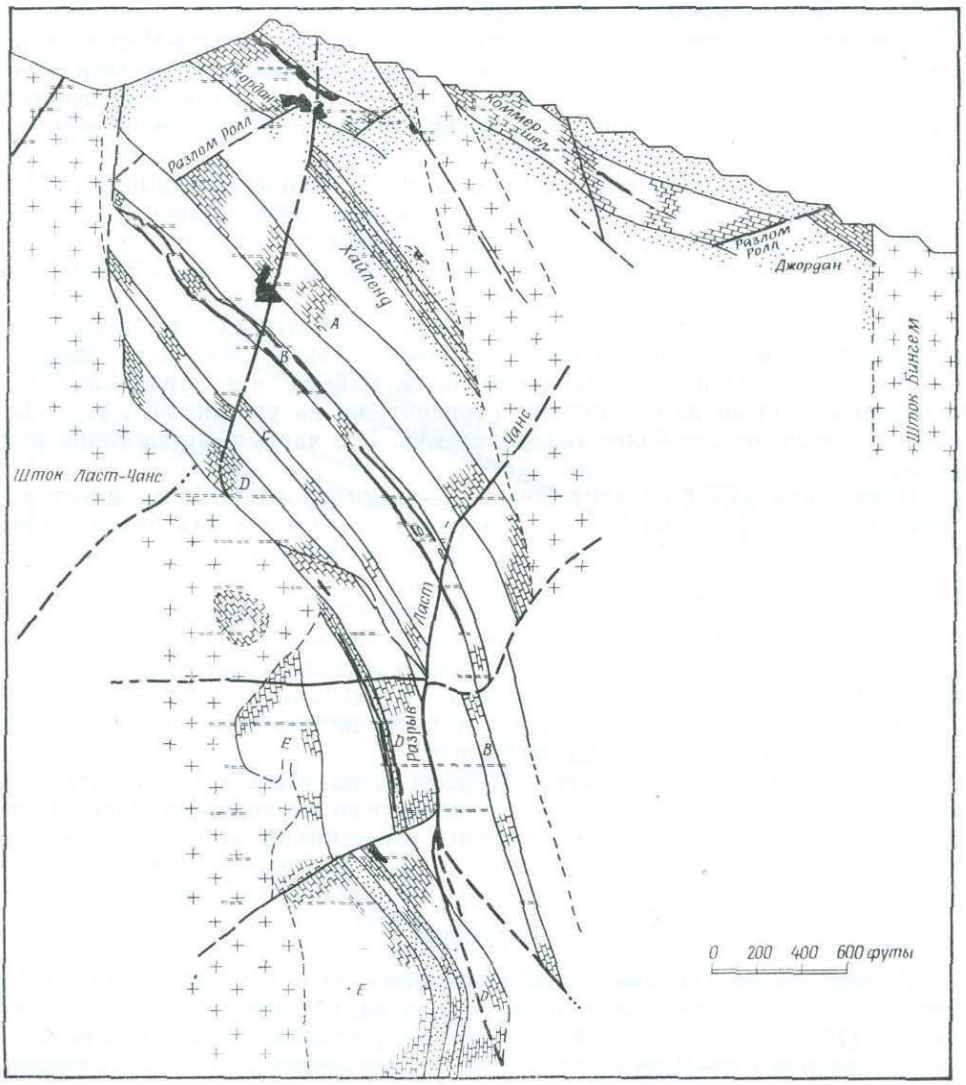
Известняки «Е» в подземных выработках на участке U. S. интенсивно окремнены, поскольку они залегают в контакте со штоком Ласт-Чанс. В литологическом отношении они аналогичны известнякам «D», но степень их окремнения меньше.

Структура

Ранние крутопадающие сбросы. История развития структуры района Бингем началась с образования серии крутопадающих сбросов, к которым Фармин [7] относил разломы Южный и Топ, развитые на участках рудников Юта-Делавэр и Юта-Металс. Вероятно, эта же система сбросов на участках U. S. и Ларк представлена разломом Ролл. Подобные разломы возникли в доскладчатое и доинтрузивное время; амплитуда перемещения по ним составляет 800—1000 футов. Сами разломы смещаются всеми послойными разрывами, а также системой крутопадающих трещин северо-восточного простирания, столь хорошо проявленной в западной части района (фиг. 1). Вдоль одного из таких сбросов внедрился интрузивный массив и проявилась минерализация. Такие же сбросы, но с меньшей амплитудой перемещения, вскрыты на большой глубине в западном крыле асимметричной синклинали Бингем (участок U. S.). Эти разрывы имеют северо-западное простирание и юго-западное падение под углом около 50°. Все прочие нарушения пересекают систему ранних сбросов со смещением.

Складчатость. В процессе верхнемеловой или раннетретичной складчатости возникли синклиналь Бингем и антиклиналь Коппертон. В связи с этим процессом образовалась система послойных разрывов, сыгравшая

очень важную роль в локализации согласных рудных тел. Складки в районе Бингем возникли как элемент третичной складчатой системы северо-западного направления, охватившей всю южную часть горного массива Оквепр.



Ф и г. 5. Вертикальный меридиональный разрез через участок U.S.
Черным показаны отработанные участки.

Складки погружаются к северо-западу, иногда они оказываются асимметричными, с крутыми или запрокинутыми северо-восточными крыльями.

Послойные разрывы. Измеренные амплитуды перемещения по этим разрывам достигают 1500 футов. Хотя возникновение послойных разрывов связывается со складчатостью, нельзя, конечно, думать, что подобные перемещения происходили только во время складкообразования. Основная доля перемещения по таким разрывам приходилась на контакт лежачего бока главных пластов известняка с кварцитами, но часть послойных подвижек распространялась и на сами известняки. Такие внутрипластовые разрывы обычно проявлялись на участке изменения литологического состава пласта,

например на контакте песчанистых разностей известняка с более известковистыми. Как отмечалось Уинчеллом [5] в 1924 г., «известняковый горизонт Хайленд-Бой местами более чем на 80% состоит из кварца; такая порода в петрографическом отношении должна рассматриваться как песчаник».

Часть послойных разрывов местами выражена очень отчетливо и представлена мощными зонами тектонической глинки; в других же случаях такие разрывы залечены настолько сильно, что различать их становится затруднительно. На участке Ларк под некоторыми послойными разрывами установлены зоны довольно интенсивного брекчирования кварцитов, явившиеся благоприятной средой для рудоотложения. Из подобных зон брекчирования кварцитов было добыто довольно большое количество руды. Поздние послерудные послойные разрывы нарушили условия залегания не только боковых пород, но и руд.

Опускание блоков пород по ранним сбросам в сторону штока Бингем долгое время оставалось незамеченным из-за того, что подвижки этого направления связывались с перемещениями по послойным разрывам. Ранние доскладчатые сбросы с крутыми углами падения, такие, как разломы Ролл, Топ и Южный, по послойным разрывам сбрасываются на расстояние до 1500 футов (фиг. 5). Перемещения такой амплитуды не могли быть связаны со складчатостью, поскольку послойные разрывы смещают тела порфиров, брекчиевые трубки и послерудные разрывы в самих рудных телах; кроме того, по послойным разрывам смещаются и разломы, связанные с Северным разломом и с надвигом Мидас. Таким образом, по послойным разрывам устанавливается несколько стадий подвижек, как дорудных, так и послерудных.

Образование надвигов. Надвиг Мидас выходит на поверхность в северной части района и прослеживается под землей на участке Ларк, где он известен под названием Северный разлом. Движения по этому разлому отчасти происходили в послескладчатое время, поскольку он пересекает опрокинутую антиклиналь Коппертон, а пенсильванская формация Оквепр на отдельных участках надвинута по нему на отложения пермского возраста. Простирание надвига северо-западное, падение 20—40° на юго-запад. Торнбург, первым занявшийся анализом надвигового перемещения по названному разлому, утверждает, что разобщение стратиграфической последовательности составляет по меньшей мере 5000 футов. На участке Ларк этот разлом способствовал складчатым и разрывным деформациям известняковых горизонтов Коммершел, Ларк и Джордан (фиг. 3). Мощность видимого тектонического шва может составлять всего несколько дюймов, но кварциты и песчанистые известняки в его лежачем боку иногда брекчированы в полосе шириной до десятков футов; отчасти такая брекчия цементируется кремнистым веществом. Хотя высказывалось мнение о том, что надвиг Мидас (или Северный разлом) ограничивает распространение известной свинцово-цинковой минерализации в восточном направлении, в его лежачем боку в антиклинали Коппертон имеются как секущие рудоносные трещины, так и согласные послойные рудные тела; некоторые из этих рудных тел в настоящее время разрабатываются. Предполагается также, что надвиг Мидас и тесно с ним связанный крутопадающий взброс, известный под названием разлом Бэр (фиг. 1), могли сформироваться одновременно.

Разломы северо-восточного простирания. Разломы этой системы развиты в западной части района. Биллингслей и Локк [9] некоторые из этих разломов относили к поперечным сбросам (tear faults). Поскольку некоторые разломы северо-восточного простирания возникли в связи с движениями по надвигу Мидас, какая-то их часть должна быть связана также со складчатостью; ориентировка таких разломов вдоль контактов штоков Бингем и Ласт-Чанс заставляет предположить, что тектонические силы, обусловившие возникновение этих структурных элементов, были едиными.

Крупные разрывы северо-восточного простирания интенсивно минерализованы и вмещают значительные запасы руды. При послерудных подвижках в плоскости разрывов образовались борозды скольжения (mullions), скатывающиеся под углом 40—50° в сторону штока Бингем. Эти перемещения отчасти были сопряжены с опусканием блоков по соседним послойным разрывам, которые на участке U. S. ориентированы почти под прямым углом к разломам северо-восточного простирания. Смещения контактов штока монцонитовых порфиров по этим разломам свидетельствуют также и о более поздних подвижках.

Разломы северо-западного простирания. Разлом Оксидентал — один из крупных сбросов, характерных для провинции Бассейнов и Хребтов с амплитудой вертикального перемещения порядка 1500 футов. Этот разлом в общем ограничивает рудное поле Бингем с запада. Согласно Фармину [7], разлом возник до внедрения интрузивов, так как он пересекается штоком Ласт-Чанс и вмещает дайки. Сам разлом Оксидентал интенсивно минерализован; средний азимут его простирания 335°, падение юго-западное, 62°.

Хотя ранее было сказано, что разлом Оксидентал ограничивает с запада площадь распространения свинцово-цинковой минерализации, все же западнее его свинцово-цинковые руды разрабатывались как из согласных пластовых тел, так и из жил северо-восточного простирания. По некоторым структурным соотношениям можно судить о том, что по разрывам этой системы происходили и более поздние послерудные подвижки.

Система разломов провинции Бассейнов и Хребтов. В конце миоцена или в плиоцене по разломам этой системы произошли повторные перемещения, сказавшиеся в поднятии территории и образования современного горного массива Окверр. Роль разрывов, определяющих западную границу этого горного массива, по-видимому, отразилась на наклоне водораздельной линии. В связи с подобными движениями, безусловно, проявились повторные подвижки как по разлому Оксиденталь — одному из разрывов системы разломов Бассейнов и Хребтов, так по большинству других менее крупных разломов района.

Интрузивные породы района

Контуры штоков Бингем и Ласт-Чанс в общем подчиняются северо-восточному направлению и примерно совпадают с ориентировкой системы разломов северо-восточного простирания. Как уже говорилось, это заставляет предполагать единство тектонических сил, которые могли привести к возникновению этих двух стрктурных элементов. Упомянутые штоки сложены в основном гранитами, гранит-порфирами и монцонитами; площадь выхода каждого из них превышает 1 кв. милю. Шток Бингем минерализован, шток Ласт-Чанс как таковой совершенно безруден.

На участке к востоку и югу от штока Бингем развиты крупные неправильные дайкообразные тела и силлоподобные залежи монцонитов (фиг. 2). Площадь к северо-востоку от штока Бингем пересекается протяженными плитообразными дайками и силлами.

Хотя существуют доказательства образования небольших даек и силлоподобных залежей в процессе растяжения, более крупные интрузивы формировались путем проплавления окружающих пород, о чем свидетельствует ряд убедительных данных.

Стрингхем [10] упоминал о наличии в районе штока Бингем биотит-кварцевых латитовых порфиров, актинолитовых сиенитов и кварцевых диоритов. По данным изучения поверхностных и подземных обнажений магматическая деятельность разбивается на несколько стадий. Современные определения абсолютного возраста интрузивных пород обнаруживают совсем небольшие возрастные различия для пород разного состава.

Брекчиевые трубы

Трубообразные залежи брекчий установлены на участке к югу и востоку от штока Бингем. Эти залежи сильно разнятся как по форме, так и по размеру — более крупные из них достигают 600 футов в диаметре и 3000 футов в вертикальном направлении. Брекчии сложены округлыми или угловатыми обломками большинства пород, встречающихся в районе, в том числе окремненными и частично измененными известняками (в зависимости от того места, где эти брекчии залегают). Изучая эти брекчии, удалось установить наличие нескольких стадий магматической деятельности: в брекчиях имеются обломки изверженных пород, а сами они перескаются небольшими дайками. Хотя брекчиевые трубы возникли до рудоотложения, оруденение в них практически не найдено. Лишь в одном случае было обнаружено свинцово-цинковое метасоматическое рудное тело, залегающее в краевой части одной из труб. Цементирующая основная масса некоторых брекчиевых труб представлена кремнистым веществом гидротермального происхождения; в других случаях эту роль выполняют порфиры. На участке U. S. на глубине более 4000 футов под сложной трубообразной брекчиевой залежью выявлены массивные порфиры. По восстанию та же труба, согласно имеющимся данным, сходит на конус и выклинивается, не доходя примерно 1000 футов до дневной поверхности. Для объяснения происхождения этой трубы скорее всего подходит теория обрушения. То, что подобные трубы тесно связаны с магматической деятельностью, достаточно ясно. Мелкозернистость основной массы и отчетливая округлость обломков в определенных частях некоторых труб, по-видимому, обусловлены истиранием брекчии при движении газов.

Эффузивные породы

В районе Бингем экструзивные породы закартированы на восточной оконечности горного массива Окверр, откуда они прослеживаются до долины Большого Соленого озера (фиг. 2). На участке Ларк эти породы срезаются крупными минерализованными послойными сбросами. Смит писал [12]:

> Породы вулканической области представлены лавами, вулканическими брекчиями, агломератами и пепловыми отложениями. Лавы по составу отвечают андезитам и латитам; они залегают на поверхности умеренно пересеченного рельефа. Эрозия этих отложений также привела к формированию пологого рельефа, который позднее был глубоко погребен под вулканическими агломератами. Вслед за этим в названные вулканические породы внедрились темные порфировые дайки и, возможно, некоторые дайки, связанные с телом светлых порфиров. Туфовые отложения каньона Бингем переслаиваются с поздними гравелитами, что свидетельствует о проявлении очень молодой вулканической деятельности.

Возраст минерализации

Минерализация и оруденение проявились вскоре после внедрения интрузивов и, таким образом, вероятнее всего, имеют раннетретичный возраст.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первичные руды

Форма рудных тел

На полиметаллических («непорфировых») месторождениях района Бингем различаются рудные тела трех типов. Это согласные залежи в послойных трещинах, секущие трещинные тела и метасоматические залежи.

Согласные залежи

Стратиграфическое положение. К согласным рудным залежам относятся тела, приуроченные к послойным или почти послойным разрывам, возникшим в связи с формированием синклинали Бингем. Такие послойные разрывы и связанные с ними рудные залежи известны в горизонтах Петро, Парнелл, Коммершел (Ямпа), Ларк, Джордан (Хайленд-Бой), Нижнем промежуточном (Сент-Джо и Юта-Метал), Хайленд («14-й» и «850-й»), «B» (Левант) и «D» (фиг. 5). Менее значительные рудные тела связаны с другими послойными структурами. Большая часть руд приурочена к мощным разрывам, развитым в лежачем боку продуктивных горизонтов. Вместе с тем в горизонтах Коммершел, Джордан, «B» и «D» имеется по две продуктивные зоны послойных разрывов — одна в лежачем боку известнякового горизонта, другая внутри известняков. Рудные тела этого типа носят название «манто», и если этим термином обозначать плитообразные пластовые залежи, то большинство рудных тел Бингема действительно попадает в эту категорию. Углы падения согласных рудных тел находятся в пределах от 10° до вертикального и даже опрокинутого. По своей величине залежи этого типа могут быть как совсем небольшими плитообразными телами, так и огромными, вроде жилы Ларк, которая разрабатывается на протяжении 1 мили по простиранию и более 1 мили по падению. Если вмещающие породы по той или иной причине становятся более благоприятными для рудоотложения, то согласные рудные тела постепенно переходят в метасоматические. Таким образом, согласные рудные залежи на участках брекчирования, обусловленного поперечными разрывами, складчатостью или простым пересечением трещин, могут прерываться рудными телами замещения. Факторы, определяющие переход от согласных руд к метасоматическим, не всегда ясны.

На участке рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой согласные рудные залежи отрабатывались из известняковых горизонтов Петро, Парнелл, Коммершел (Ямпа), Джордан (Хайленд-Бой), «14-го» и «850-го» (фиг. 4). На рудниках Юта-Металс, Армстронг и U. S. продуктивными являются горизонты Коммершел, Джордан, Хайленд («13-й» и «850-й»), «B», «C», «D». На участке Ларк значительные запасы руд сосредоточены в горизонтах Коммершел, Ларк, Джордан и Нижнем промежуточном. В меньшей степени рудоносны известняковый горизонт Конгор, жилы в висячем и лежачем боках силла Фортуна (жилы Сьерра-Гранде и Фортуна соответственно) и жила Мейфлауэр, т. е. все образования, залегающие стратиграфически выше горизонта Коммершел. В ограниченном масштабе разрабатывались также серебросодержащие свинцово-цинковые жилы Диксон, Уинамак и Тиуоки, встреченные в лежачем боку надвига Мидас (участок Лоуэр-Бингем). Небольшая добыча производилась и за счет послойных рудоносных разрывов в кварцитах.

Минералогия. Как и рудные тела двух других морфологических типов, согласные рудные залежи несут медное и свинцово-цинковое оруденение. Хант [3] описывает залежи медных руд в западной части района как тела массивных крупнозернистых сульфидов, по форме напоминающие жилы, приуроченные к трещинам, послойным разрывам и интрузивным контактам; такие руды сложены главным образом пиритом и халькопиритом, с резко подчиненным количеством кварца и других жильных минералов при небольшом содержании золота и серебра. Размеры подобных залежей обычно невелики, но рудные тела этого типа, развитые вдоль лежачего бока горизонтов Коммершел (Ямпа) и Парнелл, включают мощные столбы как медных, так и свинцовых руд. В отдельных случаях свинцово-цинковые и медные руды встречаются совместно, в одном и том же рудном столбе. Свинцово-цинковые рудные тела тоже состоят из массивных крупнозернистых сульфидов — галенита и сфалерита (обычно марматита) с переменным количеством пирита,

а также с медью, золотом и серебром. Серебро входит в состав галенита, но большая его часть находится в виде серебристого тетраэдрит-теннантита.

Жильными минералами могут быть следующие: 1) кремнезем в виде джаспероида, кварца, опала или халцедона; 2) кальцит; 3) сапонит; 4) глинистые минералы монтмориллонитовой группы; 5) тальк; 6) хлорит; 7) волластонит, диопсид и 8) слюда. Наиболее обычны кальцит и кварц.

В близповерхностных согласных меднорудных залежах, развитых в известняковых горизонтах Джордан, Коммершел и Мейфлауэр, а также в силле Фортуна, встречаются небольшие промышленные тела карбонатных и окисных руд, которые на глубине, а иногда всего в 50 футах ниже дневной поверхности переходят в слабоокисленные колчеданные медные руды. Во многих случаях ниже зоны окисления встречается халькозин. На участке Ларк вторичные борнит, халькозин, ковеллин, куприт и самородная медь в небольших скоплениях могут наблюдаться на расстоянии до 3600 футов по падению (рудоносных горизонтов). Согласно Бутуэлу [2], на том же участке на старом руднике Бруклин зона окисления в известняковом горизонте Джордан распространяется до глубины 1450 футов.

Изменения минерального состава первичных руд с глубиной в согласных рудных залежах примерно такие же, как и в некоторых трещинных рудных телах. Они выражаются в том, что сфалерит становится марматитовым (более железистым) [13], начинает преобладать пирит, а содержание кремнезема возрастает. Концентрация рудных минералов с глубиной уменьшается и рудные тела выклиниваются. Эта тенденция была подмечена Биллингслеем и Локком еще до 1937 г. [9]. На некоторых рудниках на значительных глубинах иногда обнаруживаются залежи богатых золотых и серебряных руд.

Измененные боковые породы, связанные с согласными рудными залежами в метаморфизованных известняках на участке U. S., руднике Армстронг и в части площади Ларк различаются весьма значительно, но в общем могут содержать все или некоторые из перечисленных ниже минералов: тальк, сапонит, зеленый триоктаэдрический монтмориллонит, хлорит, мелкочешуйчатую триоктаэдрическую и диоктаэдрическую слюду, вермикулитовые минералы и смеси кальцита и доломита. В одном случае на участке Ларк в свинцово-цинковом рудном теле содержались многочисленные прожилки каолинит-диккита. На поверхности около опализированных известняков иногда развивается галлуазит. На участке U. S. пласт известняков над одним из послойных разрывов был окремнен (опализирован) и аргиллизирован (развился диоктаэдрический монтмориллонит) [11]. В остальной части района вне зоны интенсивного метаморфизма многие миллионы тонн свинцово-цинковых руд были добыты из согласных рудных тел, залегающих в малоизменных черных известняках. В боковых породах около таких рудных тел обычно встречается немного кварца и кальцита.

Изменение содержания руд в вертикальном направлении можно показать только для участков U. S. и Ларк; лишь по этим участкам имеются необходимые статистические данные.

В табл. II приведены цифры средних содержаний по различным горизонтам для одной из крупных согласных залежей участка Ларк, которая прослеживается на вертикальном интервале между горизонтами 2700 и 4500. В первой строке таблицы приведены старые данные Бутуэла [2] для верхней части того же рудного столба. Эти цифры отражают содержания металлов в 50 000 т руды, извлеченной из верхней части этого рудного тела на расстоянии (по падению) до 1600 футов от поверхности. Содержание металлов в этих рудах столь высоко из-за селективного способа добычи, что было доказано при опробовании целиков в отработанном пространстве и позднейшими эксплуатационными работами. В других крупных согласных залежах на значительном вертикальном интервале содержание руд существенно не меняется.

Таблица II

Среднее содержание металлов в руде одного из крупных согласных рудных тел по горизонтам [1]

Горизонт	Au	Ag	Cu	Pb	Zn
+200 до поверхности	0,057	9,33		39,23	
0+200	0,012	2,74	0,22	9,43	6,14
0	0,017	2,26	0,37	9,47	8,50
200	0,014	3,30	0,46	10,82	8,31
500	0,015	3,54	0,59	11,88	9,10
800	0,016	3,92	1,03	12,79	6,78
1200	0,026	4,34	1,42	10,73	3,43
1600	0,019	3,41	0,77	17,53	11,21
2050	0,034	2,84	0,86	10,40	7,42
2500	0,030	5,12	1,27	17,75	5,15
2750	0,031	3,83	0,88	10,91	8,27
3000	0,033	4,08	0,82	9,11	7,72
3250	0,024	4,66	0,77	12,46	8,43

[1] Золото и серебро, вероятно, в унциях на 1 т; медь, свинец и цинк — в %.— *Прим. перев.*

Факторы, определяющие форму и размещение рудных тел. Элементы залегания согласных рудных тел Бингема определяются формой асимметричной синклинали Бингем. Большая часть крупных согласных залежей склоняется в сторону штока Бингем, внедрившегося в осевую часть синклинали.

На участке Ларк, в том месте, где продуктивные пласты известняков срезаются надвигом Мидас, простирание слоистости субмеридиональное, падение западное 22°. От этой точки в сторону участка U. S. элементы залегания пластов постепенно меняются: простирание становится северо-западным, а падение все более крутым, вплоть до вертикального и даже опрокинутого на нижних горизонтах рудника (фиг. 5). Еще далее на запад за одной из апофиз штока Бингем, на участке рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой слоистость приобретает сначала широтное простирание, а затем в том месте, где она срезается разломом Оксидентал, восток-юго-восточное. Падение пород при этом меняется от пологого на верхних рудничных горизонтах до вертикального и даже опрокинутого на глубине.

На участке Ларк известно шесть крупных рудоносных послойных структур, приуроченных к контактам лежачего бока силла Фортуна, известняковых горизонтов Мейфлауэр, Коммершел, Ларк, Джордан и Нижний промежуточный. Значительно меньшие запасы руд связаны с девятью другими пластовыми залежами в кварцитах и пропластках песчанистых известняков. На этом участке общее количество руд, добытых из согласных залежей, значительно превышает добычу из секущих трещинных рудных тел и метасоматических залежей, хотя для всей остальной части рудного поля справедливо обратное утверждение.

Размещение согласных свинцово-цинковых рудных тел контролируется как элементами структуры, так и составом вмещающих пород. Структурный контроль выражается в приуроченности руд к зонам послойных разрывов. Не вызывает никакого сомнения, что послойный разрыв в лежачем боку известнякового горизонта Ларк служил проводником рудоносных растворов. При этом оруденение иногда развивается в трещиноватых кварцитах, подстилающих этот горизонт известняков, а местами сами известняки замещаются рудой на полную мощность. В последнем случае мощность рудного тела может достигать 8—15 футов. Известняки Ларк, как, правило, порода

черного цвета, претерпевшая слабое изменение. Крупное согласное свинцово-цинковое рудное тело в горизонте Коммершел на участке Ларк, напротив, залегает вдоль послойной зоны трещиноватости в осветленных и измененных известняках. Выше это рудное тело переходит в метасоматические рудные залежи, мощность которых может достигать 30 футов, а в одном случае даже распадается на три самостоятельных пласта.

Для согласных рудных тел Коммершел, Ларк и Джордан в отдельных случаях удавалось установить, что минералообразование развивалось в одинаковой последовательности; об этом можно было судить по полосчатости в рудах, обусловленной в какой-то мере повторными подвижками в период рудоотложения. Этот вывод иллюстрируется нижеследующим описанием одного из рудных блоков в известняках Джордан. Зона мощностью 6 футов, минерализованная только кварцем и пиритом, включает послойный разрыв и часть вышележащих известняков; эта зона осталась существенно не нарушенной. Однако пласт мощностью 6—8 футов, залегающий непосредственно над этой зоной, содержит полосчатые пиритовые, галенитовые и сфалеритовые руды, а выше местами переходит в зону брекчирования и обрушения, отчасти замещенную галенитом, сфалеритом и пиритом. В нарушенных кварцитах, подстилающих горизонты Ларк и Джордан, нередко выявлялись крупные запасы руд, обычно галенит-пиритовых.

На участке Ларк, на верхних ныне действующих горизонтах небольшая добыча свинцово-цинковых руд производилась из маломощного пласта песчанистых известняков, залегающих в 10—15 футах ниже лежачего бока известнякового горизонта Джордан. Эта структура оказалась невыдержанной как по простиранию, так и на глубину.

Немногочисленные согласные залежи медных руд на участке Ларк тесно связаны с пиритовой минерализацией; немногие такие залежи по простиранию постепенно переходят в свинцово-цинковые руды. В последних содержание меди обычно не превышает 5%.

Пример локализации меднорудных согласных залежей в благоприятном пласте приведен в работе Бутуэла [2]. Этот автор наблюдал маломощные линзы углисто-известковистых сланцев между пластом кварцитов и лежачим боком силла Фортуна; в контакте с силлом были развиты полосчатые руды, образующие резко удлиненные столбы.

Самыми благоприятными для оруденения вмещающими породами на участке Ларк оказались известняки Коммершел, Ларк и Джордан. При замещении их сульфидами иногда обнаруживаются нодули или пропластки незамещенного сингенетического роговика; в массивных богатых рудах подобные реликты вмещающей породы отсутствуют.

С некоторыми согласными пластовыми рудными залежами ассоциируют силлы и дайкообразные тела монцонитов. Эти интрузивы важны только тем, что они сильно ухудшают качество рудных тел, разрывая продуктивную зону на части и создавая тем самым трудности при очистных работах. Однако в некоторых редких случаях эти интрузивы играли роль структурных экранов: под ними иногда встречались небольшие рудные тела замещения.

На участке U. S. и руднике Армстронг согласные послойные разрывы образуют характерную структуру пересечения с трещинами северо-восточного простирания. Хотя здесь известно десять послойных разрывов в шести отдельных известняковых горизонтах, сколько-нибудь крупные согласные рудные тела приурочены только к шести из них. При наличии секущих разрывов северо-восточного простирания в известняках Джордан и Коммершел рудные тела замещения развиваются не только вдоль зон послойных трещин, но и по этим секущим разрывам. Такие рудные тела в какой-то части являются согласными, но все же их следует классифицировать как тела замещения; описание этих залежей будет дано ниже в соответствующем

разделе. В горизонте Хайленд различается два пласта известняков («14-й» и «850-й»), в лежачем боку каждого из них развито по согласной рудной залежи. В другом горизонте, известном под названием Нижний промежуточный (Сент-Джо), оруденение установлено только на участке Ларк; тот же горизонт на участке U. S. и на руднике Юта-Металс (там горизонт носит название Юта-Метал), оказывается безрудным. В известняке «В», называемом на руднике Юта-Металс горизонтом Левант, из двух согласных залежей извлечено свыше 1,25 млн. т свинцово-цинковых руд; одна из этих залежей была размещена в лежачем боку известнякового горизонта, другая около его висячего бока. Этот горизонт был продуктивен от места пересечения его разломом Ролл вниз по падению на расстоянии более 4000 футов. В известняках «D» также имеется две согласных рудных зоны; суммарная добыча из них свинцово-цинковых руд превзошла 1,5 млн. т. Горизонт «D» содержит оруденение на протяжении 3400 футов по падению. На участке U. S. известняки «В» и «D», как и связанные с ними согласные рудные залежи, на поверхности не обнажаются (фиг. 5).

Все известняки участка U. S., находящиеся в блоке между штоками Бингем и Ласт-Чанс, метаморфизованы, а горизонты, обозначенные буквами и развитые в самой середине рудоносного участка, окварцованы. Для участка U. S. и только для него установлена одна особенность, влияющая на размещение согласных рудных тел. Она заключается в наличии крупных пластовых тел крупнокристаллического белого и голубоватого кальцита вдоль послойных разрывов. Эта карбонатизация следует за окварцеванием; обычно карбонатизированные участки залегают между окварцованными известняками или между кварцитами с одной стороны и окварцованными известняками—с другой. Окварцевание всех известняков с буквенным обозначением связано с первой интрузивной стадией. Вторая стадия интрузивной или интенсивной гидротермальной деятельности проявилась после образования кальцита по послойным разрывам, так как на отдельных участках около контактов с изверженными породами новообразованный кальцит оказался замещенным очень крупнозернистым агрегатом волластонита, диопсида и граната. Вслед за этим произошло отложение свинцово-цинковых руд, заместивших большую часть новообразованного кальцита. Незамещенный кальцит иногда образует вокруг рудных тел почти правильные ореолы.

В других случаях кальцит замещается лишь частично и сохраняется в рудной массе в виде реликтов. Подобный дорудный кальцит, развитый вдоль выдержанных послойных разрывов в окварцованных известняках, известен для семи различных послойных структур, проявленных в пяти известняковых горизонтах. Из этих семи зон в шести содержатся крупные рудные тела. Размещение согласных рудных залежей определялось не только повышенной проницаемостью новообразованного крупнозернистого кальцита, но также и повторными подвижками в плоскости послойных разрывов. Считается, что благодаря тому же процессу карбонатизации произошло отложение кальцита в секущих трещинах на удалении в сотни футов от зон послойных разрывов.

Послерудный метаморфизм. Отдельные части согласных рудных тел брекчированы. Ранее это явление связывалось с подвижками по послойным разрывам, но теперь полагают, что оно обусловлено послерудным выщелачиванием, вызвавшим обрушение руд и части боковых пород. Цемент брекчии кремнистый и кальцитовый. Обломки руды, иногда достигающие очень больших размеров, имеют угловатую форму. Поздние прожилки с реальгаром, аурипигментом, антимонитом и пиритом пересекают эту брекчию. С обоих сторон зоны обрушения залегают ненарушенные руды.

Послерудные движения по согласным послойным разрывам выразились в деформации сжатия, которая привела к возникновению в галените текстур псевдотечения, столь часто наблюдаемых в пределах всего рудного района.

Секущие трещинные залежи

Стратиграфические соотношения. Секущие трещины, как правило, ориентированы почти под прямым углом к послойным разрывам и жилам в известняках, а также к прослоям кварцитов; эти трещины в отдельных случаях пересекают контакты штоков Бингем и Ласт-Чанс. Более крупные секущие трещины северо-восточного простирания находятся с южной и юго-западной стороны штока Бингем; они встречены на участках рудников U. S., Юта-Апекс, Хайленд-Бой, Юта-Металс, Армстронг и Комбайнд (фиг. 1). Ширина зоны развития трещин северо-восточного простирания составляет 10 000 футов; в ней выделяются 30 поименованных рудоносных разрывов и множество безымянных. Некоторые из них отработаны на вертикальном интервале до 5000 футов. Согласно раннему и часто цитируемому мнению, эти разрывы рудоносны только около пластов известняка, однако главная масса руд, связанных с системой разрывов северо-восточного простирания, была извлечена из порфиров и кварцитов. Во многих случаях удалось доказать, что на рудоотложение большее влияние оказала структура, а не состав вмещающих пород. Рассматриваемые разрывы характеризуются крутым, обычно восточным падением, но некоторые из них падают в обратном направлении, а многие с глубиной выполаживаются. Смещения по большинству таких разрывов имеют сбросовый характер, однако в юго-западной части района по некоторым разрывам северо-восточного простирания происходили взбросовые подвижки [4].

На участке Ларк из восьми секущих трещинных рудных тел, имеющих самостоятельные названия, было добыто более 1 млн. т свинцово-цинковых руд. Небольшая добыча производилась и на некоторых других безымянных рудоносных разрывах. Из числа более крупных рудных тел пять развито вдоль жилы Ларк со стороны ее лежачего бока; при северо-восточном простирании и северо-западном падении эти рудоносные разрывы пересекают несколько горизонтов кварцитов и известняков (фиг. 3). По простиранию эти структуры отрабатывались на расстояние до 900 футов от жилы Ларк, а по вертикали — на протяжении свыше 1700 футов. Трещинные руды на участке Ларк залегают как в известняках, так и в кварцитах; мощность их колеблется в пределах 1—10 футов.

На участке рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой секущие разрывы содержат свинцово-цинковые руды и в известняках, и в кварцитах. Длина одного свинцово-цинкового рудного тела трещинного типа, известного под названием Ледвилл, составляет 2500 футов, а отрабатываемый интервал по падению достигает 2000 футов [12].

Минеральный состав. Из трещинных рудных тел извлекаются руды трех главных типов. В порядке значимости это свинцовые или свинцово-цинковые руды, медные колчеданные и кремнистые золото-серебряные. В свинцовых или свинцово-цинковых рудных телах рудные минералы представлены пиритом, сфалеритом и галенитом с подчиненным количеством халькопирита, серебристого тетраэдрита и теннантита; изредка встречалось самородное золото. Сульфидные руды обычно бывают крупнозернистыми и массивными. Для секущих трещинных залежей характерно чередование полос сульфидов и жильных минералов, мощность таких полос от нескольких дюймов до 20 и более футов. Жильными минералами служат преимущественно кварц и кальцит. Значительная часть кальцита в раздувах главных рудоносных разрывов среди пород штока Ласт-Чанс отложилась еще до рудообразования. В отдельных случаях такой кальцит сохраняется в рудах в виде реликтовых незамещенных тел шириной до 12 футов. На внешнем контуре рудоотложения среди жильных минералов часто устанавливаются родонит и родохрозит. Содержание золота и серебра в рудах из трещинных

тел северо-восточного простирания обычно возрастает к флангам. Около штока Бингем начинает преобладать пирит. Джеймс, Смит и Брей [12], описывая минеральный состав руд поблизости от штока Бингем, указывают, что «в процессе минерализации часть железа, вероятно, выносилась из центральной зоны и отлагалась в периферической». Это железо в виде пирита образует крайне невыдержанную зону и устанавливается во многих трещинах, подходящих к штоку Бингем. На рудниках Комбайнд-Металс, U. S., Армстронг и на части площади рудника Юта-Металс обнаруживается следующая зональность с удалением от центра штока Бингем (только для сравнительно небольших глубин): 4000—5000 футов от штока — зона пирита и медистого пирита; 5000—7000 футов — свинцовая и свинцово-цинковая зона; 7000—9000 и более футов — зона подчиненного развития свинца и цинка при большей роли золота и серебра. В одной из крупных рудоносных структур северо-восточного простирания — разрыве Ласт-Чанс — содержание полезных компонентов падает, начиная с глубины 4000—5000 от поверхности, что обусловлено уменьшением мощности рудовмещающего разрыва и увеличением роли пирита относительно сульфидов свинца и цинка. В то же время суммарное количество минерализации с глубиной также падает. На самых глубоких подсечениях было выявлено немного пирротина. Для глубинных частей этих рудных тел здесь характерно наличие крупных искривленных субгедральных кристаллов пирита и преобладание кварца среди жильных минералов. На нижних горизонтах некоторых свинцово-цинковых рудных столбов иногда встречались случайные скопления богатых золотых и серебряных руд. В окремненных известняках около секущих трещин устанавливается гидротермальное выщелачивание, а на некоторых участках даже кавернозность. В притертых интервалах разрывов на стенках трещин обнаруживаются хорошо выраженные зеркала скольжения.

На участке Ларк секущие разрывы удалены от штока Бингем на многие тысячи футов, а потому зональность здесь не проявилась. Одним из секущих разрывов на участке Ларк считается надвиг Мидас, или Северный разлом, так как в нем выявлено несколько рудных столбов. По большей части эти рудные столбы развиты в месте пересечения надвига Мидас и секущих трещинных зон. Поскольку размеры проявления этого оруденения незначительны, какая-либо горизонтальная или вертикальная зональность здесь не установлена.

Горизонтальная зональность не описывается и для жилы Ледвилл, расположенной в северной части района и вскрытой рудниками Юта-Апекс и Хайленд-Бой, но определенное изменение состава ее руд с глубиной было подмечено Линдгреном [8]: «В жиле Ледвилл из рудного поля Бингем низкотемпературная свинцово-цинковая минерализация с глубины примерно 2000 футов сменяется теннантитовой и халькопиритовой».

Кремнистые золото-серебряные трещинные руды встречались на верхних горизонтах рудников в пределах всего района. Такие руды считаются золото-серебряными, несмотря на то что они содержат заметные количества меди, свинца и цинка и местами постепенно переходят в свинцово-цинковые залежи. Согласно Бутуэлу [2], из жильных минералов в них более распространены кальцит, кварц, барит и родохрозит, с которыми ассоциируют пирит, галенит, сфалерит и реже арсенопирит. В пределах зоны окисления в рассматриваемых рудоносных трещинах были развиты окисные и карбонатные соединения тех элементов, которые входят в состав перечисленных выше минералов. Содержание серебра колеблется от нескольких до 100 унций на 1 т. Некоторые крупные тела трещинных свинцово-цинковых руд в разрывах северо-восточного простирания на внешнем и верхнем контуре распространения оруденения разрабатывались как золото-серебряные.

Медно-пиритовые руды трещинного типа, по сообщению Ханта [3], разрабатывались в западной части района. Описание их было дано нами

ранее, при рассмотрении согласных рудных залежей. По старым отчетам видно, что богатые медно-пиритовые руды часто отрабатывались вместе со свинцово-цинковыми и золото-серебряными. В последние годы ни одно трещинное рудное тело не разрабатывалось только как медное.

Изменение боковых пород зависит не только от их состава, но и от расстояния до интрузивного тела.

Осадочные образования на участках рудников Армстронг и U. S., залегающие в блоке между штоками Бингем и Ласт-Чанс, претерпели интенсивный метаморфизм, выразившийся в скарнировании, окремнении и мраморизации. На участке Ларк проявления метаморфизма ограничиваются западной частью рудника, распространяясь на расстояние до 3800 футов от центра штока Бингем. Здесь изменение пород заключается в скарнировании, окремнении и осветлении. Рудная минерализация развивается еще на 5500 футов дальше от внешнего контура зоны метаморфизма, в черных слегка измененных известняках; суммарный интервал минерализации составляет 9300 футов от центра штока Бингем. На участке рудников Апекс и Хайленд-Бой внешний контур зоны метаморфизма находится в 1500—2000 футах от западного контакта штока Бингем.

Хант [11] так описывает типичные изменения боковых пород у одного из главных рудоносных разрывов в штоке Ласт-Чанс на участке U. S.:

> Сульфидная минерализация в жиле представлена крупнокристаллическим галенитом, бурым сфалеритом и пиритом, с небольшим количеством мелких зерен халькопирита и многочисленными выделениями того же минерала в сфалерите. К жильным минералам относятся массивный кварц и карбонат с редкими розетками белой слюды в межзерновых пространствах... Изменение боковых пород, характеризующееся четкой зональностью относительно рудоносных разрывов, кратко может быть охарактеризовано как результат серии минеральных превращений, происходящих в направлении к жиле: 1) плагиоклаз частично разлагается до монтмориллонитовой глины, а в буром биотите возникают пятна зеленого цвета; 2) за счет монтмориллонитовой глины, плагиоклаза и щелочного полевого шпата развивается серицит; 3) местами в биотите появляется хлорит; 4) хлорит исчезает, но резко возрастает содержание серицита. Вмещающие порфиры около жилы в зоне шириной более 2 дюймов сильно изменены.

Хантом [11] были также изучены околожильные изменения в кварцитах и скарнированных известняках. В зоне рудовмещающего разрыва из числа сульфидов он установил пирит, сфалерит и галенит, в меньших количествах халькопирит и блеклые руды, а также немного антимонита. Эти сульфиды встречаются в виде крупнозернистых массивных агрегатов. В кварцитах около разрывов в контакте с такими свинцово-цинковыми рудами отмечалось единственное изменение — общее возрастание содержания межзернового кальцита. Согласно Ханту [11], «в контакте свинцово-цинковых руд со скарнированным (silicated) известняком возникает зона рыхлых пород шириной в несколько дюймов. В таком измененном известняке развита главным образом тальк-сапонитовая ассоциация с кварцем, кальцитом и ничтожной примесью магнезиального каолиноподобного вещества. Под микроскопом в тальк-сапонитовой массе устанавливаются также эпидот, пироксен типа диопсида и неправильные выделения везувиана или циозита». В иных местах в скарнированном известняке Хант обнаружил светлоокрашенные глинистые минералы, определенные им как преимущественно монтмориллонитовые. Зеленые и серые глины, по данным того же исследователя, содержат хлорит, триоктаэдрическую слюду, зеленый тальк и зеленые монтмориллонитовые глинистые минералы. Изредка и в небольших количествах встречаются гипс и вермикулитовые минералы.

На участке Ларк рудоносные разрывы располагаются вне зоны метаморфизма, в очень слабо измененных известняках и кварцитах. По сути дела единственными вторичными минералами здесь являются кварц и кальцит.

В пределах рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой околорудные изменения, связанные с трещинной свинцово-цинковой минерализацией, по-видимому,

аналогичны изменениям в подобных же породах на участках U. S., Армстронг и Ларк. Более определенными данными мы не располагаем, так как опубликованных работ по этому вопросу мало, а горные выработки рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой ныне недоступны.

Факторы, определяющие форму и размещение рудных тел. В южной и западной части рудного района структуры северо-восточного простирания на рудоносном интервале представлены простой системой параллельных разрывов. По данным эксплуатационных работ, развивающихся в юго-западном направлении к внешнему контуру распространения рудной минерализации, некоторые простые трещины растяжения сменяются зонами кулисообразных разрывов и, наконец, структурами типа «конского хвоста». На тех участках, где трещины северо-восточного простирания ориентированы к послойным разрывам почти под прямым углом, возникают четкие структуры пересечения. Оползание блоков пород по послойным разрывам в сторону штока Бингем обусловило соответствующие подвижки по секущим разрывам северо-восточного простирания; эти подвижки, судя по бороздам скольжения, были направлены вниз и в сторону штока Бингем с углами скатывания 40—50°. В отличие от структур пересечения трещин, контролирующих размещение крупных трубообразных тел замещения в прочих частях рудного района, места пересечения трещин северо-восточного простирания и послойных разрывов на участке U. S. не оказали подобного влияния на локализацию оруденения. Возможно, это обусловлено низкой пористостью скарнированных боковых пород. По данным Уинчела [5], полностью скарнированный (silicated) известняк Бингемского рудного района характеризуется пористостью всего 3,3%, тогда как пористость частично скарнированных известняков в среднем составляет 5,9%. Рудоотложение контролировалось не только раскрытием трещин при повторных подвижках, но и наличием тел крупнокристаллического кальцита в секущих трещинах и в послойных разрывах; благодаря своей повышенной пористости эти тела «перехватывали» основную массу рудоносных растворов. Роль этого фактора определяется количеством руд в секущих разрывах безотносительно к составу боковых пород. Горизонтальная протяженность продуктивного интервала в разрывах северо-восточного простирания на верхних горизонтах может достигать 3000 футов; на глубине она меньше. Одна из очевидных причин тому — более открытый характер трещин ближе к дневной поверхности независимо от состава вмещающих пород. На самом нижнем рудничном горизонте один из крупных разрывов северо-восточного простирания пересекает скарнированный известняк, ставший ячеистым вследствие гидротермального выщелачивания. По-видимому, такие почти пустые проницаемые породы служили каналами для минерализующих растворов, из которых в вышележащих разрывах отлагались рудные ассоциации.

На участке Ларк пять примерно параллельных разрывов отходят от жилы Ларк в северо-восточном направлении (фиг. 3). Жила Ларк, вероятно, являлась главным рудоподводящим каналом для этой трещинной системы. Основная масса оруденения здесь связана с трубообразными рудными телами замещения, развитыми вдоль линий пересечения трещин, в черных слабо измененных известняках Джордан. Одно такое тело отрабатывалось на протяжении 3480 футов по его склонению.

В двух трещинных зонах участка Ларк рудные тела замещения развиваются около линии их сочленения с надвигом Мидас, а на удалении от него становятся малопродуктивными. Мощность этих зон и связанных с ними рудных тел уменьшается как вверх по восстанию, так и вниз по падению. В одном из таких трещинных тел в кварцитах свинцово-цинковые руды вверх по восстанию сменяются пиритовыми. Другое рудное тело, залегающее в известняках, вверх по восстанию выклинивается вместе с рудовмещающей зоной трещиноватости. На глубине оба эти тела пережимаются вследствие

выклинивания трещинных зон. По падению интервал отработки этих двух тел составил 1400—2000 футов.

Послерудный метаморфизм. Иногда в свинцово-цинковых метасоматических залежах устанавливается довольно сильная коррозия и замещение рудных минералов послерудным кремнеземом и кальцитом. В галените около многих трещин в связи с послерудными подвижками возникают текстуры псевдотечения.

Рудные тела замещения

Стратиграфическое положение. На главных полиметаллических («непорфировых») месторождениях района Бингем выявлены крупные рудные тела замещения как медные, так и свинцово-цинковые. На участке рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой крупные меднорудные тела этого типа установлены в известняковых горизонтах Коммершел и Джордан на расстоянии не более 1500—2000 футов от штока Бингем. Свинцово-цинковые рудные залежи, развитые в тех же известняках, располагаются на большем удалении от штока (до 4000 футов). Эти два известняковых горизонта имеют мощность 200 футов и даже больше, но на отдельных участках могут замещаться рудой почти нацело, от лежачего бока до висячего. Медные руды развиты в светлоокрашенных, сильнометаморфизованных, скарнированных (silicated) известняках, содержащих гранат, волластонит, диопсид, тремолит, асбест и гематит-спекулярит [3]. Свинцово-цинковые руды залегают в очень слабо мраморизованных темноокрашенных известняках. По данным Ханта [3], оруденение этого типа было прослежено от поверхности на глубину до 2500 футов по вертикали или на 5000 футов по падению известняковых горизонтов.

На участке старого рудника Бостон-Консолидейтид, или Армстронг, а также на рудниках U. S. и Ларк рудные тела замещения в горизонтах Джордан и Коммершел расположены близко от поверхности и потому подверглись окислению; по падению пластов руды прослежены вниз на расстояние около 2000 футов. Здесь рудоносные известняки тоже оказались в зоне интенсивного метаморфизма; в западной части они скарнированы и мраморизованы, а ближе к востоку мраморизованы и окремнены. На участке U. S. на глубине выявлено свинцово-цинковое рудное тело, отчасти образовавшееся за счет замещения краевой части трубообразного тела брекчии. Эта труба сложена угловатыми или округлыми обломками скарнированного известняка, кварцита и порфира, заключенными в порфировую основную массу. Далее на восток на том же участке U. S. известняки Джордан на большом интервале почти нацело окремнены (опализированы); здесь содержатся неправильные тела замещения свинцово-цинковых руд, пирита и халькопирита.

На верхних горизонтах участка Ларк в известняках Джордан и Коммершел установлены относительно небольшие рудные тела замещения, в общем похожие на тела, развитые в тех же известняках на верхних горизонтах участка U. S. и сложенные медными или свинцово-цинковыми рудами, сульфидными и окисными. Эти рудные тела прослеживаются по падению слоистости примерно на 2000 футов от поверхности. На нижних горизонтах участка Ларк выявлены неправильные свинцово-цинковые рудные тела замещения, ответвляющиеся на несколько десятков футов вверх от согласных трещинных рудных залежей, развитых в лежачем боку известняков Джордан и Коммершел. На участке Ларк в этих двух известняковых горизонтах обнаружены и другие рудные тела замещения, приуроченные к местам пересечения известняков крупными секущими разрывами; эти тела были рассмотрены выше вместе с трещинными рудными телами. В породах иного состава — в кварцитах — метасоматические залежи обнаружены в зонах интенсивной трещиноватости выше и ниже известнякового горизонта Ларк

и под известняками Джордан. На пересечении одной из трещинных зон с надвигом Мидас тоже в кварцитах выявлено крупное рудное тело замещения трубообразной формы. О нем также упоминалось в разделе, посвященном характеристике секущих трещинных рудных тел.

Для района Лоуэр-Бингем Бутуэл [2] описывает неправильные изогнутые рудные трубы, образовавшиеся в результате замещения со стороны висячего бока разрывов. Хотя такие залежи и отличались высокими содержаниями золота, серебра и свинца, промышленное значение их из-за малых размеров было небольшим.

Минеральный состав. Минералогия близповерхностных окисленных и вторично обогащенных руд для всего района настолько одинакова, что ее можно описать в одном разделе. По глубине распространения зоны окисления *отдельные рудные тела отличаются очень сильно. Медные руды в известняках* в зоне окисления состоят из азурита и малахита с примесью куприта и реже с самородной медью; обычно на глубину они переходят в гипергенные халькозиновые руды. Еще ниже халькозин встречается только в виде *оторочек на зернах пирита и халькопирита. Список гипергенных медных* минералов, приведенный выше, безусловно, неполный, однако окисленные руды давно выработаны, засыпаны отвалами или недоступны по другим причинам, а потому нам о них более ничего не известно.

Для свинцовых руд из окисленной зоны характерен галенит, окруженный рубашкой англезита и церуссита. Здесь же были обнаружены небольшие количества окисла свинца, массикота. Золото и серебро в зоне окисления в ассоциации со свинцово-цинковыми и медными рудами встречались изредка, но в ряде случаев в виде богатых кремнистых руд. Бутуэл [2], описывая зону вторичного сульфидного обогащения, обращает внимание на находки теллуридов золота и серебра.

Вне зоны вторичного обогащения первичные медные руды метасоматических залежей преимущественно сложены халькопиритом и пиритом при небольшом содержании золота и серебра. О рудах участка Хайленд-Бой известно, что они более чем на 70% состоят из пирита. На этом руднике сульфиды крупнозернистые, но в то же время часто сохраняют первичные структурно-текстурные особенности известняков. Описывая меднорудный столб рудника Хайленд-Бой, Петерсон [4] говорит: «Эта зона включает более 50 млн. т сильноминерализованных пород, в значительной части недостаточно богатых, *чтобы быть рудой». В пределах этого столба было добыто несколько* миллионов тонн руд, среднее содержание которых в течение длительного времени находилось на уровне 2,5—3% меди. На глубине были установлены также совсем бедные медьсодержащие пиритовые руды.

Согласно Бутуэлу [2], *на прочих крупных месторождениях района* первичные медные руды из тел замещения были также преимущественно халькопирит-пиритовыми и содержали немного золота и серебра в кремнистой жильной массе. Содержание меди приблизительно составляло 3—4%, количество золота оценивалось в 1 доллар на тонну, а среднее содержание серебра определялось 2—5 унциями на тонну. В последние годы медные тела замещения не разрабатывались.

Минеральный состав первичных свинцово-цинковых руд в телах замещения зависит от состава вмещающих пород, глубины и расстояния до штока Бингем. Если состав руд и околорудноизмененных пород для известняковых горизонтов Джордан и Коммершел на участке рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой описывать по простиранию пород в направлении от штока Бингем, то можно выделить несколько зон. Во-первых, встретятся интенсивно метаморфизованные белые или бледно-зеленые известково-силикатные породы с обильным гранатом, затем пойдет зона кристаллического карбоната со всеми переходами от скарнированной породы к чистому мрамору; еще дальше полосы скарнированной породы и мрамора будут чередоваться с серыми

или черными пластами внешне не измененных известняков, и в конце концов мы постепенно попадем в черные известняки. Большая часть метасоматических медных руд была добыта из рудных тел, залегающих среди белых измененных известняков. Свинцово-цинковые рудные тела замещения были выявлены по внешней границе зоны белых измененных известняков и на обширной площади развития черных или внешне неизмененных известняков. Свинцовые руды, развитые вдоль вышеупомянутой границы двух зон, встречаются совместно с медными рудами, но во внутренней зоне медные руды включают лишь незначительную примесь свинца, а во внешней зоне свинцовые руды содержат только следы меди [3].

Свинцовые руды сложены галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом; кроме того, в них содержатся золото и серебро. Иногда в пределах района устанавливается наложение на свинцовые руды несколько более позднего антимонита. Содержание цинка, меди и серебра в рудах из различных участков колеблется в значительных пределах. Жильными минералами обычно являются кварц и кальцит. В некоторых крупных метасоматических залежах, развитых по метаморфизованным известнякам и в одном случае по телу брекчии, среди жильных минералов более распространены кальцит, хлорит и спекулярит. В большинстве своем метасоматические свинцово-цинковые руды крупнозернистые.

На участке Ларк для свинцово-цинковых рудных тел замещения, развитых в слабо измененных черных известняках и в кварцитах, околорудные изменения проявлены слабо, а количество жильных минералов невелико. Рудная масса разубожена лишь незамещенными реликтами известняков или кварцитов. В известняках граница рудных тел замещения обычно четкая, тогда как в кварцитах часто наблюдается постепенный переход и контур рудного тела определяется опробованием. Одно из метасоматических свинцово-цинковых рудных тел в кварцитах на участке Ларк отрабатывалось по восстанию на протяжении 1400 футов, а далее оно перешло в пиритовое прослеженное еще на несколько сотен футов.

Что касается содержания металлов в свинцово-цинковых рудах замещения, развитых по иным породам, то каких-либо обобщений сделать невозможно. В этом убеждает, например, табл. III, составленная для четырех крупных рудных столбов участка Ларк.

Таблица III

Сопоставление средних содержаний металлов по некоторым рудным столбам в метасоматических залежах (участок Ларк [1])

№ столба	Вмещающая порода	Добыто руды (тыс. т)	Среднее содержание				
			Au	Ag	Cu	Pb	Zn
1	Кварцит	134	0,038	5,50	0,98	15,30	1,95
2	Известняк	263	0,019	2,90	0,31	10,36	14,18
3	Известняк	76	0,090	5,19	0,67	14,13	5,62
4	Известняк	40	0,022	8,89	0,42	9,70	8,18

[1] См. примечание на стр. 370.— *Прим. перев.*

Рудный столб № 1 находится всего в 600 футах от рудного столба № 2, причем оба они располагаются на пересечении с надвигом Мидас. Однако, как видно из таблицы, первый столб залегает в кварцитах, а второй — в известняках. Рудные столбы № 2 и № 3 развиты по известнякам, однако сопоставление их средних содержаний также обнаруживает ощутимое различие. Рудный столб № 4 тоже залегает в известняке, но характеризуется своими, отличными от других содержаниями металлов. Причины подобных различий пока достоверно не установлены.

Метасоматические свинцово-цинковые рудные залежи, связанные с опализированными известняками Джордан на востоке участка U. S., имеют трубообразную форму и вытянуты вдоль линий пересечения послойных разрывов с секущими трещинами. Иногда эти тела приобретают форму раздувов, развитых со стороны висячего бока согласных рудных тел, связанных с послойными трещинными зонами. Медные и свинцово-цинковые руды встречаются здесь совместно. Сообщается, что в одном из отработанных блоков руды содержали 45% свинца, 18 унций серебра на 1т и 1,5% меди. Многие такие руды на глубине с приближением к порфирам сменяются пиритовыми. Кстати, вкрапленность пирита в лежачем боку кварцитов развита на огромных площадях. В одном из образцов безрудной измененной породы, включенной в рудном теле, содержание SiO_2 составляет 88,25% [2].

Факторы, определяющие форму и размещение рудных тел. Контактово-метасоматические меднорудные залежи участка рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой развиты около штока Бингем по известнякам Джордан и Коммершел; руды в них сформировались, по-видимому, сразу же после скарнирования. Судя по всему, это самые ранние руды района Бингем. Процессам скарнирования, очевидно, благоприятствовало наличие разрывов, трещин и послойных плоскостей скольжения; в некоторых случаях эти же структуры наряду с дайками определяли локализацию рудных тел [3]. На верхних горизонтах участков U. S. и Армстронг крупные свинцово-цинковые и медные рудные тела замещения в известняках Джордан и Коммершел связаны с некоторыми сближенными разрывами северо-восточного простирания. Вдоль этих секущих разрывов богатые руды развиваются на тысячи футов ниже рудных тел замещения. Одна из метасоматических рудных залежей глубоких горизонтов участка U. S., вероятно, приурочена к месту пересечения нескольких крупных трещин и трубообразного тела брекчии. Линия пересечения надвига Мидас, поперечных разрывов и пластов, благоприятных для замещения известняков, контролирует местоположение нескольких крупных залежей метасоматических свинцово-цинковых руд на участке Ларк.

Послерудный метаморфизм. В западной части района близповерхностные свинцово-цинковые и медные метасоматические залежи пересечены рядом послерудных поперечных разрывов, что способствовало развитию процессов окисления. Для более глубоких горизонтов участка Ларк влияние послерудной тектоники на рудные тела замещения не столь существенно.

На верхних горизонтах участка Ларк обнаружено небольшое позднее тело киноварных руд. Оно располагается в трещиноватых кварцитах вместе со свинцово-цинковыми метасоматическими рудами над известняками Ларк. Эта минерализация не оказала видимого воздействия на ранние сульфиды свинца и цинка. Тесная ассоциация киновари с этими сульфидами заставляет предполагать, что последние являлись хорошими осадителями ртути.

Для отдельных участков характерны энергичная коррозия и выщелачивание (pitting) галенита — по-видимому, самого позднего минерала первой стадии рудообразования. Какой-либо связи этого явления с возобновлением магматической деятельности установить не удалось, хотя известны как ранние, так и поздние фазы магматизма. Некоторая часть свинца, вынесенного в процессе коррозии галенита, могла быть переотложена на других сульфидах; этим, возможно, и объясняются случаи позднего выделения галенита.

Последовательность минералообразования в первичных рудах

Парагенетическая последовательность главных минералов представляется следующей: 1) кварц, 2) кальцит, 3) пирит, 4) сфалерит, 5) халькопирит, 6) тетраэдрит, 7) галенит. Существует достаточно много свидетельств повторного, более слабого отложения этого ряда минералов или какой-то его

части, что особенно часто можно наблюдать по явлениям коррозии и разъедания галенита и сфалерита. Известны данные о перекрытии времени образования отдельных минералов. Для участка рудников Хайленд-Бой и Апекс Петерсон [4] даже предполагал наложение третьей серии сульфидов на две первые. Поскольку энаргит встречается редко, положение этого минерала в данной последовательности определяется только по единичным случаям нарастания его кристаллов на пирите. Серебро связано как с галенитом, так и с тетраэдритом.

Небольшие проявления антимонита, реальгара, аурипигмента, киновари и пирита на участке U. S., иногда пересекающие образования первой сульфидной стадии, относятся ко второму, более позднему парагенетическому ряду. На участке Ларк киноварь местами встречается как поздний минерал, по-видимому избирательно осажденный в одной небольшой ранней метасоматической залежи галенита и сфалерита в кварцитах. Места проявления киновари на участке U. S. и в только что упомянутой рудной залежи участка Ларк отстоят на 11 000 футов друг от друга, но находятся примерно на одной гипсометрической отметке. Киноварное проявление участка U. S. располагается на глубине около 3000 футов. Ртутная минерализация Бингема практического значения не имеет.

Отложение кварца, кальцита и отчасти пирита продолжалось во время формирования всего парагенетического ряда. Самородное золото, насколько можно было судить по его очень редким находкам, отлагалось в конце процесса минерализации.

История геологического развития и время формирования первичных руд

1. Накопление толщи переслаивающихся песчаников и известняков.
2. Образование синклинали Бингем, одновременно возникновение послойных или согласных разрывов, надвигов и части секущих трещин.
3. Интрузия, сопровождавшаяся скарнированием, окремнением и мраморизацией известняков; эти явления захватили большую часть района.
4. Вслед за скарнированием на участке рудников Юта-Апекс и Хайленд-Бой, согласно Линдгрену [8], сформировались контактово-метаморфические медные руды.
5. Привнос предрудного кремнезема и отложение несколько более позднего кальцита вдоль послойных разрывов и секущих трещин (для большей части района).
6. Выщелачивание части известняков на площади Ларк, возникновение брекчий обрушения.
7. Возобновление тектонических подвижек перед рудоотложением и во время него.
8. Формирование первичных руд, в ряде случаев неоднократное, затем отложение антимонита, пирита, реальгара, аурипигмента и киновари.

Примечание. Четвертая стадия в действительности может оказаться началом восьмой стадии.

Вторичные руды

Гипергенное сульфидное обогащение

Для «непорфировых» рудных месторождений района Бингем гипергенное сульфидное обогащение оказывается не очень существенным. Развитие процессов окисления зависит не только от условий залегания первичных руд, но и от ряда других факторов, в частности от состава вмещающих пород, их трещиноватости, относительного количества и состава рудных минералов, скорости эрозии, элементов залегания вмещающих пород и глубины расположения зеркала грунтовых вод.

На участках с быстрой эрозией зона окисления развита совсем слабо. Здесь сульфиды могут даже выходить на поверхность. Кое-где в рудных залежах, связанных с известняками Коммершел и Джордан, под зоной окисления обнаруживаются крупные скопления пирита с вкрапленностью халькопирита, окруженного халькозиновой рубашкой. По сведениям, приводимым Хантом [3], гипергенный халькозин был достаточно широко развит на верхнем 300-футовом интервале многих рудных столбов участка рудника Хайленд-Бой. Как указывалось ранее, при описании согласных рудных тел, зона окисления достигла наибольшей глубины (1450 футов по падению слоистости) для известняков Джордан на участке Бруклин. Здесь вторичные минералы меди и серебра устанавливались до глубины 3600 футов по падению жилы. Описывая проявления серебра в карбонатных свинцово-цинковых рудах участка рудника Телеграф, Бутуэл [2] указывает, что для 10 000 т добытых здесь руд среднее содержание серебра составило 57 унций на 1 т. Для многих других рудников высокие содержания серебра тоже тесно связаны с карбонатными рудами. В нескольких случаях серебро, очевидно в виде аргентита, заключенного в гипергенном халькозине, было обнаружено на самых глубоких горизонтах, до которых проникли вторичные сульфиды. Даже совсем недавно встречались пробы с содержанием серебра до 80 унций на 1 т. Эта цифра в десятки раз превышает обычное содержание серебра в первичных сульфидных рудах.

Окисное обогащение, или остаточные руды

В зоне окисления, кроме обычных минералов — азурита и малахита, устанавливаются залежи англезит-церусситовых руд с купритом, реже с самородной медью, хризоколлой и галенитом. Изредка в карбонатных рудах встречается и массикот. В ячеистых кремнистых образованиях вместе с пиритом выявляются золотые руды, более характерные для близповерхностной части зоны окисления. При быстрой эрозии таких зон по соседству могут образовываться золотые россыпи.

Закономерности размещения гипергенных руд

Упоминавшиеся ранее находки вторичных минералов меди и серебра на очень глубоких горизонтах объясняются наличием послойной зоны трещин в лежачем боку продуктивного пласта, причем отложение этих минералов обусловливалось как физическими, так и химическими факторами. В процессе формирования первичных руд породы в пределах этой зоны и прилегающие известняки на несколько футов были замещены кварцем и пиритом. При послерудных подвижках часть такой полосы окварцевания и подстилающие кварциты были подроблены. Нисходящие растворы, обогащенные медью и серебром, просачивались через эти нереакционноспособные кремнистые породы и производили замещение первичных минералов руд — халькопирита, пирита и галенита. Данный процесс распространялся до максимальной глубины в 3600 футов от дневной поверхности. В отдельных случаях вторичный сереброносный халькозин вместе с ковеллином, дигенитом, купритом и самородной медью образует тонкополосчатые скопления в телах первичных сульфидов. Из-за ограниченных размеров такие скопления вторичных минералов не имеют самостоятельного промышленного значения. Несколько подобных скоплений связано с жилой Ларк, но размер их тоже невелик.

Основная масса вторичных руд была добыта либо из самой зоны окисления в крупных метасоматических рудных залежах, приуроченных к пластам

известняка повышенной мощности, либо чуть ниже. Относительно небольшая глубина распространения вторичных руд обусловлена осаждающим влиянием массивных сульфидов.

Парагенезис вторичных руд

Описывая участки развития вторичного сульфидного обогащения на верхних горизонтах старых рудников, Бутуэл [2] обратил внимание не неодинаковую последовательность отложения вторичных минералов для разных частей района. Для участка рудника Хайленд-Бой характерен халькопирит, заключенный в рубашку борнита, тогда как на других участках халькопирит обрастает ковеллином. В иных случаях халькопирит окружает пирит, но в свою очередь покрывается оторочкой черных сульфидов меди, позже определенных как смесь халькозина, тенорита, мелаконита и в меньшей степени тетраэдрита. При одном из анализов отобранного образца черных сульфидов обнаружилось 3,8 унции золота и 58,6 унций серебра на 1 т и 42,3% меди, а также немного теллура. Место серебра в общей парагенетической последовательности вторичных минералов пока неизвестно, кроме того, что он тесно связан с халькозином и может замещать его. Согласно последним данным, полученным при изучении вторичных сульфидов из маломощной трещинной зоны, устанавливается такая последовательность гипергенного минералообразования: борнит, ковеллин, дигенит и затем уже халькозин.

Геологическая последовательность событий при формировании вторичных руд

1. Отложение первичных руд.
2. Вывод первичных сульфидных залежей к дневной поверхности вследствие эрозии.
3. Увеличение проницаемости пород, что отчасти обусловлено трещинообразованием при подвижках по разломам.
3. Окисление сульфидов железа, способствовавшее переводу металлов в раствор.
5. Просачивание растворов вниз сквозь инертные вмещающие породы до зеркала грунтовых вод.
6. Ниже зеркала грунтовых вод в присутствии свободного кислорода первичные сульфиды замещались металлами этих растворов.

ГЕНЕЗИС РУД

Тесные связи оруденения со штоком Бингем, равно как и некоторые особенности руд, свидетельствуют о наличии общего источника. Как показано на фиг. 1, халькопиритовая зона в основном совпадает с выходом штока Бингем, где она образует Кеннекотское месторождение вкрапленных медно-порфировых руд, являющееся центром всех «непорфировых» рудных месторождений района. Следующей располагается зона измененных пород шириной около 2000 футов, окружающая большую часть штока Бингем. Осадочные породы претерпевают гидротермальные изменения и около других интрузивов района, но степень изменения пород около штока Бингем несравненно выше; ореол метаморфизма в последнем случае обнаруживает грубую зональность. Упомянутые пространственные соотношения и зональный характер ореола измененных пород наряду со сложной зональностью распространения «непорфировых» руд и их склонением к центру района свидетельствуют в пользу представления об общем для штока Бингем источнике гидротермальных растворов и руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bancroft H. H., History of Utah, 741, 1890.
2. Boutwell J. M., Economic geology of the Bingham district, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 38, 1—413, 1905.
3. Hunt R. N., The ore in the limestones at Bingham, Utah, A.I.M.E., Tr., 70, 857—883, 1924.
4. Peterson O., Some geological features and court decisions of the Utah Apex — Utah Consolidated Controversy, Bingham district, A.I.M.E., Tr., 70, 904—932, 1924.
5. Winchell A. N., Petrographic studies of limestone alterations at Bingham, A.I.M.E., Tr. 70, 884—899, 1924.
6. Gilluly J., Geology and ore deposits of the Stockton and Fairfield quadrangles, Utah, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 173, 171, 1932.
7. Farmin R., Influence of basin range faulting in mines at Bingham, Utah, Econ. Geol., 28, 601—606, 1933.
8. Lindgren W., Mineral deposits, 3d ed., McGraw-Hill, N.Y., 1—930, 1933.
9. Bilingsley P., Locke A., Structure of ore districts in the continental framework, A.I.M.E., Tr., 144, 9—64, 1937.
10. Stringham B., Granitization and hydrothermal alteration at Bingham, Utah, Geol. Soc. Amer. Bull., 64, 945—991, 1953.
11. Hunt J. P., Rock alteration, mica, and clay minerals in certain areas in the United States and Lark Mines, Bingham, Utah, Ph. D. dissertation, Univ. Calif., 321, 1957.
12. Cook D. R., Ed., Geology of the Bingham mining district an northern Oquirrh Mountains, Utah Geol. Soc. Guidebook to the geology of Utah, № 16, 1—145, 1961.
13. Rose A. W., The iron content of shpalerite from the Central district, New Mexico and the Bingham district, Utah, Econ. Geol., 56, 1363—1384, 1966.

15

ГЕОЛОГИЯ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОР САН-ХУАН, ШТАТ КОЛОРАДО

У. С. Бербанк, Р. Дж. Людке

Район развития третичного вулканизма площадью около 6000 кв. миль, представляет собой горную местность с высотами от 6 до 14 тысяч футов. Разработка руд в районе началась в 1873 г. с добычи серебра. В течение последующих 30 лет были также открыты и введены в эксплуатацию богатые месторождения золота, меди, свинца и цинка. За период с 1873 по 1964 гг. в районе добыто: золота около 31 340 кг, серебра 5000 т, меди 100 000 т, свинца 630 000 т, цинка 320 000 т. Кроме того, в районе эксплуатировалось несколько месторождений вольфрама, марганца, флюорита и родонита.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

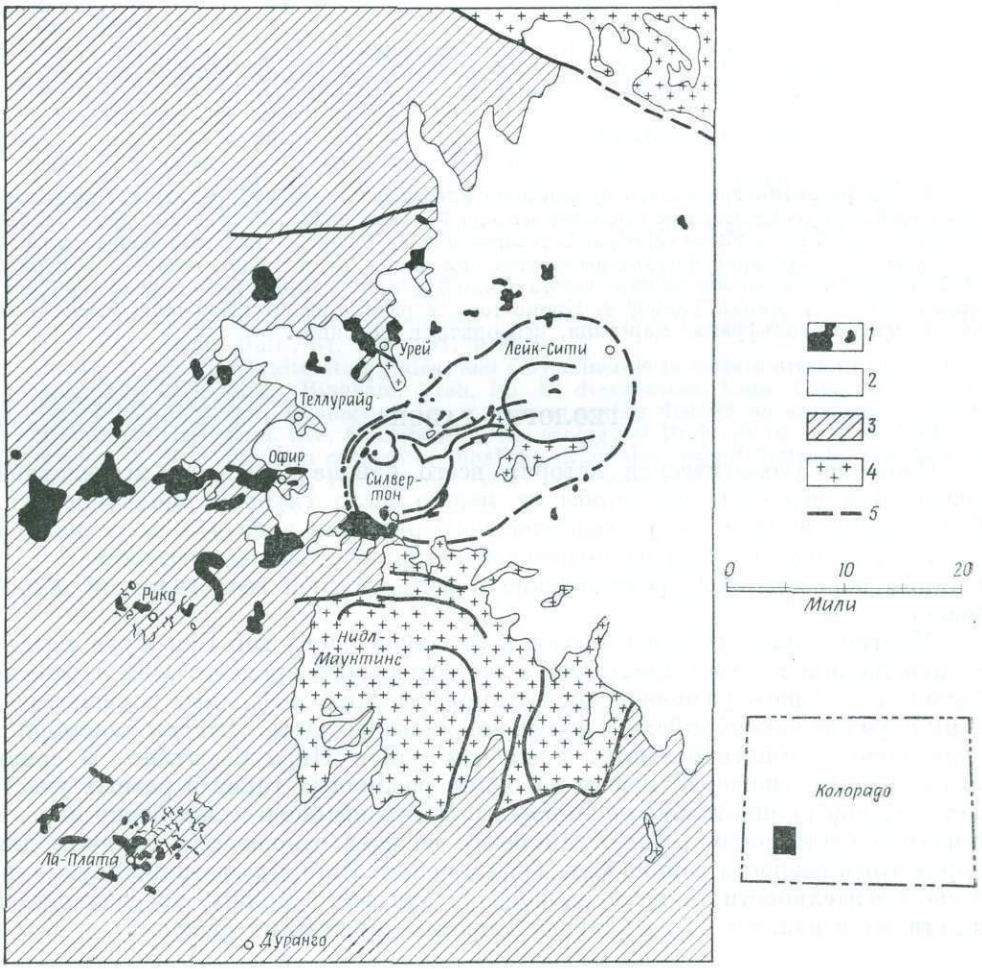
Сложная геологическая история всего района Сан-Хуан исследована совершенно недостаточно, чтобы ее можно было глубоко анализировать. Тем не менее общий обзор геологического развития западной части района отражает многие аспекты геологической истории, особенно дотретичной [14], и таким образом дает представление о региональной геологической обстановке.

Многие геологические события в западной части гор Сан-Хуан развивались на протяжении длительного геологического времени. Они зафиксированы в большом разнообразии метаморфических, осадочных и магматических пород от докембрийского до современного возраста. Выходы докембрийских пород немногочисленны, исключая район Нидл-Маунтинс. В связи с этим взаимоотношения между породами различных типов в разных участках пока еще окончательно не выяснены. Палеозойские и мезозойские породы западной части района Сан-Хуан почти во всех отношениях типичны для пород этого возраста района Сан-Хуан в целом. История третичной вулканической деятельности также единообразна для всего района, но различается в деталях в каждом из нескольких главных эруптивных центров.

Стратиграфия

Обнажения докембрийских пород в западном Сан-Хуане (фиг. 1) ограничиваются рядом небольших изолированных массивов в несколько квадратных миль каждый, одним более крупным массивом в районе реки Ганнисон (северо-восточный угол территории на фиг. 1) и массивом Нидл-Маунтинс, занимающим площадь около 600 кв. миль. Метаосадочные, метавулканические и изверженные породы в этих выходах отражают большое разнообразие фациальных условий и грубо разделяются на две возрастные группы (Баркер, 1966, письменное сообщение). Предположительно наиболее древняя и наиболее широко распространенная группа состоит из интенсивно метаморфизованных и деформированных слюдистых и роговообманковых сланцев, амфиболитов, гнейсов и (реже) кварцитов; они обнажаются как в районе реки Ганнисон, так и в Нидл-Маунтинс. В обоих районах, особенно в Нидл-Маунтинс, эти сильнометаморфизованные породы интрудированы

иногда согласными, а чаще несогласными интрузивами среднего и кислого состава, различными по своим размерам. Более молодая группа состоит из менее метаморфизованных и деформированных конгломератов, кварцитов, аргиллитов и аспидных сланцев; они обнажены в Нидл-Маунтинс и в каньоне южнее Урей. Близ Урей пачка переслаивания мощных пластов кварцитов



Ф и г. 1. Схематическая геологическая карта западной части гор Сан-Хуан в штате Колорадо.

1 — интрузивные породы; *2* — вулканические породы; *3* — осадочные породы; *4* — докембрийские породы; *5* — разломы (установленные и предполагаемые).

и сланцев имеет мощность свыше 8000 футов [19]. Породы этой более молодой группы также прорваны интрузивами, различными по размерам и имеющими различный состав (чаще кислый). Докембрийские породы опущенного блока юго-западнее Лейк-Сити (фиг. 1) представлены гранитами, прорванными диабазовыми дайками. Эрозия докембрийских толщ привела к образованию пологой волнистой поверхности; перед затоплением морем в позднекембрийское время эти древние породы местами подверглись глубокому выветриванию.

Первыми в разрезе палеозойских и мезозойских осадочных образований (табл. I) на сглаженной докембрийской поверхности с резко выраженным

Таблица I

Стратиграфия западной части района Сан-Хуан

Эра	Система	Стратиграфические подразделения	Породы и их характерные особенности
Кайнозойская	Четвертичная		Аллювий, делювий, оползневые образования, ледниковые отложения и др.
	Третичная	Формация Хинсдейл	Базальтовые лавы, реже риолитовые туфы
		Интрузивные породы	Штоки, дайки и плутоны габбрового — риолитового состава
		Вулканическая серия Потоси	Кварц-латито-риолитовые сваренные туфолавы; выделяются туфы Гилпин-Пик, риолиты Саншайн-Пик и несколько других безымянных горизонтов
		Вулканическая серия Силвертон	Андезитовые, риолито-дацитовые лавы, брекчии, туфы и кварц-латитовые туфолавы; выделяются формация Пикайун (в основании), туфы Юрика, формация Бернс и формация Хенсон наверху
		Формация Сан-Хуан	Преимущественно риолито-дацитовые туфобрекчии, реже лавы и туфы
		Формация Лейк-Форк	Риолито-дацитовые лавы, брекчии и туфы
		Конгломераты Теллурайд	Глинистые сланцы, красновато-бурые конгломераты, реже песчаники, алевролиты
		Несогласие	
Мезозойская	Меловая	Интрузивные породы	Гранодиоритовые штоки, лакколиты, дайки и силлы; реже кластические дайки
		Серия Месаверде	Желтоватые песчаники и серые глинистые сланцы; выделяются песчаники Клифф-Хауз, формация Менефи и песчаники Пойнт-Лукаут
		Глинистые сланцы Манкос	Серые листоватые глинистые сланцы с несколькими маломощными пластами песчаников и известняков
		Песчаники Дакота	Желтовато-серые кварцевые песчаники, реже конгломераты и глинистые сланцы
		Несогласие	
	Юрская	Формация Моррисон	Верхняя часть — горизонт Браши-Бейсин: пестроокрашенные аргиллиты, реже песчаники. Нижняя часть — горизонт Солт-Уош: песчаники, реже аргиллиты и известняки
		Песчаники Джанкшен-Крик	Желтые, обычно косослоистые песчаники, местами кварцитовые
		Формация Уонака	Верхняя часть — аргиллиты, глинистые сланцы и алевролиты, реже известняки; ниже горизонт песчаников Билк-Крик; в основании — горизонт битуминозных известняков Пони-Экспресс с глинистыми сланцами и гипсами
		Песчаники Энтрада	Светлоокрашенные косослоистые песчаники

Продолжение табл. I

Эра	Система	Стратиграфические подразделения	Породы и их характерные особенности
		Несогласие	
	Триасовая	Формация Долорес	Красноцветные глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с известняками; в основании конгломераты
		Несогласие	
Палеозойская	Пермская	Формация Катлер	Красноцветные, местами аркозовые сланцы, алевролиты, песчаники и конгломераты
		?	
	Каменноугольная	1 Формация Рико	Красновато-бурые песчаники и конгломераты, реже глинистые сланцы и известняки
		2 Формация Хермоса	Красноцветные аркозовые песчаники, а также зеленоватые глинистые сланцы, песчаники и известняки с органическими остатками
		Формация Молас	Красноцветные известковистые сланцы, песчаники и конгломераты
		Несогласие	
		3 Известняки Ледвилл	Массивные серые известняки с несколькими песчанистыми и кремнистыми прослоями
	Девонская	Известняки Урей	Серые, темно-желтые и белые плотные доломиты и известняки
		Формация Элберт	Темно-желтые доломитистые известняки, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и песчаниками
		Несогласие	
	Кембрийская	Кварциты Игнасио	Белые розоватые кварциты и кварцитовые конгломераты
		Несогласие	
Докембрийская			Гнейсы, кристаллические и аспидные сланцы, амфиболиты; выделяются зеленокаменная формация Эрвинг, конгломераты Валлесито, формация Анкомпагре и ряд горизонтов, не имеющих собственных наименований; интрудированы гранитными штоками и батолитами, а местами дайками и силлами основного — кислого состава

1 — пенсильванская и пермская (?); 2 — пенсильванская; 3 — миссисипская.

угловым несогласием отложились верхнекембрийские породы. Палеозойские породы разделяются на два основных яруса. Нижний, более древний стратиграфический ярус состоит из часто переслаивающихся маломощных, но широко распространенных пачек кварцитов, доломитов, известняков кембрийского — миссисипского возраста, которые отлагались в мелководных морских условиях. В этом стратиграфическом разрезе существует несколько несогласий. После отложения верхнекембрийской кварцитовой толщи Игнасио, состоящей из тонкослоистых кварцитов и конгломератов общей мощностью от нескольких десятков до 200 футов и более, эпейрогеническое поднятие территории привело к отступлению моря, последующей эрозии и местному размыву толщи Игнасио. В северо-восточной части района Сан-Хуан кембрийские породы отсутствуют, очевидно, вследствие эрозии, а не потому, что они там не отлагались. Ордовикские породы здесь непосредственно залегают на докембрийских. В западной части гор Сан-Хуан ни ордовикские, ни силурийские или нижне- и среднедевонские породы не обнаружены: тонкослоистые кварциты, песчаники и сланцы формации

Элберт позднедевонского возраста несогласно залегают на кварцитах Игнасио. Однако в Урей самый нижний палеозойский горизонт отсутствует и формация Элберт залегает с угловым несогласием непосредственно на докембрийских породах. Формация Элберт мощностью до 100 футов выше сменяется пластами известняков, местами со сланцами горизонта Урей позднедевонского возраста мощностью несколько десятков футов. Известняки Урей несогласно перекрываются толщей массивных и толстослоистых морских доломитов и известняков Ледвилл миссисипского возраста мощностью до 250 футов. Новое эпейрогеническое поднятие и отступление моря с последовавшим после этого глубоким выветриванием привели к развитию карстового рельефа на поверхности миссисипских известняков.

В отличие от нижнего палеозоя верхнепалеозойские отложения имеют мощность несколько тысяч футов и состоят из конгломератов, песчаников, алевролитов, известняков, соленосных и гипсоносных осадков пенсильванского и пермского возраста. Они отлагались вокруг главного древнего континентального массива области Сан-Хуан. Эти «материнские Скалистые горы» района, или высокогорная страна Анкомпагре — Сан-Луис, протягивались от западной и центральной части штата Колорадо на юго-восток через Сан-Хуан до северной и центральной части штата Нью-Мексико и служили источником сноса в течение палеозойского и мезозойского времени. Формация Молас пенсильванского возраста, состоящая частью из остаточного материала и частью из сланцев и песчаников, накапливавшихся на выветрелой поверхности миссисипских известняков в основном до наступления моря, является основной формацией в мощной толще красноцветных отложений. В связи с постепенным и продолжительным поднятием горной страны морские отложения сменялись континентальными, что отражено в последовательной смене осадочных пород формации Хермоса пенсильванского возраста формациями Рико пенсильванского—пермского возраста и Катлер пермского возраста.

Континентальное осадконакопление продолжалось в течение значительного времени — от триаса до юры — и всюду, исключая окрестности Урей, с явно согласным напластованием. Близ Урей ярко выраженное угловое несогласие отделяет формацию Катлер и более древние горизонты от формации Долорес позднетриасового возраста. Мощная эрозия, интенсивная моноклинальная складчатость с ориентировкой осей дополнительных складок в сторону от горного ядра и особенности образования разрывов указывают на локальный характер деформации в конце палеозоя. Отложения триасового и юрского возраста общей мощностью около 1500 футов представлены песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, аргиллитами и в меньшей степени известняками и гипсами. Эти породы распространены широко: они отвечают континентальным, лагунным и морским прибрежным фациям. Породы мелового возраста в отличие от вышеуказанных являются большей частью характерными морскими прибрежно-морскими и береговыми болотными отложениями. В их разрезе общей мощностью около 9000 футов сосредоточены песчаники, местами угленосные глинистые сланцы с небольшим количеством глинистых известняков. Полный разрез меловых пород наблюдается на юге близ Дуранго (фиг. 1), где меловые породы постепенно сменяются раннетретичными [14]; в северной и западной частях горного массива большинство меловых горизонтов из разреза выпадает.

В позднемеловое и раннетретичное время возобновилось купольное воздымание западной части района Сан-Хуан (ларамийский орогенез), сопровождавшееся эрозией, моноклинальной складчатостью, образованием разрывов и подчеркнутое значительной магматической активностью. Эта экструзивная и интрузивная магматическая деятельность вместе с генетически связанными с ними рудными месторождениями проявилась в Урей и, вероятно, в Рико и Ла-Плата. Речные потоки, направленные главным

образом с гор Нидл-Маунтинс, постепенно эродировали территорию района до области довольно низкого рельефа, спорадически оставляя холмы, сложенные более устойчивыми породами, такими, как лакколиты в окрестностях Урей.

На этой поверхности местами аккумулировался разнообразный материал, формировавшийся при третичной эрозии и образовавший конгломераты Теллурайд предположительно олигоценового возраста. Обширное вулканическое плато, сложенное эруптивными образованиями, связано с вулканотектоническими структурами оседания. Оно построено согласно на конгломератах Теллурайд или, где эти конгломераты отсутствуют, на поверхности дотретичных пород, главным образом докембрийских. Эта толща слоистых вулканических пород мощностью около 1,5 миль и объемом более 1000 куб. миль состоит из разнообразных пород и может быть разделена на три основные стратиграфические единицы.

Более древняя включает формации Лейк-Форк и Сан-Хуан. Они образованы при извержении группы сближенных вулканов центрального типа, расположенных в полосе, протягивающейся на юго-запад от окрестностей Лейк-Сити до Силвертона (фиг. 1). Изверженный кластический материал отложился близ Урей на площади в сотни квадратных миль в грязевых потоках и покровах лавы, имеющих мощность более 3000 футов. Несколько позже, но в течение того же эруптивного периода характер вулканической деятельности и структурная обстановка постепенно изменились: за счет погружения вулканических жерл начала формироваться большая вулканическая депрессия Сан-Хуан овальной формы. Эта отрицательная структура имеет около 15 миль в ширину, 30 миль в длину и площадь более 400 кв. миль.

Депрессия Сан-Хуан выполнена продуктами извержений второго, или среднего, стратиграфического члена — вулканической серии Силвертон, которая сама разделяется на четыре основные формации. Самая нижняя — формация Пикайун состоит главным образом из лав, туфов и брекчий основного состава, которые, очевидно, извергались из вулканов центрального типа; некоторые лавы переливались через край вулканической депрессии и распространялись на несколько миль к северо-западу. Следующая формация — Юрика — сложена сваренными туфолавами кислого состава. Постепенное погружение впадины сопровождалось излиянием лав и извержениями пепла. Раннее погружение сменилось поднятием, сводообразованием и развитием разрывных нарушений в дне депрессии. Продукты извержений, составляющие среднюю формацию Бернс, слагают купола и вулканические гряды вдоль краев депрессии, а также купола и мощные покровы на дне впадины. В это время на дне впадины местами отлагались пепельно-серые кавернозные пресноводные известняки и глинистые сланцы. Продолжавшиеся извержения лавы и пепла более основного состава образовали формацию Хенсон — самую верхнюю из вулканической серии Силвертон.

Наиболее молодая вулканическая серия Потоси почти нацело сложена сваренными туфолавами кислого состава. Извержение этих туфолав привело к возникновению и опусканию молодых комагматических почти круговых кальдер Силвертон и Лейк-Сити. Эти кальдеры располагаются внутри депрессии Сан-Хуан; диаметр каждой составляет около 10 миль (фиг. 1).

Образование поствулканических разломов, трещин и проявления интрузивной деятельности сопровождали или предшествовали процессам площадного изменения пород и формированию главных позднетретичных месторождений.

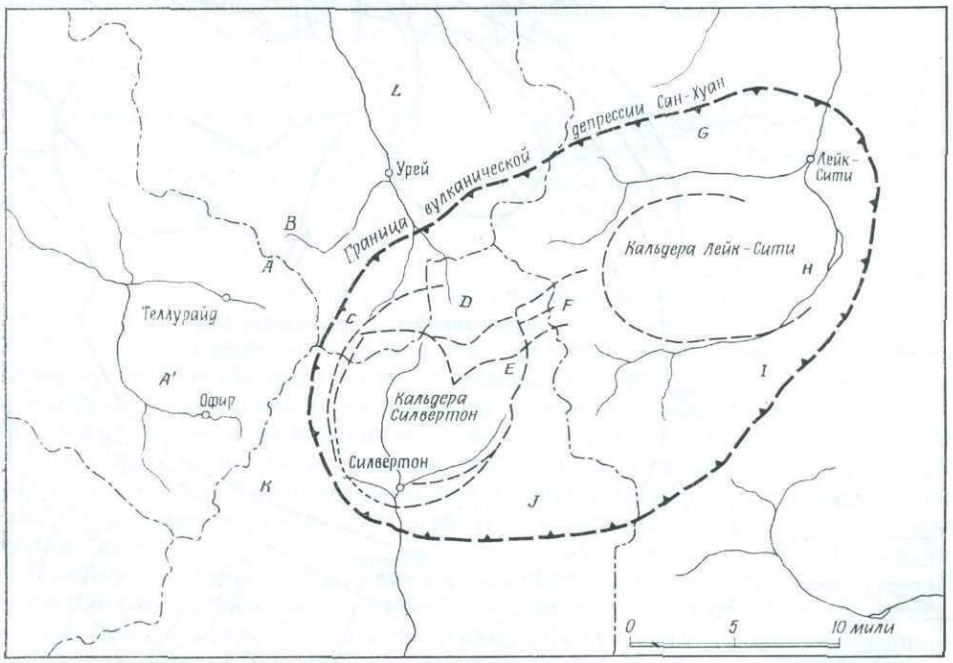
Одновременно с третичной эрозией северо-восточнее, восточнее и юго-восточнее Лейк-Сити происходили излияния базальтов и риолитов, слагающих формацию Хинсдейл. Современный пересеченный горный рельеф развивался в течение нескольких эпох плейстоценового оледенения и четвертичной речной и эрозионной деятельности.

Структура

В только что рассмотренной сложной геологической истории западной части района Сан-Хуан устанавливаются по меньшей мере четыре главных периода деформаций; структурный план каждого нового периода в значительной мере определялся предыдущим, но частично и затушевывал его. Вместе с тем каждый главный период деформации в определенных отношениях отличался от остальных, совпадая с главными этапами геологической истории района. За исключением докембрия, интенсивность деформации с течением времени снижалась, хотя магматическая деятельность и усиливалась. В конце палеозоя и мезозоя деформации носили орогенный характер. За каждым из главных периодов деформации следовала мощная эрозия, сменявшаяся отложением перекрывающих пород. Между главными периодами деформации имели место и другие проявления тектонической активности, устанавливаемые по эрозионным несогласиям и стратиграфическим перерывам.

Интенсивно метаморфизованы, смяты и разбиты разрывными нарушениями только докембрийские породы. Складки в них изменяются от широких и открытых в Нидл-Маунтинс, немного южнее Силвертона, до сжатых и местами опрокинутых в каньоне реки Анкомпагре южнее Урей. Простирание складок, разломов и мелких структур меняется по дуге от северо-западного в западной части района до северо-восточного в восточной. Близ Урей эти деформации сопровождались небольшими интрузивными проявлениями [19, 23], хотя в Нидл-Маунтинс и с меньшей долей вероятности между Силвертоном и Лейк-Сити установлены гранитные массивы батолитового типа.

Выпадение горизонтов различного возраста в западной части района Сан-Хуан в палеозое и мезозое свидетельствует о таких периодах, когда

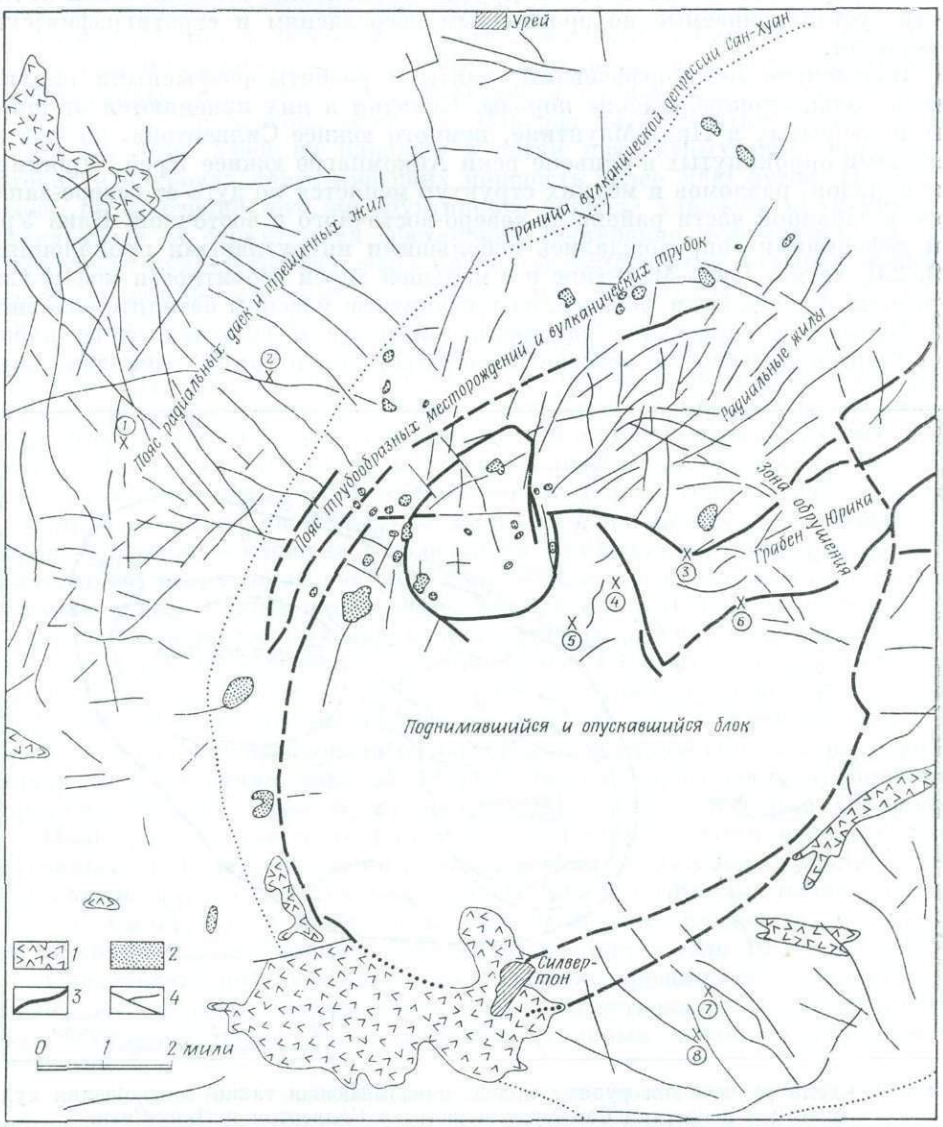


Ф и г. 2. Схема размещения рудных полей, показывающая также соотношения вулканической депрессии Сан-Хуан и кальдер Силвертон и Лейк-Сити.

Рудные поля: *A* — Верхний Сан-Мигель (Теллурайд); *A'* — Офир и южный Теллурайд; *B* — Снеффелс (Имоджин-Бейсн); *C* — Ред-Маунтин; *D* — Верхний Анкомпагре (Поукипси-Галш и Минерал-Пойнт); *E* — Юрика; *F* — Уайт-Гросс (Барродс-Парк); *G* — Галина (Хенсон-Крик); *H* — Лейк (Лейк-Сан-Кристобал); *I* — Карсон-Кэмп; *J* — Анимас; *K* — Айс-Лейк; *L* — Урей (Анкомпагре) — главным образом раннетретичные рудные месторождения.

отложения пород не происходило или территория испытывала поднятие и подвергалась эрозии. Эти эпейрогенические движения, по-видимому, сопровождались формированием разрывов и складок. Лишь при позднепалеозойском купольном воздымании региона развивались моноклинальные складки и разломы с небольшими магматическими проявлениями или без них. С моноклинальными складками связано возникновение антиклиналей, развитых вдоль оси поднятия и погружающихся по радиусу в стороны от ядра горного массива. Верхнепалеозойские отложения около выступа докембрийских пород наклонены под различными углами к западу и северу, а местами эродированы, на что указывает угловое несогласие между палеозойскими и мезозойскими толщами в Урей [19].

Деформации в позднемезозойское и раннекайнозойское время (ларамийский орогенез) выразились в возобновлении купольного поднятия и даль-



Ф и г. 3. Структурная карта участка кальдеры Силвертон.
1 — наиболее крупные интрузивные тела; *2* — вулканические трубки; *3* — разломы; *4* — дайки и жилы. Цифрами в кружках показаны рудники: 1 — Идарадо; 2 — Кэмп-Берд; 3 — Саннисайд; 4 — Голд-Кинг; 5 — Американ-Таннел; 6 — Терри-Таннел; 7 — Шенандо; 8 — Силвер-Лейк.

нейшем развитии моноклинальной или радиальной складчатости, а также в образовании разрывов, которые иногда унаследовали ранние направления. Моноклиналь близ Урей частично совпадает с той моноклиналью, которая была образована ранее, но распространяется на большее удаление от горного ядра. Проявление ларамийских деформаций сопровождалось магматическими интрузиями (согласными и несогласными интрузивами в Урей и, вероятно, в Рико и горах Ла-Плата), а также минерализацией раннего периода.

Третичное время ознаменовалось широким развитием вулканических и интрузивных образований, разломов, а также возникновением комплекса кальдер. Эти структурные элементы в основном контролируют распределение и локализацию более позднего оруденения. Наиболее важными являются кальдеры Силвертон и Лейк-Сити (каждая около 10 миль в диаметре), которые размещаются в пределах ранее образованной и более значительной по размерам (около 15×30 миль) вулканической депрессии Сан-Хуан, вытянутой в северо-восточном направлении (фиг. 1, 2). Эти основные структуры сформированы в несколько последовательных стадий эруптивной деятельности, чередующихся с периодами опускания некоторых блоков, частичным поглощением вулканических построек и повторными внедрениями магмы, что вызвало локальное поднятие, а также образование радиальной и концентрической трещиноватости. Северо-восточная ориентировка некоторых главных третичных вулканических структур определяется старыми тектоническими направлениями, например докембрийскими, как предполагают Тво и Симс [21]. Кальдера Силвертон, в частности, располагается на пересечении древнего северо-восточного структурного направления с северо-западным позднепалеозойским (Анкомпагре — Сан-Луис). В связи с повторными извержениями пепловых лав вулканической серии Потоси почти цилиндрический блок кальдеры Силвертон опустился на 1000—2500 футов по сближенным вертикальным и круто падающим к центру блока сбросам, составляющим кольцевую зону. При более поздней магматической деятельности по границе кальдеры образовались системы радиальных и концентрических трещин, разломов и даек (фиг. 3). Куполообразование и растяжение опускающегося блока привели к возобновлению сбросовых перемещений по некоторым ранее образованным разломам и заложению вытянутого в северо-восточном направлении грабена Юрика [13], который связывает кальдеры Силвертон и Лейк-Сити.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные рудные месторождения западной части района Сан-Хуан образованы в течение двух главных металлогенических эпох; относительно более древние месторождения связаны с позднемеловыми — раннетретичными лакколитами в палеозойских и мезозойских осадочных породах, а более молодые — с позднетретичными вулканическими центрами. Несколько месторождений предположительно докембрийского возраста встречены как в северных, так и в южных отрогах горной страны, но все они относятся к мелким.

Рудные месторождения ранней эпохи минерализации связаны с интрузивной деятельностью в лакколитовых центрах Урей [5], Рико и Ла-Плата [10]. Все три центра (фиг. 1), как полагают, приурочены к древней широкой ослабленной зоне северо-восточного простирания и локализованы там, где эта зона пересечена структурными линеаментами северо-западного или широтного направления. Рудные месторождения цветных и благородных металлов встречаются в разломах обоих направлений и образованы при замещении благоприятных пластов. В Урей руды и интрузивы в осадочных породах определенно древнее среднетретичных эруптивных образований.

так как они были частично эродированы до начала эруптивной деятельности. Лакколитовые центры Рико и Ла-Плата аналогичны центру Урей по типу руд и структурным особенностям [9]. Рудные месторождения раннего периода минерализации достаточно подробно описаны в литературе [9] и в этой статье рассматриваться не будут.

В более позднюю эпоху образованы крупные рудные месторождения, залегающие в третичных вулканических породах. Эти месторождения связаны с периодом опускания и контролируются структурами эруптивных центров Силвертон и Лейк-Сити, а также расположенными по периферии интрузивами (фиг. 1 и 3). Ниже рассматривается проявление только этого более позднего периода минерализации.

Условия образования и пространственное размещение рудных тел

Главные рудные тела района представлены трещинными жилами; реже встречаются рудные трубы и пластовые метасоматические залежи. Некоторые жилы развиты по контактам даек изверженных и кластических пород. Наиболее протяженные и богатые жилы, например жилы северо-восточного направления в кальдере Силвертон, приурочены к трещинам растяжения, более или менее радиальным по отношению к краю кальдеры, другие имеют диагональную или концентрическую ориентировку; вероятно, они были образованы в связи с расклинивающими усилиями или со скалывающими напряжениями во время опускания. Несколько богатых жил приурочено к крупным разломам и трещинам, образовавшимся при формировании грабена Юрика.

Некоторые особенно крупные жилы отрабатывались почти непрерывно на протяжении 9000 футов, а наибольшая глубина вертикальных выработок по продуктивным жилам превышает 2500 футов. Мощность жил достигает 50 футов, но в среднем составляет около 3—6 футов. Большинство жил падает круто, обычно под углом более 70°, но некоторые, так называемые «пологие жилы» падают положе (45—50°).

Большинство рудных «труб» представляет собой почти вертикальные, иногда ветвящиеся каналы, связанные с метасоматическими рудными залежами неправильной формы [6]. Они залегают главным образом в зоне кольцевых сбросов, локализуясь обычно в так называемых «рудных разрывах» (минерализованных трещинах), связанных с кольцевыми сбросами, или располагаясь на пересечении трещин различных направлений. Некоторые трубообразные тела встречены по краям и внутри вулканических трубок.

Большинство метасоматических рудных тел представляет собой неправильные по форме скопления вкрапленных руд в трещиноватых вулканических породах и более или менее плоские тела в слоистых глинистых сланцах, известняках, песчаниках, конгломератах и туфах; эти рудные тела встречаются как в вулканических, так и в подстилающих осадочных породах. Лишь немногие метасоматические залежи оказались экономически интересными, но недавно открытые пластообразные тела в подстилающих осадочных породах в рудном поле Теллурайд (*A* на фиг. 2) могут оказаться промышленными. Несколько метасоматических залежей в палеозойских известняках на контакте с изверженными породами, а также трубообразные рудные тела разведаны в районе Ред-Маунтин (*C* на фиг. 2), но добыча руды из них была незначительной.

Более продуктивны районы северо-западного [6, 23, 24] и западного [20] секторов, примыкающих к кальдере Силвертон (фиг. 3) с наиболее протяженными радиальными жилами и дайками. Отсюда следует, что куполообразование и развитие трещин растяжения, вызываемое некоторыми периферическими интрузивными телами, явились главными факторами в лока-

лизации рудных тел. Радиальные жилы и дайки сходятся в направлении к интрузивному телу Снеффелс, находящемуся примерно в 6 милях северо-западнее края кальдеры (фиг. 3). При небольших опусканиях или прогибании центральной части также могли происходить повторные приоткрывания серии трещин северо-западного простирания. Некоторые трещины занимают диагональное положение и изгибаются с приближением к краю кальдеры, как, например, жила Кэмп-Берд (2 на фиг. 3) и ее западное продолжение. В ряде случаев эти трещины могут оказаться коническими, образованными в результате взаимодействия концентрических скалывающих сил, возникавших в связи с опусканием блока кальдеры.

Варнес [22] в результате исследований района Анимас, к югу от Силвертона, установил, что там на треугольной площади со сторонами по 3—4 мили выделяются три системы разрывов: 1) система почти концентрических трещин, наблюдаемых на расстоянии до 2,5 мили от южного края кальдеры; 2) система трещин скалывания и связанных с ними трещин растяжения в западной части этой площади; 3) система трещин скалывания в восточной части площади. Поэтому Варнес считает более вероятным, что скалывающие напряжения были вызваны опусканием блока кальдеры, а не поднятием и радиальным растяжением. На самом деле большинство разрывов на этом участке занимает несколько более диагональное положение по отношению к краю кальдеры, чем трещины северо-западного сектора.

Разрывы северного и северо-восточного [8, 11] секторов кальдеры Силвертон связаны с системой меридиональных горстов и грабенов и с крупным грабеном Юрика, вытянутым в северо-восточном направлении и соединяющим кальдеры Силвертон и Лейк-Сити (фиг. 1, 3). Эти структурные направления пересекаются более или менее концентрическими кольцевыми сбросами кальдеры Силвертон. Жилы при этом изгибаются и местами приобретают сложную морфологию. Раскрытие трещин концентрической системы, вероятно, происходило в результате опускания центрального блока кальдеры (фиг. 2, 3). Возникновение грабена Юрика северо-восточного простирания и параллельных ему жил соседнего участка Минерал-Пойнт (фиг. 3), вероятно, связано с начальной стадией растяжения коры, сменившейся прерывистым опусканием главного блока грабена; в результате пласты вулканогенных пород по обе стороны главного грабена наклонены в направлении от его оси. Периодическое приоткрывание этих трещин в течение периода минерализации привело к образованию сложных жильных структур. Богатые рудные жилы группы Саннисайд залегают с северной стороны грабена Юрика близ пересечения главной зоны сбросов северо-восточного простирания разломом северо-западного простирания, который ограничивает опущенный блок центральной кальдеры (фиг. 3). Другие жилы в пределах центральной части кальдеры имеют иное направление, и для большей их части нелегко определить, формировались ли они в связи с процессами поднятия или опускания.

Выдержанная меридиональная жила, располагающаяся вдоль западной стороны кальдеры, очевидно, связана с западными кольцевыми сбросами. Это отчетливо выраженное нарушение, которое проходит через западную часть кальдеры и продолжается к северу за ее пределами, могло возникнуть также под влиянием какого-то скрытого структурного шва. Этот структурный шов в породах фундамента под третичными вулканогенными породами в общем представлен эрозионным границей между докембрийскими породами и падающими на запад палеозойскими и мезозойскими осадочными породами. Породы в пределах кольцевой зоны кальдеры шириной 2—3 мили претерпели интенсивное сольфатарное изменение. К этой же зоне приурочены многие трубообразные рудные тела.

Для понимания условий локализации жил в районе кальдеры Лейк-Сити требуется дополнительное изучение. Наблюдения в ходе разведочных работ

показывают, что в отличие от кальдеры Силвертон здесь система жил в основном не выходит за границы кальдеры. Эта особенность, по-видимому, может быть связана с малым числом интрузивных тел, развитых по периферии кальдеры.

Дорудная пропилитизация

Огромные объемы вулканических пород в самой вулканической депрессии Сан-Хуан и на несколько миль за ее пределами в различной степени пропилитизированы [16]. Это изменение усиливается с глубиной. В составе продуктов изменения устанавливаются переходы от кварц-хлорит-кальцитовой ассоциации до альбит-эпидот-хлоритовой, аналогичной роговикам.

Основные химические изменения, связанные с пропилитизацией, выражаются в привносе углекислоты, воды и местами серы; сера, однако, не представляется столь существенным компонентом, как при позже проявившемся сольфатарном изменении. Неадекватность химических данных не позволяет дать количественную оценку пропилитового изменения на глубину и по горизонтали отчасти вследствие различий в первоначальном составе пород, отчасти из-за несовершенства методики опробования. В общем устанавливается привнос CO_2 в количестве от нескольких десятых до 5% и примерно вдвое меньшего количества воды. При сравнении локальных вариаций продуктов изменения пород близкого состава выявляется, что железо и магний привносились в количествах, пропорциональных привнесенному CO_2. Обилие жил и микроскопических прожилков в измененных породах показывает, что продукты разложения мигрировали на небольшие расстояния; доказательства какой-либо региональной или зональной миграции отсутствуют.

Пропилитизация предшествовала процессам образования жил и привносу основной массы серы и металлов. Широкое распространение пропилитизации, которая связана с главными вулканическими структурными элементами и не зависит от трещин и вскрытых интрузивных тел, указывает на то, что пропилитовое изменение вызывалось глубинными агентами, вязанными с поствулканической эволюцией родоначальной магмы.

Изменения, связанные с рудообразованием

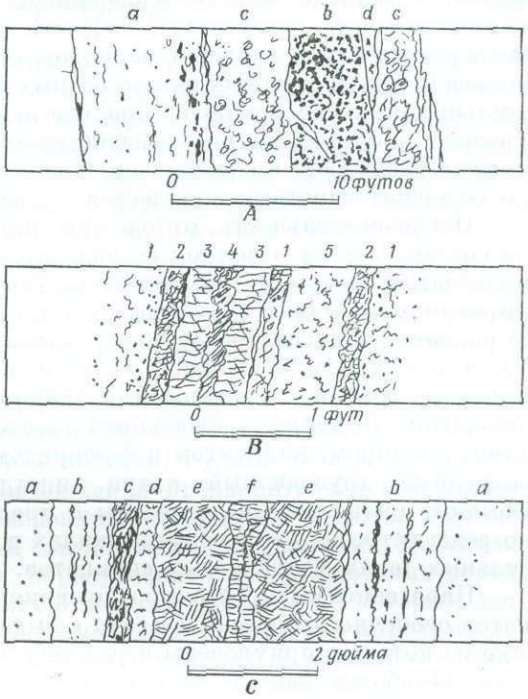
Измененные породы, генетически связанные с процессами рудной минерализации, обычно наблюдаются в полосе шириной от нескольких футов до десятков футов, развитой вдоль зальбандов рудных залежей. К типичным продуктам изменения, более или менее тесно связанным с формированием определенных рудных и жильных минеральных ассоциаций, в месторождениях жильного типа относятся пирит, кварц, серицит, глинистые минералы и хлорит. Пирит, хлорит и глинистые минералы местами встречаются также в срастании с жильным кварцем.

Родонит и родохрозит, замещающие минералы боковых пород около марганценосных жил, могут быть увязаны с этой специфической жильной минерализацией. Но во многих случаях наложение продуктов изменения в зальбандах жил, формировавшихся при неоднократном приоткрывании, вызывало целый ряд минеральных превращений, которые трудно сопоставить с определенными стадиями формирования жил.

Зоны сольфатарного изменения возникали в результате выноса значительной части породообразующих компонентов и привноса кремнезема и серы в различных пропорциях. Зоны силицификации особенно характерны для зальбандов трубообразных рудных залежей, на что будет обращено особое внимание ниже.

Строение и минеральный состав рудных тел

Строение и минералогию рудных тел лучше рассматривать совместно, так как парагенезисы минералов не могут считаться независимыми от структуры жилы в целом. Жильные рудные тела в большинстве случаев имеют сложное строение в связи с многократным отложением как одинаковых, так и совершенно различных ассоциаций рудных и жильных минералов (фиг. 4).



Ф и г. 4. Схематические зарисовки внутреннего строения сложных жил.

A — безымянная жила в районе Юрика, северо-восточная часть грабена: *a* — грубозернистый кварц с пиритом и более редким сфалеритом; *b* — главным образом сфалерит, халькопирит и галенит в срастании *c* кварцем (сульфидов — 50—70%); *c* — родонитовые полосы с тефроитом, фриделитом и карбонатом; *d* — кварц. *B* — жила Мендота, район Теллурайд, внешняя радиальная система жил [1]: *1* — вмещающие породы у контактов жилы, пиритизированные и серицитизированные; *2* (слева) — сфалерит с кальцитом; *2* (справа) — сфалерит и галенит; *3* — белый кварц; *4* — родохрозит; *5* — голубоватый кварц с тонковкрапленными сульфидами и сульфосолями; *C* — жила Лондон, район Верхний Анкомпагре, северо-восточная радиальная система жил [2]; *a* — вмещающая порода; *b* — кварц и халькопирит; *c* — тетраэдрит; *d* — кварц; *e* — галенит; *f* — кварц.

Текстуры минерального выполнения также значительно изменяются от одной стадии к другой — от равномерных срастаний рудных и жильных минералов до полосчатых и друзовых образований. Тонко- и среднезернистые срастания рудных и жильных минералов в общем более характерны для ранних стадий образования руд цветных металлов, но местами сульфиды могут быть обособлены в самостоятельных линзах или полосах без жильных минералов. Тонкополосчатые текстуры, как правило, более характерны для поздних стадий жильного выполнения, особенно в некоторых золото-кварцевых жилах.

Полиметаллические руды сложены пиритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом и теннантитом. В богатых серебряных рудах наряду с обычными сульфидами устанавливается повышенное содержание серебросодержащих теннантита, тетраэдрита и прустита. Основным источником серебра в рудных столбах был серебросодержащий теннантит, а появление больших количеств прустита считалось горняками признаком скорого выклинивания рудного столба. В некоторых золото-серебряных жилах постоянно присутствует арсенопирит. Теллуриды золота и серебра очень редко присутствуют в макроскопических выделениях, но они обнаруживаются микроскопически. Некоторые жилы, как, например, жила Поукипси-Галш в северном секторе кальдеры Силвертон (фиг. 2), отличаются наличием гнезд богатых серебряных руд, содержащих точно не диагносцированные сульфовисмутиты. В этих гнездах присутствуют и достоверно определенные матильдит, айкинит и серебросодержащий козалит [18].

Свободное золото в ассоциации с кварцем и местами с адуляром обычно выделялось в конце процесса минералообразования, но микроскопические выделения золота определены и в сульфидах ранних полиметаллических руд, которые обычно содержат небольшие количества золота, а также серебра.

Из нерудных минералов в жилах обычны кварц, барит, кальцит, местами анкерит и флюорит, все непосредственно связанные с отложением сульфидов. Комплекс марганецсодержащих жильных минералов, в который входят родонит, родохрозит, тефроит, аллеганит и фриделит, не связаны непосредственно с главным периодом отложения сульфидов и встречаются большей частью в относительно бедных рудных телах. Преобразование этих жильных минералов в более простые агрегаты родонита и кварца или родохрозита происходило под воздействием более поздних серебро- и золотоносных растворов, в связи с чем тела, сложенные этими минералами, нередко содержат заметные количества сульфидов.

Последовательность отложения минеральных ассоциаций в сложных по составу жилах в полном ее виде такова: 1) ранний вкрапленный и реже полосчатый кварц с тонкими полосами хлоритового материала и редким пиритом; 2) обычные сульфиды цветных металлов в массе жильного кварца; 3) родонит и другие марганцевые силикаты с низким содержанием кремнезема, редко сульфиды и крайне редко алабандин; 4) кварц или барит или оба минерала вместе с серебряными минералами и иногда родохрозитом или анкеритом; 5) кварц со свободным золотом, местами в ассоциации с сульфидами, адуляром, кальцитом и флюоритом. В некоторых жилах наблюдается безрудный друзовидный кварц, иногда сцементированный карбонатом. Обычные сульфиды представлены в продуктах всех стадий минерализации, но реже встречаются в поздних жилах и за некоторыми исключениями в отдельных телах марганцевых силикатов.

Парагенетические взаимоотношения в ассоциациях марганцевых силикатов особенно интересны в связи с выяснением генезиса этих тел, крупнейшие из которых приурочены к разлому Саннисайд и связанной с ним серии жил. Наиболее ранние выделения этих минералов представлены тонкими микроскопическими срастаниями фриделита и меньших количеств тефроита, что позволяет предполагать осаждение их за счет коагуляции из резко пересыщенных растворов. Эти ранние агрегаты, за исключением отдельных реликтовых участков, замещались более грубозернистым кристаллическим аллеганитом, а затем вдоль трещин и вокруг друз родонитом, что указывает на привнос кремнезема последующими токами растворов. В некоторых участках за счет локального привноса CO_2 образовался родохрозит. Силикаты с малым содержанием кремнезема — тефроит, аллеганит и фриделит,— по-видимому, отлагались только в открытых полостях: они никогда не наблюдаются как продукты замещения кварца или боковых пород. Родонит же обычно развивается метасоматически за счет силикатов боковых пород или кварца. Указанные соотношения показывают, что различные жильные марганцевые силикаты раннего периода кристаллизации образовались из растворов, относительно недосыщенных кремнеземом по сравнению с марганцем. Это отвечает резкому изменению условий, характерных как для предшествующего отложения сульфидов с обильным кварцем, так и для последующих стадий образования кварца и сульфидов. Во многих жилах, особенно в жилах средней мощности, обычно ассоциируют преимущественно с кремнийсодержащими жильными минералами только родонит или родохрозит; если бы эти ассоциации характеризовались сходной эволюцией, то они должны были бы встречаться на глубине или минералы ранних стадий были бы полностью переработаны. Возможно также, что ранние стадии проявились только в определенных участках, но такое предположение маловероятно.

По взаимоотношениям минеральных ассоциаций руды трубообразных залежей резко отличаются от типичных третичных жил. Сульфиды в этих залежах обособляются в самостоятельные тела без жильной минерализации, за исключением небольших количеств барита, флюорита или минералов, образующихся при разложении пород (серицит, глинистые минералы). Кварц редко встречается в сульфидных телах. Энаргит, столь редкий для жильных месторождений, обычен в медных рудах трубообразных залежей. Здесь же широко распространены сульфосоли меди и серебра, местами встречается штромейерит.

Трубообразные рудные тела отличаются от жильных и по условиям залегания. Трубы обычно располагаются среди сильно осветленных и подвергшихся сольфатарному изменению вулканических пород краевых зон кальдеры. Здесь на больших площадях породы превращены в агрегат кварца, диккита и других глинистых минералов — пирофиллита, зуниита, диаспора и алунита. Очевидно, все первичное железо перешло в пирит. Краевые зоны кальдеры, кроме того, пронизаны большим количеством субвулканических тел кислого состава и брекчиевых трубок, указывающих на то, что на небольшой глубине в основании этих зон, вероятно, залегают кольцевые интрузивы. Общая обстановка позволяет предполагать, что с этими интрузивами может быть связана современная деятельность фумарол и горячих источников.

В процессе мощного изменения, ассоциирующего с трубами, в близповерхностных условиях породы выщелачивались и образовывались разветвляющиеся каналы и трубоподобные полости. Рудные тела в этих структурах формировались посредством выполнения предварительно выщелоченных участков и путем замещения измененных пород около каналов. Кремнезем, выщелоченный из пород, местами слагает шапки над трубами. Переотложение кварца и других компонентов, образующихся при разложении пород, приводило к закупориванию выходных отверстий каналов, по которым двигались гидротермальные растворы, производящие изменение пород; последующее возрастание давления в закупоренных каналах со временем обеспечивало возможность выхода рудоносных растворов в участки выщелачивания, а в связи с постепенным уменьшением давления, температуры и потерей газовой составляющей происходило отложение сульфидов.

Генезис рудных месторождений

Некоторые особенности вмещающей среды, минеральных образований и последовательности формирования слагающих их минеральных ассоциаций интересны как свидетельства связи формирования месторождения с поздними стадиями вулканической деятельности. Решение этого вопроса поможет установить источник агентов рудной минерализации и изменения пород [12]. С конечными стадиями вулканизма могла быть связана самая ранняя гидротермальная деятельность, предшествовавшая рудообразованию, на что указывают следующие обстоятельства: 1) наиболее интенсивные поздние вулканические извержения, образовавшие пепловые покровы, очевидно, связаны с близповерхностными резервуарами кислой по составу магмы, обогащенной активными летучими; 2) сохранившаяся материнская магма основного состава, из которой образовались известные диоритовые и габбровые штоки [17, 24], по-видимому, была обогащена двуокисью углерода по сравнению с изверженными кислыми дифференциатами [16]; 3) при охлаждении и постепенной кристаллизации этих материнских магм под покрышкой трещиноватых вулканических пород могли создаваться определенные осмотические условия, когда из этих резервуаров выносились летучие, более подвижные, чем CO_2. Давления растворенных газов при таких условиях, как известно, очень высоки, и это может быть объяснением того,

что ранние кластические инъекции с обломками пород основания проникали по трещинам после интрузивных даек, но до образования жил; 4) закупоривание ранних трещин кластическими дайками должно было способствовать поддержанию давления газов на глубине и определять их широкое проникновение в покрышку вулканических пород; 5) возможная карбонатизация вмещающих пород на глубине могла местами привести к их десиликации и выделению таких количеств кремнезема, которых достаточно для образования ранних жил безрудного кварца, а также, вероятно, и кварца рудных жил.

Приоткрывание трещин и их выполнение происходило неоднократно в процессе образования руд цветных металлов, но наиболее значительное приоткрывание почти везде следовало за стадией образования кварца, сопутствующего полиметаллическим рудам. Особенно четко это проявилось в участках, прилегающих к главным сбросам грабена Юрика. Данные участки характеризуются также широким развитием силикатов марганца. Поступление марганценосных растворов с низкими концентрациями кремнезема на этой стадии могло быть связано с фракционированием остаточных растворов ранней пропилитовой и карбонатной стадий изменения пород. Резкое снижение давления в корневых частях сбросов и трещин могло привести к притоку растворов из боковых пород и верхних частей консолидированных интрузивных тел, аналогичному, но значительно менее интенсивному, чем при более раннем внедрении кластического материала. Концентрация марганца в этих поздних растворах могла определяться несколькими физическими и химическими факторами: 1) отделение газов могло приводить к фракционированию каких-то остаточных растворов, двигавшихся в направлении зон повышенной трещиноватости и дробления; в углекислых растворах концентрация марганца могла возрастать за счет растворения карбонатов при уменьшении давления CO_2; 2) образование эпидота и хлоритов, а также и окислов железа должно было связывать железо и магний; 3) низкое содержание кремнезема в марганценосных растворах отчасти может быть объяснено также предшествующей десиликацией некоторых пород на глубине при их карбонатизации. Предложенная схема образования марганценосных растворов в значительной мере должна объяснить и крайне низкое содержание сульфидов в минеральных образованиях, сформированных на небольшой глубине. Главным источником серы и металлов могли быть глубинные очаги материнской магмы основного состава. Новые порции металлоносных растворов поступали после возобновления небольших трещинных деформаций и слабого дробления марганецсодержащих жильных минералов.

Гипогенное и гипергенное обогащение руд

В пределах доступных для обозрения глубин некоторые серебро-медные рудные столбы, по-видимому, образованы за счет нижележащих жил с убогим содержанием цветных металлов. Возникает вопрос, какие из рудных столбов сформированы при простом зональном отложении руд, а какие при гипергенном или гипогенном обогащении посредством фракционирования и переотложения компонентов нижележащих руд? Микроскопическое, текстурное и полевое изучение руд Бастином [3], Келли [8], Мелманом [4] и Бербанком [6] указывают, что руды подверглись интенсивной перекристаллизации и замещению, но имеют гипогенное происхождение. Существует общее мнение, что большинство крупных рудных тел, обогащенных сульфосолями серебра и сереброносными медными минералами, имеет гипогенное, а не гипергенное происхождение. Размещение некоторых из этих богатых рудных столбов над цинково-свинцовыми телами с очень низкими содержаниями серебра и меди позволяет отдать предпочтение гипотезе перекристал-

лизации первичной руды, селективного выщелачивания и избирательного растворения минералов жил. Перекристаллизация ранее отложенного жильного материала происходила при возобновлении приоткрывания жил и последующем просачивании минерализующих растворов. Перекристаллизация, связанная со снижением температуры и давления, должна также способствовать фракционированию (в конечном итоге переотложению) меди и серебра в комплексных соединениях раствора. Некоторые доказательства перекристаллизации жильных сфалеритов следуют из содержаний в них железа и элементов-примесей. Крайние различия в содержании железа, не увязывающиеся с минеральными ассоциациями и вмещающей средой, отмечены в ряде несистематично отобранных образцов сфалерита. Хиллебранд [15] сообщает об аналогичных результатах, основываясь на значительно более систематическом опробовании жилы Блэк-Бир на руднике Идарадо. Он предполагает, что одной из причин спорадических колебаний содержания железа в сфалеритах являлась их перекристаллизация по мере снижения энергетических условий.

Неоднократное возобновление процессов жилообразования и перекристаллизации показано на примере кварца и других жильных минералов, в частности силикатов марганца; многократно проявлялось и замещение. Представляется маловероятным, чтобы обычные сульфиды, по общему мнению, легче перекристаллизовывающиеся, чем жильные минералы, могли быть вынесены при последующем прохождении минерализующих растворов.

В некоторых участках гипергенное обогащение жил установлено, но оно, по-видимому, ограничено очень небольшими глубинами. Процессы окисления и выщелачивания в общем развивались одновременно с эрозией. Гипергенное происхождение имеют мало распространенные самородное серебро, аргентит, сажистый халькозин, иногда карбонаты и сульфаты свинца, цинка и меди.

ЛИТЕРАТУРА

1. Purington C. W., Preliminary report on the mining industries of the Telluride quadrangle, Colorado, U.S. Geol. Surv. 18th Ann. Rept., pt. 3, 745—850, 1898.
2. Ransome F. L., A report on the economic geology of the Silverton quadrangle, U.S. Geol. Surv. Bull., **182**, 1—265, 1901.
3. Bastin E. S., Silver enrichment in the San Juan Mountains, Colorado, U.S. Geol. Surv. Bull., **735**, 65—129, 1923.
4. Moehlman R. S., Ore deposition south of Ouray, Colorado, Econ. Geol., **31**, 377—397, 488—504, 1936.
5. Burbank W. S., Structural control of ore deposition in the Uncompahgre district, Ouray County, Colorado, U.S. Geol. Surv. Bull., 906-E, 189—265, 1940.
6. Burbank W. S., Structural control of ore deposition in the Red Mountain, Sheffels, and Telluride districts of the San Juan Mountains, Colorado, Colo. Sci. Soc. Pr., **14**, № 5, 141—261, 1941.
7. Varnes D. J., Burbank W. S., Lark mine, Cement Creek area, San Juan County, Colorado, Colo. Mining Assoc. Yearbook, 36—37, 1945.
8. Kelley V. C., Ore deposits and mines of the Mineral Point, Poughkeepsie, and Upper Uncompahgre districts, Ouray, San Juan, Hinsdale Counties, Colorado, Colo. Sci. Soc. Pr., **14**, 287—466, 1946.
9. Burbank W. S., et al., The San Juan region, in Vanderwilt J. W.. Editor, Mineral resources of Colorado, State of Colo. Mineral Res. Bd., 396—446, 1947.
10. Eckel E. B., Geology and ore deposits of the La Plata district, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 219, 179, 1949.
11. Hazen S. W., Jr., Lead-zinc-silver in the Poughkeepsie district and part of the Uncompahgre and Mineral Point districts, Ouray and San Juan Counties, Colorado, U. S. Bur. Mines R.I., 4508, 1—110, 1949.
12. Burbank W. S., Problems of wall-rock alteration in shallow volcanic environments, in Applied geology, a symposium, Colo. School Mines Quart., **45**, № 1B, 287—319, 1950.
13. Burbank W. S., The Sunnyside, Ross Basin, and Bonita fault systems and their associated ore deposits, Colo. Sci. Soc. Pr., **15**, № 7, 285—304, 1951.

14. Larsen E. S., Jr., Cross W., Geology and petrology of the San Juan region, southwestern Colorado, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 258, 1—303, 1956.
15. Hillebrand J. R., *The Idarado mine, New Mexico Geol. Soc., 8th Field Conf.*, Guidebook, 176—188, 1957.
16. Burbank W. S., Pre-ore propylitization, Silverton caldera, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 400-B, B12—B13, 1960.
17. Burbank W. S., Luedke R. G., *Origin and evolution of ore and gangue-forming* solutions, Silverton caldera, San Juan Mountains, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 424-C, C7-C11, 1961.
18. Eckel E. B., Minerals of Colorado — A 100-year record, U. S. Geol. Surv. Bull., 1114, 1—399, 1961.
19. Luedke R. G., Burbank W. S., Geology of the Ouray quadrangle, Colorado, U.S. Geol. Surv. Geol. Quad. Map CQ—152, 1 : 24 000, 1962.
20. Vhay J. S., Geology and mineral deposits of the area south of Telluride, Colorado, U.S. Geol. Surv. Bull., 1112-G, 209—310, 1962.
21. Tweto O., Sims P. K., Precambrian ancestry of the Colorado, mineral belt, Geol. Soc. Amer. Bull., 74, 991—1014, 1963.
22. Varnes D. J., Geology and ore deposits of the South Silverton mining area, San Juan County, Colorado, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 378-A, 1—56, 1963.
23. Burbank W. S., Luedke R. G., Geology of the Ironton quadrangle Colorado, U.S. Geol. Surv. Geol. Quad. Map CQ-291, 1 : 24 000, 1964.
24. Burbank W. S., Geology of the Telluride quadrangle, Colorado, U.S. Geol. Surv. Geol. Quad. Map CQ-504, 1 : 24 000, 1966.

16

РУДНЫЙ РАЙОН КЕР-Д'АЛЕН, ШТАТ АЙДАХО

С. У. Хоббс, В. С. Фриклунд мл.

На рудных месторождениях района Кер-д'Ален, находящегося в северной части штата Айдахо, за период с 1884 по 1965 гг. добыто 6,9 млн. т свинца, 2,45 млн. т цинка, 112 тыс. т меди и около 20 тыс. т серебра.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Типы горных пород

Район Кер-д'Ален сложен преимущественно первично осадочными породами, относящимися к докембрийской серии Белт. Мощность этих образований в пределах района составляет по меньшей мере 21 000 футов; основание этой толщи не вскрыто, неизвестна и величина эродированной части. Первично осадочная толща прорвана несколькими небольшими монцонитовыми штоками мелового возраста, которые вытягиваются вдоль линии север-северо-восточного направления около города Уоллас, а также более широко распространенными лампрофировыми и диабазовыми дайками предположительно третичного возраста. Некоторые дайки более кислого состава, вероятно, связаны с ранее упомянутыми монцонитовыми штоками.

Все осадочные породы образованы тонкозернистым, преимущественно кластическим материалом, степень регионального метаморфизма невысокая. Состав пород может меняться от аргиллитов, глинистых сланцев и филлитов до настоящих кварцитов, но наиболее распространены породы промежуточного состава. В верхней части разреза в породах содержится осадочный карбонатный материал, который иногда оказывается настолько обильным, что такие породы приходится называть известняками или доломитами. В общей стратиграфической колонке выделяется шесть формаций, перечисленных в возрастной последовательности в табл. I; там же дается их характеристика и указывается степень рудоносности.

Меловые монцонитовые интрузивы (два крупных тела и несколько мелких) известны под местным названием штоков Джем. Площадь их выхода на поверхность составляет примерно 4 кв. мили. Порода в основном представлена монцонитом или кварцевым монцонитом, но встречаются и другие разности — от сиенитов до диоритов. Сиенитовые фации развиты преимущественно в южном из двух главных интрузивных тел, а диориты установлены лишь в краевых частях обоих штоков. Контакты штоков с восточной стороны обычно крутые, иногда даже опрокинутые; западные контакты залегают с более пологим падением на запад. Особенности геометрии контактов монцонитовых штоков удалось детально изучить в многочисленных подземных горных выработках.

Внедрение диабазовых и лампрофировых даек, по-видимому, связано с двумя различными периодами интрузивной деятельности, а потому эти два типа пород легко различаются при полевых исследованиях. Однако в отдельных случаях породы настолько похожи друг на друга или настолько

Таблица I

Особенности пород серии Белт в районе Кер-д'Ален; стратиграфические подразделения по Хоббсу и др. [17]

Группа	Формация		Литология	Мощность, футы	Рудоносность
Мизула	Формация Страйпт-Пик		Переслаивание кварцитов и аргиллитов, иногда с песчанистыми доломитами. Цвет розовато-серый до зеленовато-серого. Следы ряби, трещины усыхания. Верхи эродированы	1 500+	*Отсутствует*
Равалли	Формация Уоллас	Верхняя часть	Средне- и тонкополосчатые зеленовато-серые аргиллиты. В средней части с песчанистыми доломитами и известняками	4 500—4 600	Имеется, но ограниченная
		Нижняя часть	Светло-серые доломитистые кварциты с пропластками зеленовато-серых аргиллитов. Знаки ряби, трещины усыхания		
	Формация Сент-Ридж-жис	Верхняя часть	Светлые серовато-желтые и зеленовато-серые аргиллиты, тонкополосчатые, с редкими карбонатными прослоями	1 400—2 000	Имеется
		Нижняя часть	Постепенный переход от толстослоистых чистых кварцитов в основании до переслаивания аргиллитов с кварцитами вверху. Характерен красновато-фиолетовый цвет; аргиллиты серо-зеленые, с редкими карбонатными прослоями. Обычны знаки ряби, трещины усыхания, осадочная брекчия		
	Кварциты Реветт		Толстослоистые стекловатые кварциты светлого желтовато-серого до белого цвета. Выше и ниже переходят в загрязненные кварциты. Обычна косая слоистость	1 200—3 400	Имеется
	Формация Берк		Светлые зеленовато-серые загрязненные кварциты, иногда чистые розоватые и желтовато-серые. Знаки ряби, волноприбойные знаки, псевдоконгломераты	2 200—3 000	Имеется
	Формация Причард	Верхняя часть	Переслаивание серых и кварцитовидных аргиллитов со светло-серыми загрязненными и чистыми кварцитами. Иногда с трещинами усыхания и знаками ряби	12 000+	Имеется
		Нижняя часть	Тонко- и толстослоистые серые аргиллиты и кварцитовидные аргиллиты, иногда полосчатые. Обильный пирит. Несколько невыдержанных зон кварцитов. Основание не вскрыто		

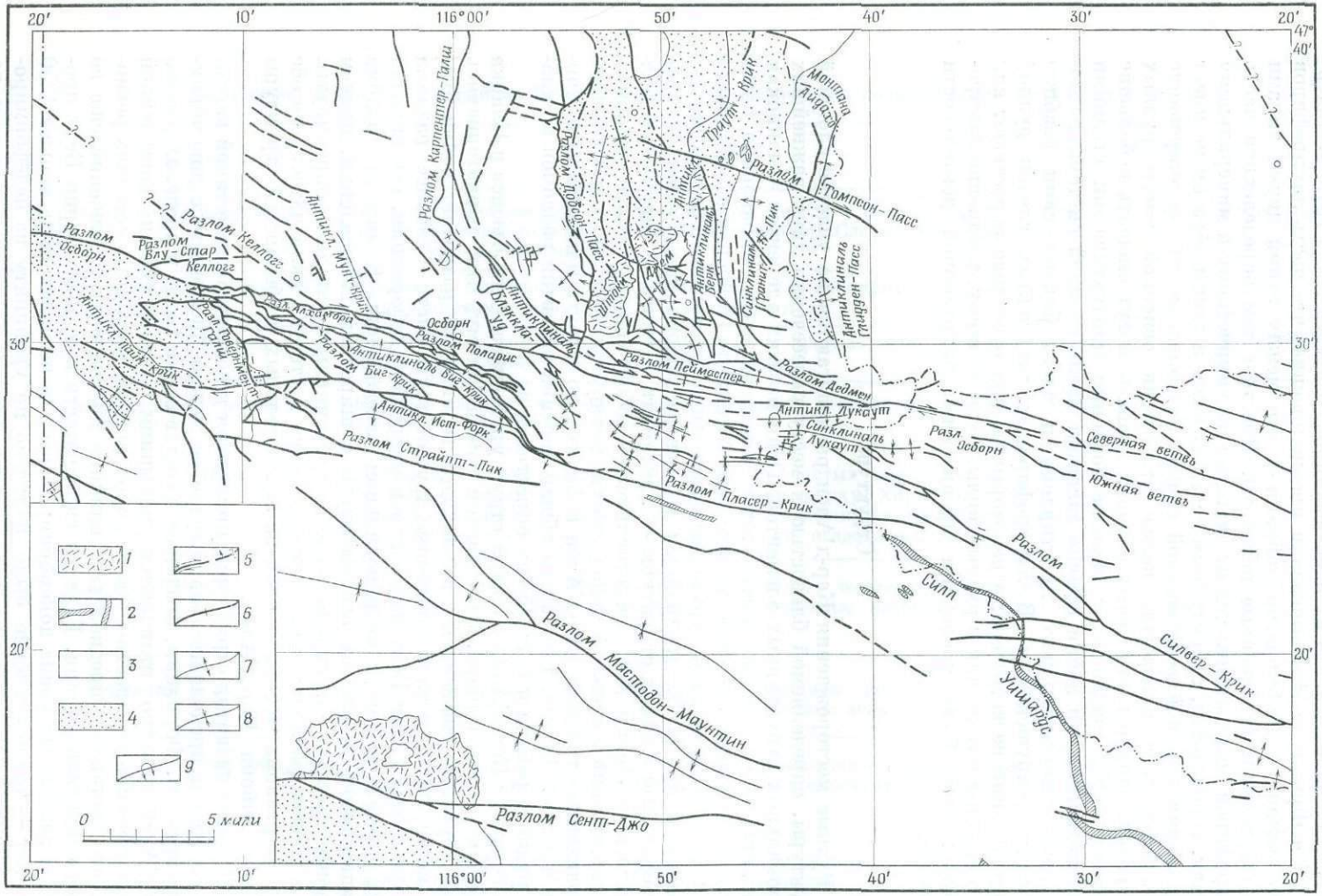
выветрелы и изменены, что их идентифицировать чрезвычайно трудно. Андерсон [9] и Фриклунд [16] высказали предположение, что часть лампрофиров тесно связана с диабазовыми дайками и что между этими двумя типами пород возможны постепенные переходы. Вместе с тем определенная часть лампрофиров резко отличается от диабазов по химическому и минеральному составу, зернистости, структурным соотношениям и таким образом не имеет с диабазами никакой генетической связи. Установлено, что формирование диабазовых даек произошло позже отложения основной массы рудных минералов, однако в отдельных случаях диабазы могут вмещать небольшие скопления руд, связанных с самыми поздними продуктивными стадиями минерализации. Эти дайки обычно залегают вдоль главной системы разломов запад-северо-западного простирания и часто бывают сами разбиты сколовыми нарушениями. В лампрофировых же дайках следов рудной минерализации не встречено, а некоторые из них отчетливо пересекают как монцонитовые штоки, так и рудные жилы. Судя по всему, внедрение лампрофировых даек было последним проявлением интрузивной деятельности в районе.

Структура

Рудные месторождения Кер-д'Ален располагаются на участке сложной структуры, определяемой близостью к месту пересечения двух важнейших региональных структурных элементов. Один из этих элементов — широкая антиклинальная складка, вытянутая в меридиональном направлении почти от самой северной оконечности батолита Айдахо до Кимберли в Британской Колумбии. Частью этой структуры является антиклиналь Траут-Крик (по Гибсону и др. [11]), проходящая на севере района Кер-д'Ален. Второй региональный элемент структуры — линеамент Льюис-энд-Кларка (по Биллингслею и Локку [8]), представляющий собой мощную серию разломов, зон скалывания и сложной складчатости, вытянутую в восток-юго-восточном направлении от города Кер-д'Ален в Айдахо до округа Филипсберг в Монтане и далее. На фиг. 1 показана общая картина развития разломов и складок рудного района и ближайших окрестностей.

В районе Кер-д'Ален главной структурой линеамента Льюиса и Кларка является разлом Осборн. Этот разлом важен потому, что, характеризуясь правосторонним смещением с амплитудой 16 миль, он разделяет район рудных месторождений на две отличные друг от друга части. Севернее разлома Осборн толщи серии Белт подверглись умеренной деформации, оси складок здесь ориентированы в меридиональном направлении. К югу от разлома складки более сжаты, их оси вытянуты в широтном направлении, причем северные крылья этих складок залегают вертикально или даже опрокинуты. Такое резкое различие в ориентировке осей и степени складчатости по обе стороны разлома Осборн — одна из замечательных особенностей структуры рудного района Кер-д'Ален.

История развития структуры, приведшая к возникновению такой картины, сложна и продолжительна, начало ее можно проследить с докембрийского времени. Формации, входящие в состав серии Белт, в пределах района Кер-д'Ален заметно отличаются меньшими мощностями и повышенной литологической контрастностью от пород того же возраста в соседних регионах, что заставляет предполагать влияние тектонических движений еще во время осадконакопления. Главная складчатость в породах серии Белт произошла задолго до конца докембрия; возраст ее не может быть меньше 1250 млн. лет — такое значение было получено по ураниниту из недеформированных жил, пересекающих крутонаклоненные и опрокинутые толщи на участках рудников Саншайн и других к югу от разлома Осборн (Стиф и Стерн, письменное сообщение, 1956). К тому же раннему периоду относится возник-



Ф и г. 1. Структурное положение района Кер-д'Ален в Айдахо.

1 — монцониты, гранодиориты и другие связанные с ними породы; *2* — диабазы и диориты; *3* — серия Белт, все формации выше формации Причард; *4* — формация Причард серии Белт; *5* — разломы и направление их падения (прерывистая линия — примерное положение, с вопросительным знаком — положение неопределенное, знак плюс — поднятый блок, знак минус — опущенный, стрелки показывают относительное горизонтальное перемещение); *6* — вертикальный разлом; *7* — антиклиналь; *8*—синклиналь; *9* — опрокинутая антиклиналь.

новение некоторых взбросов. Последующие события включали в себя новую складчатость, изгибание и нарушение ранее образованных складок, несколько периодов сложной складчатости, шесть периодов минерализации и почти в завершение истории развития структуры — крупнейшие сдвиговые перемещения по разломам, происшедшие, по-видимому, в начале третичного времени.

Главную роль в структуре района Кер-д'Ален играют разломы: только путем детального изучения их можно выяснить историю геологического развития и закономерности локализации рудных тел и месторождений. Разломами и трещинами контролируется положение рудных жил: зоны разломов и трещин с повышенной проницаемостью служили не только подводящими каналами, но и являлись местом отложения рудных минералов. Непроницаемая тектоническая глинка, развитая в некоторых разломах, могла подпруживать гидротермальные растворы; послерудные разломы пересекают и смещают рудные тела. Сам район разбивается многочисленными разломами на сложную систему блоков и тектонических пластин, причем на каждый разлом, устанавливаемый по поверхностным обнажениям, приходятся сотни других (часто с небольшими амплитудами перемещения), видимых только в подземных горных выработках. Многие разломы прослеживаются по простиранию на десятки миль, а амплитуды перемещения по ним измеряются милями. Конфигурация ранних складок этими разломами сильно искажается: даже крупнейшие складки делятся разломами на блоки, отстоящие друг от друга на расстояние нескольких миль. При подвижках по разломам, секущим крупные складки, возникают структуры волочения и резкого искривления крыльев. Строение района месторождений Кер-д'Ален в целом очень сложно, но отдельные его участки характеризуются вполне определенными особенностями.

Между разломами Осборн и Пласер-Крик — субпараллельными нарушениями, проходящими на расстоянии 3—4 миль одно от другого,— развиты многочисленные разломы, ориентированные в северо-западном направлении, по диагонали к двум главным разломам и как бы связывающие их друг с другом. Эти диагональные разломы в большинстве своем круто падают на юго-запад; часть их является взбросами, прочие сбросами или сдвигами.

К северу от разлома Осборн выделяются две серии дополнительных разломов; одна запад-северо-западного простирания, субпараллельного самому разлому Осборн, и вторая меридионального направления. Обе названные серии разломов частично накладываются друг на друга. Эта область делится на две примерно равные части разломом Добсон-Пасс, отходящим на север от разлома Осборн и отличающимся от прочих разрывов элементами залегания (западное падение под углом 30°), а также сбросовым характером перемещения с амплитудой по меньшей мере 1400 футов. В нескольких милях к западу от сброса Добсон-Пасс проходят разломы Карпентер-Галш и Блэкклауд, которые тоже полого падают к западу, но представляют собой надвиги. Многие другие разломы меридиональной системы имеют крутое падение и могут быть взбросами или сбросами. Разломы запад-северо-западного простирания более многочисленны, но, как правило, менее выдержанны и характеризуются меньшими амплитудами перемещения. Плоскости сместителей залегают круто, направление подвижек — взбросовое, сбросовое или сдвиговое.

Среди всего многообразия разломов района Кер-д'Ален в возрастной последовательности можно выделить следующие группы: а) относительно пологие надвиги; б) ранние крутопадающие взбросы и сбросы; в) сдвиги и связанные с ними сбросы; г) поздние сбросы. По некоторым из разломов, вероятно, происходили повторные подвижки в связи с изменением характера или направления перемещения. Некоторые поздние сбросы смещают рудные жилы на очень небольшие расстояния.

Гидротермальная минерализация района тесно связана с продолжительной и сложной историей развития структуры, а потому и сама является длительной и сложной, начинаясь в докембрии и заканчиваясь в третичное время. Однако формирование главных свинцово-цинково-серебряных рудных тел началось вскоре после внедрения нижнемеловых монцонитов и, повидимому, практически закончилось к началу третичного периода. Выявлено шесть главных эпизодов рудообразования, связанных с движениями по пологим надвигам, с некоторыми крутопадающими взбросами и сбросами, а также с ранними фазами сдвиговых перемещений. Разломы, связанные со сбросовыми и сдвиговыми подвижками поздних фаз деформации, пересекают и смещают рудные жилы и центры гидротермальной минерализации.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Общая характеристика и классификация жил

Несмотря на то что отдельные жилы и рудные столбы обладают довольно простым минеральным составом, общие закономерности распространения минерализации достаточно сложные. Установлено три этапа минерализации, значительно отстоящие друг от друга во времени: позднедокембрийский, верхнемеловой и третичный. Каждый из этих этапов минерализации включает один или несколько дискретных периодов, стадий или подстадий рудообразования. Локализация оруденения в течение всей геологической истории района определялась тектоникой. На отдельных участках могут быть выявлены рудные тела, связанные только с одним периодом минерализации или даже с одной стадией. В других местах минерализация двух и более периодов или стадий может совмещаться в одной жильной системе или даже в одном рудном столбе.

Из-за столь сложного характера распространения рудной и жильной минерализации рудные тела Кер-д'Ален классифицировать трудно. В идеале такая классификация должна разграничивать периоды рудообразования и типы жил, сформированных в течение этих периодов. Относительно просто оказалось расчленить самый ранний и поздний периоды минерализации. С главным периодом рудообразования дело обстоит сложнее. Любая жила, сформированная в главный период минерализации, может быть образована в течение нескольких стадий рудоотложения и сложена материалом, поступившим не из одного, а из нескольких источников, так что простая классификационная номенклатура здесь невозможна. Было бы нежелательным и неправильным относить галенитовые жилы к гипотермальным или сфалеритовые к мезотермальным, поскольку термины «гипотермальный» и «мезотермальный» не имеют особого смысла в приложении к большинству жил главного периода минерализации. Соответственно в предлагаемой систематизации (табл. II) гидротермальные образования разделяются по периодам и стадиям минерализации в последовательности от самых ранних к поздним. При этом, конечно, возможны взаимные перекрытия нескольких стадий или, наоборот, значительные перерывы между ними, даже если минерализация этих стадий проявлена в одних и тех же жильных системах. С названными стадиями главного, верхнемелового периода минерализации связано более 98% извлекаемых металлов.

В Кер-д'Ален рудные залежи главного периода минерализации представлены в основном метасоматическими жилами крутого падения с простым минеральным составом. Промышленное значение руд связано главным образом с галенитом, сфалеритом и тетраэдритом, другие минералы играют меньшую роль, хотя встречаются на отдельных участках в заметных количествах. Мощность большинства жил находится в пределах от долей дюйма до

Таблица II

Последовательность минералообразования в районе месторождений Кер-д'Ален

Докембрийские минеральные образования
- Вкрапленность арсенопирита и пирита
- Гидротермальное изменение (выщелачивание) вмещающих пород
- Ураноносные жилы

Верхнемеловые минеральные образования — главный период минерализации
- Перекристаллизация вмещающих пород (кварц)
- Силикатные стадии (биотит, гранат, амфиболы)
- Карбонатная стадия
- Баритовая стадия
- Стадии окислов железа (гематит, магнетит)
- Сульфидные стадии
  - Пиритовая стадия
  - Арсенопиритовая стадия
  - Сфалеритовая стадия
  - Тетраэдрит-халькопиритовая стадия
  - Галенитовая стадия
  - Стадия поздних сульфосолей

Третичные минеральные образования
- Жилы, сформированные в первый период минерализации
  - Сфалерит-галенитовые жилы
- Жилы, сформированные во второй период минерализации (различаются стадии кварцевая, карбонатная, шеелитовая, сульфидная)
  - Антимонитовые жилы
  - Антимонит-шеелитовые жилы
  - Золото-шеелитовые жилы
- Жилы, сформированные в третий период минерализации
  - Кварц-доломит-арсенопиритовые жилы с золотом
- Жилы, связанные с прочими периодами минералообразования
  - Кварцевые жилы
  - Кальцит-пиритовые жилы

10 футов, но иногда превышает названное максимальное значение в несколько раз. В некоторых местах встречаются серии тесно сближенных рудных прожилков или маломощных жил, образующие вместе промышленные рудные тела шириной до 100 и более футов. Отдельные интервалы жил могут быть сложены только сульфидными рудами совершенно без жильных минералов; в таких случаях рудные столбы занимают всю структуру и при выклинивании сменяются неминерализованными трещинами. Вместе с тем рудные столбы могут быть представлены сульфидной минерализацией, сопровождающейся жильными минералами, такими, как силикаты, сидерит или пирротин, которые могут слагать жильное выполнение на больших интервалах за пределами рудных столбов. Длина отдельных рудных столбов колеблется от нескольких десятков футов до 4000 футов и более; после детальной разведки оказалось, что некоторые из них еще более протяженные. Размеры рудных столбов по падению обычно в несколько раз превышают длину по простиранию; склонение рудных столбов в плоскости жил, как правило, составляет 70—90°. Во многих случаях рудные столбы контролируются мощными трещинными зонами или зонами скалывания, даже если эти зоны сами по себе не минерализованы. Поэтому такие зоны прослеживают непрерывно с целью обнаружения в них новых рудных столбов.

Локализация жил и рудных тел. Рудные пояса

Установлено, что в районе Кер-д'Ален закономерности размещения многих сотен рудных и безрудных жил, связанных с главным периодом свинцово-цинково-серебряной минерализации, непосредственно зависят от

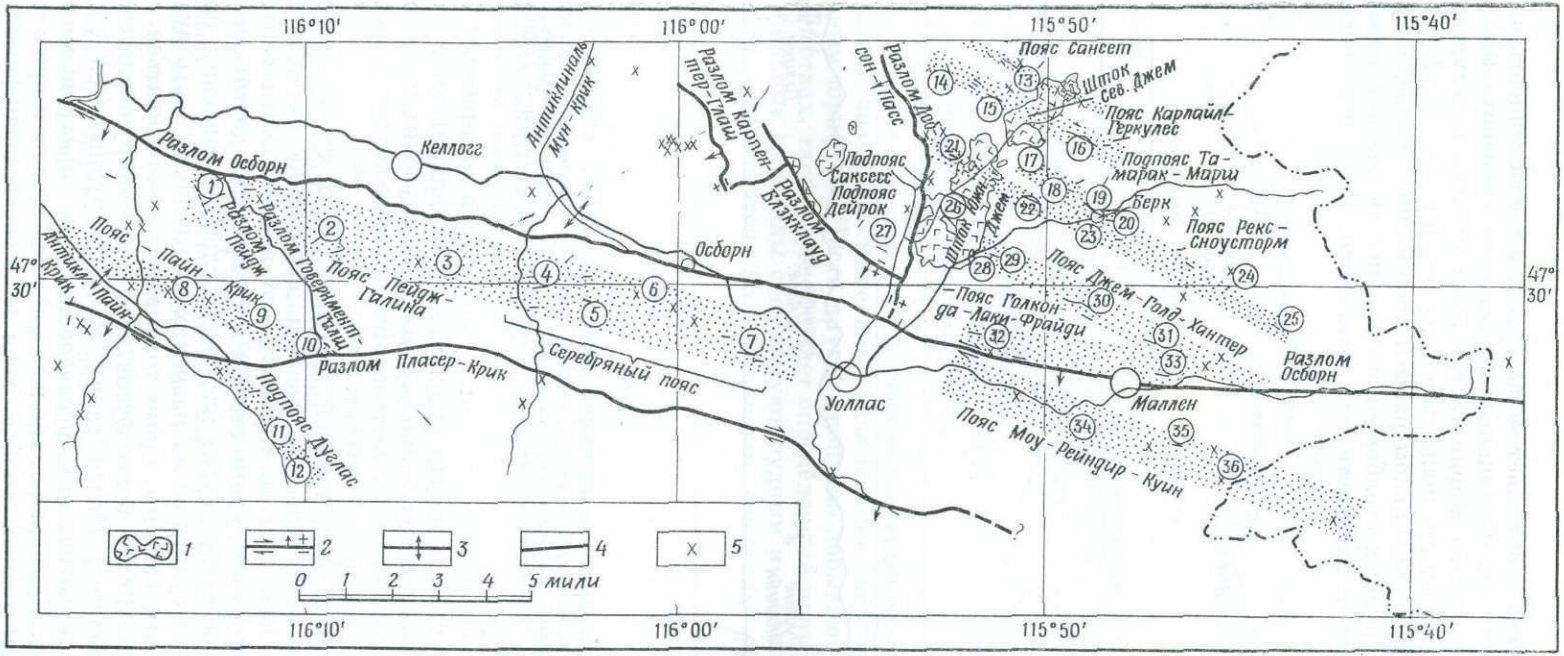
происхождения этих жил. Выявление такой закономерности позволило выдвинуть важную концепцию, направляющую ныне поисково-разведочные работы. В пределах двух главных рудных участков: Маллан — Берк — Найнмайл к северу от разлома Осборн и Силвер-Белт — Келлогг — Пайн-Крик к югу от того же разлома — важнейшие рудные жилы в общем приурочены к нескольким четко выраженным, почти прямолинейным параллельным или субпараллельным рудным поясам, которые, за двумя исключениями, ориентированы в северо-западном (295°) направлении. Всего на площади района выделено 12 таких рудных поясов и подпоясов (фиг. 2). Линдгрен [1] в свое время видел здесь лишь три пояса, а Эммонс [10] указал на существование большинства рудных поясов к северу от разлома Осборн, но никак их не комментировал.

Возникновение рудных поясов связано со структурными особенностями района. Эти пояса определяются развитием жил — рудных и безрудных,— приуроченных к трещинам и сколам обычно с малой амплитудой перемещения. Положение и ориентировка рудных поясов почти не зависят от особенностей геологии данного участка. Иногда такие пояса вытянуты вдоль осей складок, в других случаях пояса пересекают складки под большими углами. Монцонитовые штоки прерывают рудные пояса, но не влияют на их общую ориентировку. По данным многолетней эксплуатации установлено, что ширина рудных поясов в среднем составляет 1000—3000 футов и что во многих случаях она оказывается значительнее, чем об этом можно было судить по поверхностным обнажениям. Границы таких поясов трудно определимы; обычно их проводят по крайним рудоносным структурам. На фиг. 2 наряду с рудными поясами показано положение рудных столбов в главных рудных жилах; по этой фигуре можно судить о субпараллельности и различной протяженности рудных поясов. Отдельные жилы или рудные столбы в пределах рудного пояса могут быть ориентированы в различных направлениях, но большинство их все же вытянуто вдоль генерального простирания этого пояса.

Будучи местом локализации всех крупных рудных тел, рассматриваемые рудные пояса окончательно оформились почти в самом конце истории развития геологической структуры района. Предшественники этих поясов контролировали ранние, менее продуктивные периоды минерализации и гидротермального изменения. Главные подвижки, происшедшие вслед за главным периодом рудоотложения, проявились лишь по таким крупным и протяженным разломам, как Осборн, Пласер-Крик и Добсон-Пасс.

Распространение жил, сколовых нарушений и трещин в пределах рудных поясов неодинаково на разных участках; по-видимому, оно зависит от физических свойств вмещающих пород, положения пластов относительно ориентировки трещин, наличия или отсутствия более древних разломов или сколов и от других, менее очевидных факторов. Соответственно разрывы, контролирующие локализацию рудных столбов, могут быть представлены как серией из нескольких непротяженных трещин в полосе шириной не более 1000 футов, так и зоной ветвящихся кулисообразных или субпараллельных нарушений общей мощностью 3000 футов и более.

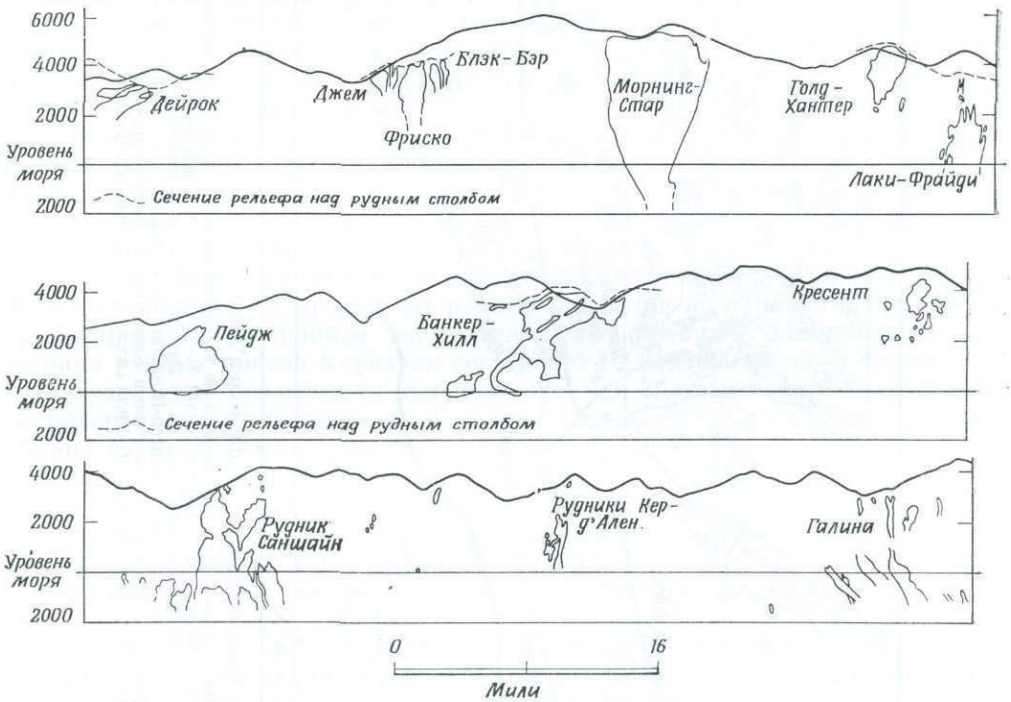
Длина рудных поясов, определяемая прослеженными жилами, находится в пределах от 1 мили (подпояс Саксесс) до 13—14 миль (пояс Пейдж — Галина). Рудные столбы в поясах встречаются, как представляется, незакономерно. На фиг. 3 показано положение рудных столбов для поясов Джем — Голд-Хантер и Пейдж — Галина в виде проекции на вертикальную плоскость, хотя сами столбы приурочены к различным структурам в пределах этих поясов. Приведенные разрезы иллюстрируют некоторые важные особенности рудных столбов. Размеры их колеблются в широких пределах — от совсем небольших, едва достаточных для промышленной отработки, до гигантских, вроде главного рудного тела, вскрытого рудниками Морнинг-



Ф и г. 2. Рудные пояса района Кер-д'Ален.

1 — монцониты; *2* — разломы; *3* — оси антиклиналей; *4* — рудные столбы в жилах (показаны не все промышленные жилы); *5* — важные разведочные участки. Цифрами в кружках обозначены рудники и разведочные участки: 1 — Пейдж; 2 — Банкер-Хилл; 3—Кресент; 4 — Саншайн; 5 — Силвер-Саммит; 6 — рудники Кер-д'Ален; 7 — Галина; 8 — Сансет-Минералс; 9 — Сидней; 10 — Хайланд — Сюрпрайс; 11 — Дуглас; 12 — Конституэшн; 13 — Сансет-Лиз; 14 — Карлайл; 15 — Интерстейт — Каллем; 16 — Херкулес; 17 — Тамарак; 18 — Шерман; 19 — Тайгер-Пурман; 20 — Марш; 21 — Рекс; 22 — Стандард-Маммот; 23 — Хекли; 24 — Нешенл; 25 — Сноусторм; 26 — Саксесс; 27 — Дейрок; 28 — Джем; 29 — Фриско и Блэк-Бир; 30 — Мориинг-Стар; 31 — Голд-Хантер; 32 — Голконда; 33 — Лаки-Фрайди; 34 — Моу; 35 — Карбонейт-Хилл (Атлас); 36 — Рейндир-Куин.

Стар; длина этого тела составляет 4000 футов, а протяженность на глубину от поверхности до самого нижнего рудничного горизонта 6700 футов. Какая часть рудного столба Морнинг-Стар была удалена в результате эрозии и как далеко он будет продолжаться ниже этого самого глубокого горизонта, неизвестно. В вертикальном разрезе какой-либо определенной зависимости положения рудных столбов от расстояния до дневной поверхности или иной геологической плоскости не установлено. Руды разрабатываются



Ф и г. 3. Продольные проекции некоторых рудных столбов.

Вверху — продольная проекция, иллюстрирующая общую форму и положение некоторых рудных столбов в рудном поясе Джем — Голд-Хантер, включая сюда подпояс Дейрок и участок рудника Лаки-Фрайди; внизу — продольные проекции рудных столбов в поясе Пейдж — Галина.

в интервале от горизонта 6000 футов выше уровня моря до горизонта 2000 футов ниже уровня моря. Если многие рудные столбы выклиниваются на малых или средних глубинах, то другие продолжаются до глубоких и глубочайших горизонтов и доказательств о существовании нижнего предела распространения оруденения пока не существует.

Обнаружение верхней и нижней границ рудных столбов составляет одну из важнейших геологических проблем для района Кер-д'Ален, как, впрочем, и для любого другого горнорудного района. Хотя большинство жил, да и многие крупные рудные столбы в их пределах достигают дневной поверхности, большое число других жил очень слабо проявлено с поверхности, что не позволяет судить об их размерах на глубине. Часть рудных тел и даже целые жильные системы, кроме того, могут выклиниваться, не доходя до поверхности на 1000 и более футов, никак не обнаруживая себя в поверхностных обнажениях. Поиск таких «слепых» рудных тел составляет основную задачу геологических исследований, не прекращающихся до настоящего времени. Примерно такие же проблемы встают и при установлении нижней границы рудных столбов, хотя и со своей спецификой. В рудном районе Кер-д'Ален многие рудные тела внизу выклиниваются, но причины тому могут быть различными и в ряде случаев скорее экономически-

ми, чем геологическими. Из числа причин выклинивания, указанных в приводимом ниже перечне, для района Кер-д'Ален наиболее обычны первая, вторая и третья, а остальные предполагаются лишь для немногих рудных столбов.

1. Рудные столбы на больших глубинах не могут разрабатываться с выгодой, хотя
   а) содержание в рудах понизилось незначительно, или
   б) содержание осталось неизменным.
2. Содержание рудных минералов резко упало.
3. Жила полностью выклинилась.
4. Рудный столб срезан разломом, а его продолжение за разломом не обнаружено.
5. Разветвление жилы.

Минералогия, парагенезис и закономерности распределения минералов

Информация о главных минералах месторождений Кер-д'Ален и общей последовательности их отложения была приведена в табл. II. Несмотря на большое разнообразие минеральных видов, число промышленно интересных минералов совсем невелико. Ниже приводится перечень большинства гипогенных минералов, которые когда-либо были выявлены в рудах. Главные промышленно значимые минералы указываются первыми и выделяются полужирным шрифтом. Часть других, попутно добывающихся в существенных количествах, также представляет определенный промышленный интерес. Прочие жильные минералы сопутствуют рудным и в больших или меньших количествах встречаются на различных участках рудного района.

Галенит. Самый главный рудный минерал. Средне- и мелкозернистый, большей частью ксеноморфный. При поздних подвижках в некоторых жилах возникают полосчатые агрегаты галенита; при более интенсивных деформациях местами образуется сталистый галенит.

Сфалерит. Второй по значимости рудный минерал, в каких-то количествах присутствует практически во всех жилах. Размер зерен обычно не превышает 1 мм в диаметре. Цвет преимущественно желтовато-коричневый.

Тетраэдрит. Третий по распространенности рудный минерал. Основной носитель серебра во всех жилах главного периода минерализации; лишь в одной крупной жиле в восточной части пояса Пейдж — Галина (Серебряного пояса) он является главным компонентом руд.

Халькопирит. Понемногу встречается в большинстве жил главного периода минерализации района, но в наибольших количествах в тетраэдрит-сидеритовых жилах Серебряного пояса. Главным гипогенным минералом является только на участках рудников Сноусторм и Нешенл на восточной оконечности рудного пояса Рекс — Сноусторм, а также в небольших карбонатных жилах восточной половины рудного пояса Моу — Рейндер-Куин и восточнее в других таких же жилах на участке Монтана.

Пирротин. Главный жильный минерал в рудном поясе Пайн-Крик и поблизости от штоков Джем. Малораспространенный минерал во многих других жилах, кроме пояса Пейдж — Галина. Подавляющее большинство зерен в диаметре не превышает 1 *мм*.

Пирит. Присутствует во всех жилах всех периодов минерализации. В основном встречается в виде рассеянных идиоморфных или ксеноморфных выделений размером от мельчайших до 3 *мм* по одной стороне. Массивный пирит развит главным образом на некоторых участках рудников Пайн-Крик и около штоков Джем. В редких случаях обнаруживает колломорфное строение.

Арсенопирит. Площадь его распространения более ограничена, чем у пирита, хотя отложение их во времени было практически одинаково. В наибольших количествах развит в восточной половине рудного пояса Пейдж — Галина и в поясе Пайн-Крик. Отсутствует в большинстве жил к северу от разлома Осборн. Докембрийский арсенопирит проявлен в виде тонкой вкрапленности; выделения арсенопирита главного периода могут достигать 0,5 *мм* в длину.

Магнетит. Главный жильный минерал в жилах вокруг штоков Джем, обычный минерал на участке рудника Стар. К югу от разлома Осборн присутствует лишь в немногих жилах.

Гематит. Малораспространенный жильный минерал для большинства богатых жил; спекуляритовые таблички шириной до 2 *см* встречаются в рудном поясе Моу — Рейндер-Куин и в небольших прожилках в Серебряной части пояса Пейдж — Галина.

Антимонит. Развит преимущественно в небольших жилах на участке вдоль Пайн-Крик, а также к северу и востоку от Берк. Все антимонитсодержащие жилы сформировались позже главного периода минерализации.

Уранинит. В небольших количествах встречается вместе с пиритом в рудном поясе Пейдж — Галина и на участке рудников Шерман и Херкулес около Берк. На руднике Саншайн уранинит с радиогенным возрастом 1250 млн. лет приурочен к жилам, пересекающимся рудоносными полиметаллическими жилами главного периода минерализации.

Золото. В полиметаллических рудах устанавливается в малых количествах, причем ни самородного металла, ни специфических золотоносных минералов не выявлено. Самородное золото иногда обнаруживается в сурьмяных и в самых поздних кварц-карбонат-арсенопиритовых жилах. Более распространено в рудном районе Марри, примыкающем к району Кер-д'Ален с севера [7].

Герсдорфит. Связан с сидерит-тетраэдритовыми жилами рудного пояса Пейдж — Галина. Обычно встречается в небольших количествах, но на участке рудника Силвер-Саммит создает значительную концентрацию кобальто-никелевых руд.

Буланжерит, полибазит, пираргирит, бурнонит. Довольно редки. Буланжерит по-видимому, распространен шире, чем остальные минералы.

Шеелит. В малых количествах встречается в антимонитовых жилах в Пайн-Крик и в золотоносных кварцевых жилах района Марри, расположенного севернее. Вероятно, связан с третичной минерализацией.

Барит. Изредка обнаруживается в немногих рудных жилах, но преобладает в некоторых безрудных жилах, развитых к югу от разлома Осборн.

Кварц. Обычен для большинства жил района; почти всегда образуется за счет перекристаллизации кварца вмещающих пород с незначительным перераспределением. Кварц, слагающий прожилки в жильных минералах и выполняющий трещины отрыва, вероятно, отложился за счет привноса кремнезема.

Сидерит. Главный карбонатный минерал в жилах района; в больших или меньших количествах развит во всех жилах. Массивный сидеритовый агрегат сопровождает примерно третью часть промышленных руд.

Железистый доломит и анкерит. Распространены широко, но только в виде небольших прожилков вкрапленности в рудных жилах. Состав меняется в больших пределах.

Кальцит. Существенной роли не играет, хотя развит широко.

Грюнерит. По-видимому, главный жильный минерал в жилах, развитых около штоков Джем. Слагает спутанно-волокнистые массы, состоящие из иголочек длиной не более 0,1 *мм*.

Хлорит. Присутствует во многих жилах и широко развит в окружающих породах. Сильно меняется по составу, имеет различный возраст. Хлорит гидротермального происхождения удается разделять на ранний досульфидный и поздний послесульфидный.

Роговая обманка. Встречается в жилах около штоков Джем, но реже, чем грюнерит.

Биотит. Входит в состав всех силикатсодержащих жил района. Устанавливается как в зеленой, так и в бурой разностях.

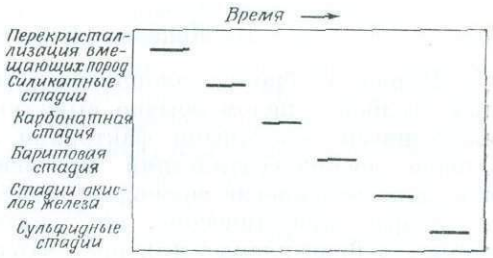
Гранат. Иногда обнаруживается в силикатных жилах около штоков Джем. Обычно замещается грюнеритом.

Как было показано в табл. II, перечисленные минералы выделялись или перекристаллизовывались в течение нескольких обособленных периодов и стадий процесса длительной геологической эволюции района. Доказательства этому особенно очевидны для жил главного периода минерализации; используемое здесь понятие «стадия» означает определенный обособленный интервал отложения минералов или минералообразующей активности в жилах. Жилообразующие растворы для каждой такой стадии имели разный состав, поступая, по-видимому, в серии пульсаций, которые в общем проявлялись на всей площади района в течение определенного периода времени. На фиг. 4 представлена диаграмма парагенетической последовательности формирования крупных стадий главного периода минерализации. Каждая стадия включает несколько подстадий, которые могут присутствовать или отсутствовать в тех или иных жилах или рудных столбах.

Сульфидная стадия главного периода минерализации, представляющая особый интерес, может быть разделена на несколько подстадий. В основу такого разделения кладется последовательность отложения следующих минералов или их групп (от ранних к поздним): пирит, арсенопирит, пирротин, сфалерит, тетраэдрит — халькопирит, галенит и сульфосоли. Подобные

обобщенные соотношения не повсюду подтверждаются, но именно такая последовательность ближе всего отвечает средним закономерностям, выведенным на основании многочисленных наблюдений.

Сложный характер распространения упомянутых выше минералов в пределах всего района явился результатом взаимодействия непрекращающегося трещинообразования в окружающих породах и многократного поступления рудоносных растворов из нескольких источников в течение длительного периода времени. Детали распространения минерализации в районе Кер-д'Ален рассмотрены Фриклундом [16], который пытался объяснить выявленные закономерности с позиций различных концепций минеральной зональности. Ни одна из простых схем не оказалась приложимой к району в целом, хотя для отдельных участков особенности распределения минералов могут описываться как проявление минеральной зональности, имеющей какой-то генетический смысл.



Ф и г. 4. Упрощенная парагенетическая диаграмма главного периода минерализации.

При любом объяснении закономерностей распределения минерализации района Кер-д'Ален должны приниматься во внимание следующие, ранее уже упоминавшиеся обстоятельства: 1) главные рудные тела сгруппированы на двух участках по обе стороны от разлома Осборн, причем северная группа рудных тел находится примерно в 15 милях восточнее южной группы; 2) рудные тела каждой группы локализуются в хорошо выраженных параллельных или субпараллельных поясах. Закономерности размещения минерализации в пределах этих групп и в каждом из рудных поясов в некоторых отношениях совершенно одинаковы, но в других могут заметно различаться.

В приводимом ниже перечислении даются некоторые более или менее определенные особенности распределения минерализации (выявленные в каждой из двух групп).

Для главных рудных поясов к северу от разлома Осборн:

1. Ранние силикатные жильные минералы и магнетит располагаются зонально-концентрически вокруг штоков Джем; прочие жильные минералы развиты незакономерно.

2. Главными рудными минералами являются галенит и сфалерит, которые характеризуются линейным зональным распределением вдоль большинства рудных поясов: сфалерит развит преимущественно в западной части поясов, а галенит — в восточной; в рудном поясе Рекс — Сноуторм восточнее галенитовой зоны развит халькопирит.

3. Сульфидные минералы не обнаруживают концентрической зональности ни вокруг монцонитовых штоков Джем, ни относительно каких-либо крупных структурных элементов, ни относительно каких-либо иных геологических центров.

4. За единственным возможным исключением жилы Херкулес, в которой с глубиной пирротина становится больше, чем пирита, какие-либо доказательства закономерного изменения минерального состава руд с глубиной отсутствуют.

Для главных рудных поясов, расположенных южнее разлома Осборн:

1. Отсутствуют какие-либо закономерности распределения жильных минералов.

2. Рудные минералы сфалерит, галенит и тетраэдрит размещаются в рудном поясе Пейдж — Галина зонально: сфалерит на западе, галенит

в центре и тетраэдрит на восточной оконечности пояса. Подобная картина наблюдается и для рудного пояса Моу—Рейндер-Куин, за тем лишь исключением, что на восточной оконечности этого пояса вместо тетраэдрита развит халькопирит.

3. Данные о существовании какой-либо концентрической площадной зональности отсутствуют.

4. Не установлено закономерной смены минерального состава рудных тел с глубиной. Исключение в этом отношении составляет лишь жила Тони на участке рудника Пейдж, где наблюдается классическая вертикальная зональность, выражающаяся в смене галенита сфалеритом.

Локальный контроль рудных тел

Наряду с общими закономерностями размещения минерализации и рудных столбов в целом обычно выявляются различные местные особенности, являющиеся вероятными факторами локализации обогащенных участков. Однако восьмидесятилетняя интенсивная эксплуатация месторождений показала, что многие возможные факторы контроля промышленных рудных тел скорее гипотетические, чем доказанные. В число таких постоянно изучаемых и проверяемых факторов входят литологический состав пород, трещиноватость, наличие разломов, глубинность и ореолы изменения.

В табл. I суммированы различные данные по литологии пород и указана ее общая роль в локализации оруденения. Все формации серии Белт, за исключением наиболее известковистых членов формаций Уоллас, Сент-Риджис и Страйпт-Пик, сложены преимущественно одними и теми же породами — от тонкозернистых кварцитов до кремнистых аргиллитов и сланцев, чередующихся в разрезе всего цикла осадконакопления. Из шести подразделений, выделенных на табл. I, лишь в формации Страйпт-Пик почти не содержится промышленного оруденения, но область ее распространения ограничивается эрозионными останцами по границам рудного района, что, возможно, и является главной причиной отсутствия в ней оруденения. Породы формации Уоллас распространены достаточно широко, в том числе и в пределах рудных поясов как к югу, так и к северу от разлома Осборн. Несмотря на это, сколько-нибудь значительных концентраций руд в этой формации не установлено. Рудные тела в ней разрабатываются лишь на участке рудника Голд-Хантер (восточная оконечность рудного пояса Джем—Голд-Хантер). Кроме того, небольшая добыча руд из пород формации Уоллас производится в восточной части рудного пояса Пейдж — Галина. Карбонатсодержащие части разреза формации Уоллас едва ли были благоприятны для осаждения рудных минералов. Скорее напротив, повышенные пластические свойства этих пород препятствовали трещинообразованию и, следовательно, возникновению рудоподводящих каналов. Вмещающими породами для большинства крупных месторождений служат формации Сент-Риджис, Реветт и Берк; только оруденение района Берк — Найнмайл приурочено к самым низам формации Берк и верхней части формации Причард. Все рудные жилы пояса Пайн-Крик развиты в формации Причард, но их распространение ограничено зоной в средней части формации, содержащей многочисленные линзы и пласты кварцитов. Во всех упомянутых выше случаях локализация рудных месторождений связывалась с наличием хрупких пород или с чередованием пород различной компетентности. Более существенную роль здесь, по-видимому, играли физические свойства пород, а не их химический состав.

Случаи сколько-нибудь заметного влияния условий залегания слоистости на особенности жил подмечались неоднократно. Мак-Кинстри и Свендсен [12] описали один рудный столб на участке шахты Интерстейт, развитый в том месте, где почти вертикальная жила пересекает область

пологого залегания пластов при крутых залеганиях слоистости на соседних участках. Примерно такие же соотношения наблюдались для ряда других крупных рудных столбов, приуроченных к участкам пересечения жилами слоистости под прямым углом. Однако многие рудные тела Серебряного пояса и рудного пояса Пайн-Крик ориентированы параллельно слоистости, отличаясь от ее элементов залегания лишь большими или меньшими углами падения. Данный фактор сводится также к тому, что рудные столбы локализуются в обстановке, которая была благоприятна для возникновения открытых рудоподводящих каналов, поскольку можно предположить, что определенные соотношения элементов залегания слоистости и первичной трещиноватости должны были обеспечивать условия повышенной проницаемости.

Можно показать, что некоторые рудные тела контролируются амплитудой и направлением движения по разрывам. Благоприятны такие структуры, вдоль которых подвижки были совсем небольшими; подобная ситуация также способствует возникновению более открытых каналов. При более интенсивных подвижках в разрывах образуется тектоническая глинка, затрудняющая течение растворов, что создает неблагоприятную обстановку для формирования рудных столбов. Однако в некоторых случаях непроницаемый слой тектонической глинки рассматривают как экран для растворов, влияющий на размеры и форму рудных столбов. При подвижках вдоль искривленных разрывов образуются зоны сжатия в одних местах и растяжения в других, что либо затрудняет, либо облегчает циркуляцию рудоносных растворов, и, вероятно, является одним из главных факторов, определяющих положение и форму рудных тел. Представляется возможным, что преимущественное, почти вертикальное удлинение многих рудных столбов в ряде рудных поясов обусловлено, по меньшей мере частично, возникновением зон растяжения при сдвиговых перемещениях вдоль искривленных разрывов.

По результатам исследования следов прохождения гидротермального раствора установлено, что его поступление в проводящую систему рудного района было пульсационным. Однако перерывы течения раствора, отклонения направления течения и существование различных их источников не дают уверенности в том, что рудоносные растворы главного периода минерализации поступали непосредственно вслед за ранней фазой гидротермальной деятельности. Это хорошо иллюстрируется широким развитием процессов выщелачивания большей части вмещающих пород (см. приведенную ранее характеристику минерального состава). Такие процессы проявились в самом начале истории геологического развития района и оставили после себя хорошо различимые следы путей движения растворов, которые лишь отчасти использовались более поздними порциями рудоносного раствора. Следовательно, раннее выщелачивание не влияет на локализацию рудных тел и не является необходимой предпосылкой оруденения.

Несомненно, что какое-то влияние на размещение и форму рудных тел оказывали и другие факторы, но доказательства тому настолько хрупки или затушеваны позднейшими геологическими событиями, что пока о них говорить преждевременно. Такое положение наряду с чрезвычайной сложностью структуры района в целом делает применение результатов детальных исследований в этом отношении для поисков новых рудных тел делом очень трудным и неблагодарным.

Возраст жил главного периода и источник жильной минерализации

Верхнемеловой возраст формирования жил главного периода минерализации района доказывается рядом геологических фактов. Хотя многие подобные наблюдения согласуются в определении времени проявления главного периода минерализации, некоторые данные и особенно результаты

изотопного анализа жильного свинца противоречат подобному выводу или могут быть с ним увязаны путем спекулятивных предположений. Еще более гипотетичны представления о недоступных для наблюдения источниках рудоносных растворов и рудного вещества. Детальное рассмотрение вопроса о возрасте жил главного периода минерализации и источниках рудного вещества имеется в работе Фриклунда [16], по которой читатель может ознакомиться с конкретными фактами и доказательствами. Ниже приводятся только главные аргументы и следующие из них выводы.

Возраст жил главного периода минерализации представляет особый интерес из-за несоответствия его изотопному составу свинца галенитов. Если судить по изотопным соотношениям, то время проявления рудной минерализации следует признать докембрийским. Говоря о том, что жилы главного периода сформировались позже монцонитовых штоков верхнемелового возраста, мы не должны распространять этот вывод на проблему источника рудного вещества. Согласно общему мнению, геологические данные достаточно твердо доказывают послемонцонитовый возраст главного периода минерализации, и результаты радиологического исследования свинца не могут поколебать этот вывод.

Геологический смысл свинцового возраста галенитов рудных месторождений уже давно является темой многочисленных обсуждений. Установленное Лонгом и др. [14] соотношение изотопов свинца в жилах главного периода указывает на их возраст 1250 млн. лет, что может также говорить о докембрийском времени рудной минерализации. Однако Каэн и др. [13] нашли, что в свинце типа В соотношение изотопов таково, что возраст галенита должен быть древнее возраста вмещающих пород, а такая картина может быть характерной и для района Кер-д'Ален, в котором рудные жилы отчетливо пересекают монцонитовые штоки. Для рудного поля Бьютт в Монтане Мэрфи [15] показал, что «свинец из кварцевых монцонитов заметно более радиогенный, чем рудный свинец». Все вмещающие породы рудного поля Бьютт имеют магматическое происхождение: здесь было получено первое безусловное доказательство того, что для крупного рудного района жильный свинец может быть изотопически «древнее» своих вмещающих пород. Однако район Кер-д'Ален не столь блестящий пример, как Бьютт. Вместе с тем вероятность ремобилизации свинца типа В из глубинных очагов аккумуляции никак нельзя игнорировать, изыскивая объяснения для таких месторождений, как Бьютт и Кер-д'Ален.

Геологические доказательства послемонцонитового возраста оруденения представляются безусловными. В районе различается только один период внедрения монцонитовой интрузии. Дайки, развитые вокруг монцонитовых штоков, идентичны с ними по составу и отчетливо связаны с главным интрузивом. По меньшей мере на восьми рудниках и разведочных участках сульфидные жилы, в том числе и крупные промышленные, пересекают эти дайки и, следовательно, могут быть только более молодыми.

Другие доказательства верхнемелового возраста рудной минерализации основываются на соотношениях жил с ореолом контактового метаморфизма, развитым вокруг монцонитовых штоков. Новообразованные минералы устанавливаются в нем на расстоянии всего нескольких футов от интрузивного контакта в одних участках и на расстоянии в несколько сотен футов в других. Перекристаллизация породообразующих минералов распространяется не более чем на 1000—1500 футов от контакта, причем слоистость пород во всей этой зоне не затушевывается. В жилах главного периода минерализации, залегающих поблизости от монцонитовых штоков, содержатся те же минералы и, что еще более важно, те же силикатные минералы, независимо от того, пересекают жилы на данном участке зону с контактовыми метаморфическими минералами (рудник Рекс), залегают эти жилы целиком в зоне перекристаллизации (рудники Фриско и Сансет-Лиз), проходят они частич-

но через зону перекристаллизации и частично вне ее (рудник Херкулес) или располагаются полностью за пределами зоны перекристаллизации (участки Тамарак, Алмазон, Интерстейт-Коллахан, Айдора).

Итак, рудные жилы сформировались позже проявлений контактового метаморфизма и, конечно, позже монцонитовых штоков. Образование силикатных минералов этих жил не связано ни с каким термальным метаморфизмом жильной минерализации.

Заслуживает внимания еще одна сторона возрастных соотношений между жилами и монцонитовыми штоками. Как видно из фиг. 2, ни один рудник не располагается в пределах штоков, а на трех разведочных участках, приходящихся на штоки, по меньшей мере в одном, если не в двух, проявлена ранняя третичная минерализация. Почти ничего не доказывает и наличие только безрудных жил в монцонитах там, где с обеих сторон штока развита рудная минерализация.

Наиболее вероятное объяснение отсутствия рудных тел в монцонитовых штоках заключается в том, что крупные монцонитовые тела не претерпели того дробления, какое характерно для окружающих пород серии Белт. Эндоконтактные зоны штоков оказались достаточно хрупкими и, как показали наблюдения на рудниках Херкулес, Джем и Саксесс, трещины в них могли образовываться. Центральные части штоков, напротив, все еще оставались пластичными: трещины здесь либо не возникали, либо залечивались еще до поступления минерализующих растворов.

В общем имеется достаточно данных о том, что жилы, содержащие силикаты, карбонаты, магнетит и сульфиды, пересекают отдельные части монцонитовых штоков, связанные с этими штоками дайки, контактовые ореолы и, таким образом, в значительной своей части могли формироваться позже главного периода внедрения монцонитов.

Вопрос об источнике рудной минерализации района Кер-д'Ален неоднократно обсуждался Ренсомом и Калкинсом [2], Херши [3], Амплеби и Джоунсом [4] и др. Выводы Ренсома и Калкинса, а также Амплеби и Джоунса сводятся к тому, что источник в общем связан с тем глубинным батолитом, отщеплениями которого, вероятно, являются все небольшие интрузивные тела района. Херши выдвигает другое предположение [3]:

> Я полагаю, что имеющиеся факты определенно свидетельствуют о заимствовании свинца и цинка из осадочных пород одного горизонта, залегающего над средней частью формации Причард. Моя идея заключается в том, что в тех местах, где этот горизонт был сильно нарушен и смят в складки, растворы, приведенные в активное состояние под воздействием монцонитовой интрузии, выщелачивали минералы из осадочной породы и отлагали их в жилах ближе к дневной поверхности. Поведение свинца и цинка в верхней части формации Причард я попытался изучить в ранних своих работах. Железо, связанное в пирротине, пирите и сидерите, поступало из монцонитов лишь отчасти, а в основном было вынесено из осадочных пород. Медь и золото из медно-золотых жил района Келлогг, вероятно, привносились из монцонитов, хотя определенных доказательств такому заключению нет.

Мнения авторов настоящей работы в какой-то части совпадают с выводами Ренсома и Калкинса, Амплеби и Джоунса, но не с представлениями Херши. Основное наше нововведение заключается в том, что понятия «близлежащий точечный источник», «глубинный линейный источник» и «глубинный точечный источник» распространяются лишь на минерализацию главного периода. Близлежащий точечный источник, или источник ранних силикатов и магнетита,— это, как и было предположено Амплеби и Джоунсом, глубинные части известных монцонитовых штоков. Глубинный линейный источник, или источник карбонатов, барита и спекулярит-гематита,— это, вероятно, скрытый материнский батолит, тот самый, который, по мнению Ренсома и Калкинса, был источником всей рудной и жильной минерализации. Представление о глубинном точечном источнике сульфидов лучше всего высказано Грегори [5]:

Руды месторождений Кер-д'Ален в Айдахо и Ледвилл в Колорадо удивительно сходны, несмотря на различия в структуре этих двух рудных районов. Такое сходство свидетельствует о том, что рудное вещество не было вынесено из каких-либо окружающих осадочных или изверженных пород, а поступило из какой-то рудной зоны, находящейся ниже области магматических пород в земной коре.

Естественно, что наша гипотеза о столь сложном генезисе месторождений Кер-д'Ален может показаться эклектичной, но столь редкое явление, как крупный рудный район, скорее всего может возникнуть лишь при счастливом сочетании ряда благоприятных условий.

Амплеби и Джоунсом выделены факторы, которые, по их мнению, имели наибольшее значение в локализации оруденения Кер-д'Ален. В число этих факторов входит наличие мощной зоны нарушений северо-западного простирания, совпадающей с Великим кер-д'аленским рудным поясом и сопутствующими безрудными жилами, а также мощной зоны нарушений северо-восточного простирания, подчеркнутой линией выходов монцонитовых штоков. Безусловно, не может быть случайным такое совпадение, что район Кер-д'Ален с его крупнейшими сульфидными месторождениями располагается как раз в месте пересечения этих двух зон нарушений.

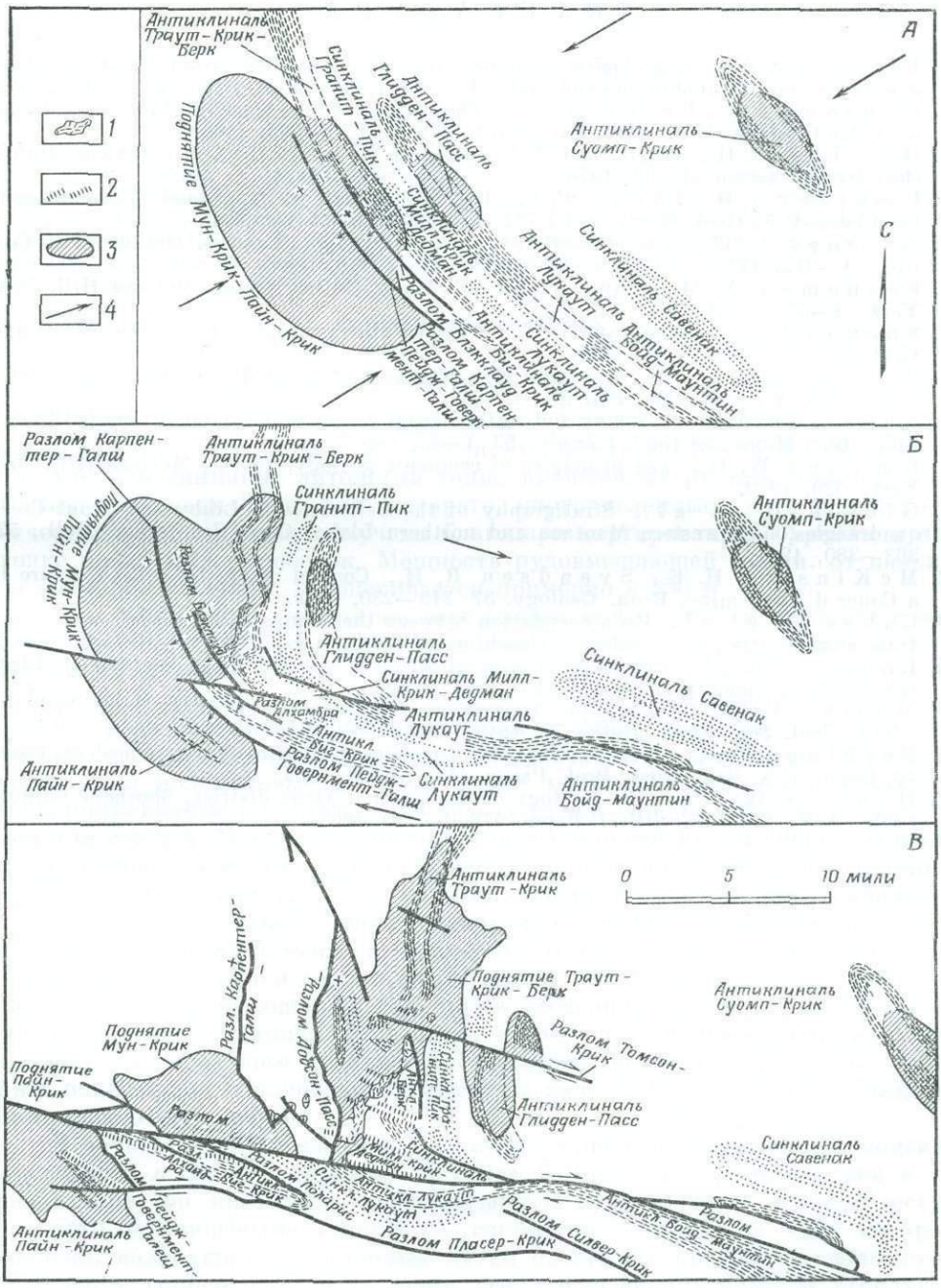
ВЫВОДЫ ПО ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РАЙОНА

Первым важным событием в истории геологического развития района Кер-д'Ален явилось образование крупных складок отчасти с осевыми плоскостями, опрокинутыми на северо-восток, и надвигов, почти одновременных со складчатостью. Тектонические усилия выражались, видимо, в сжатии, направленном с северо-востока на юго-запад (фиг. 5, *А*). Последующая переориентировка усилий на широтное, а затем и на северо-западное (290°) направление с почти горизонтальным действием скалывающей пары сил привела к изгибу осей ранних складок. В результате возникла крутая дуга, выгнутая на юго-запад: в северном сегменте дуги структуры простираются в почти меридиональном направлении, а в южном сегменте — в близширотном (фиг. 5, *Б*). Система вращательного стресса, вероятно имеющая подкоровое происхождение, привела к образованию мелких резких изгибов осевых плоскостей ранних складок, а также сдвигов в местах крутых изгибов этих складок. В результате всего этого создался, если так можно выразиться, структурный узел, явившийся центром рудного района Кер-д'Ален.

Какие еще события предшествовали периоду докембрийской минерализации, сказать трудно, но к моменту отложения арсенопирита, пирита и урана, т. е. примерно 1250 млн. лет назад, складки были уже полностью сформированы и в какой-то мере начали возникать разрывные нарушения. При продолжающемся скалывании вдоль северо-западного (290°) направления образовалась серия правосторонних сдвигов. В число этих разрывов входил и зарождавшийся тогда разлом Осборн вместе с рядом небольших нарушений.

В меловое время вдоль осей складок к северу от разлома Осборн сформировались монцонитовые штоки Джем и главные рудные жилы. Минерализующие растворы попадали в кристаллические породы по серии параллельных линейных проводников в фундаменте, которые, возможно, образовались вследствие раскрытия стенок ранних сдвигов под воздействием вращательного по часовой стрелке стресса. Жилы выполняют разноориентированные трещины нескольких типов, но большинство их в целом параллельно глубинным зонам рудоподводящих каналов. При продолжающихся вращательных деформациях часть сколовых зон сдвигового типа превратилась в выдержанные зоны разломов, более сосредоточенные, чем ранние разломы, так что разрядка напряжений, видимо, в основном стала происходить в форме перемещений по этим разломам. По разломам Томпсон-Пасс и Пласер-Крик началось смещение осей крупных складок, а северная система жил отдели-

лась от южной. Примерно в это время часть правостороннего сдвигового перемещения по разлому Осборн перешла на активизировавшийся пологий сброс Добсон-Пасс, в результате чего лежачий бок сброса (к востоку от него и к северу от разлома Осборн) переместился дальше к востоку, чем висячий бок. Часть ранних сдвигов при этом была искривлена, а более поздние сдвиговые напряжения разряжались путем перемещений по несколько



Ф и г. 5. Три стадии развития структуры района Кер-д'Ален (от *А* до *В*).

1 — монцонитовые штоки; *2* — жильные зоны; *3* — участки выхода формации Причард, отражающие положение крупных поднятий; *4* — ориентировка тектонических усилий. Приподнятые блоки показаны знаком (+), а опущенные — знаком (—). Необозначенный разлом—разлом Осборн.

иным плоскостям, сглаживающим такие изгибы. В конечный этап развития структуры произошло смещение центра минерализации по разлому Осборн на расстояние около 15 миль, что и привело к окончательному формированию структуры рудного района, какой мы ее видим в настоящее время (фиг. 5,*B*).

ЛИТЕРАТУРА

1. Lindgren W., A geological reconnaissance across the Bitterroot Range and Clearwater Mountains in Montana and Idaho, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **27**, 1—122, 1904.
2. Ransome F. J., Calkins F. C., The geology and ore deposits of the Coeur d'Alene district, Idaho, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **62**, 1—203, 1908.
3. Hershey O. H., Origin and distribution of the ore in the Couer d'Alene, Published by the author, 1—32, 1916.
4. Umpleby J. B., Jones W. L., Jr., Geology and ore deposits of Shoshone County, Idaho, U.S. Geol. Surv. Bull., **732**, 1—156, 1923.
5. Gregory J. W., The elements of economic geology, London, Methuen and Co., Ltd., 1—312, 1928.
6. Fenneman N. M., Physiography of western United States, McGraw-Hill, New York, 1—534, 1931.
7. Shenon P. J., Geology and ore deposits near Murray, Idaho, Idaho Bur. Mines and Geol. Pamph., **47**, 1—44, 1938.
8. Billingsley P. R., Locke A., Structure of ore districts in the continental framework, A.I.M.E., Tr., **144**, 9—64, 1939.
9. Anderson A. L., Geology and metalliferous deposits of Kootenai County, Idaho, Idaho Bur. Mines and Geol. Pamph., **53**, 1—67, 1940.
10. Emmons W. H., The principles of economic geology, 2d ed., McGraw-Hill, New York, 529, 1940.
11. Gibson R. et al., Stratigraphy of the Belt series in Libby and Trout Creek quadrangles, northwestern Montana and northern Idaho, Geol. Soc. Amer. Bull., **52**, 363—380, 1941.
12. McKinstry H. E., Svendsen R. H., Control of ore by rock structure in a Couer d'Alene mine, Econ. Geology, **37**, 215—230, 1942.
13. Cahen L., et al., On a correlation between the common lead model age and the trace-element content of galenas, Geochim. et Cosmochim. Acta, **14**, 134—149, 1958.
14. Long A., et al., Precambrian mineralization of the Coeur d'Alene district, Idaho (abs.), Jour. Geophys. Research, **64**, 1114, 1959.
15. Murthy V. R., Lead isotopic study of ore and igneous minerals at Butte, Montana (abs.), Geol. Soc. Amer. Bull., **70**, 1649—1650, 1959.
16. Fryklund V. C., Jr., Ore deposits of the Coeur d'Alene district, Shoshone County, Idaho, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **445**, 1—103, 1964.
17. Hobbs S. W., et al., Geology of the Coeur d'Alene district, Shoshone County, Idaho, U.S., Geol. Surv. Prof. Paper, **478**, 1—139, 1965.

ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА БАЛМАТ—ЭДУАРДС, ШТАТ НЬЮ-ЙОРК

Э. Р. Ли, Д. Б. Дилл мл.

Район Балмат — Эдуардс расположен в северо-западной части горного массива Адирондак, в бассейне реки Святого Лаврентия. Руда обнаружена в 1838 г., а начало *промышленной разработки относится к* 1915 г. *Горнообогатительная фабрика Балмат* перерабатывает 2100 т цинковой руды в день. За период с 1915 по 1964 гг. добыто приблизительно 15,8 млн. т руды со средним содержанием цинка 10,11%.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

Полное описание стратиграфии района Балмат — Эдуардс можно найти в фундаментальных работах А. Энгеля, К. Энгеля и Брауна [12, 13, 15, 24]. Мы уделяем внимание литологии толщ, вмещающих рудные зоны в районе Балмат — Силвия-Лейк, для которого многочисленные, хотя и далеко не исчерпывающие, данные получены благодаря картированию, бурению и проходке подземных выработок. Мощность рудовмещающей толщи, от пачки 6 до пачки 14 (см. табл. I), оценивается примерно в 550 м.

Для этой толщи характерно чередование почти чистого доломита с пачками, сильно обогащенными силикатным материалом. Так, пачки 1, 3, 5, 7, 9 и 12 сложены доломитовыми мраморами с подчиненным количеством кварца и силикатов, а в пачках 2, 4, 6, 8, 10, 11, 13, 14 и 15 преобладает разного рода силикатный материал. Многие пачки существенно силикатного состава в свою очередь могут быть подразделены на подпачки, в которых чередуются доломитовые и кальцитовые мраморы, серпентинизированные и скарнированные (silicated) мраморы, а также породы, обогащенные кварцем или слюдой. Частое чередование слоев компонентных и некомпонентных пород самой различной мощности, несомненно, явилось основной причиной возникновения очень сложных складок, характерных для этого района.

Пачки 1 и 3 в низах толщи сложены практически однообразными крупнокристаллическими белыми и темно-желтыми доломитовыми мраморами. Среди них встречаются разрозненные линзы кварцитов и диопсидовой породы. Пачка 2, залегающая между двумя вышеописанными, не очень выдержана и сложена сланцем, состоящим из хлорита, полевого шпата, слюды и пирита; в небольшом количестве в ее составе встречаются скарны. Участки с наибольшей концентрацией пирита в пачке 2 были когда-то объектами кратковременной добычи.

В пачке 4 чередуются белый доломит, серпентинизированная диопсидовая порода и линзы кварцита. Доломит более тонкозернистый, чем в тех пачках, где он преобладает. Наблюдаются превосходные примеры ретроградного метаморфизма (диопсид — серпентин — тальк), в ходе которого диопсид, возникший реакционным путем на стыках кварцита с доломитом, облекается серпентином и тальком, его замещающими [15]. В небольшом количестве встречаются тонкие просечки и вкрапленность сфалерита.

Серый грубозернистый доломит, слагающий пачку 5, несколько менее чист, чем в пачках 1 и 3; в нем довольно часто попадаются линзы кварца

Таблица I

Стратиграфическая колонка

Система	Отдел или формация	Пачка или комплекс		Литология	Средняя мощность, футы	Соответствующие рудные зоны
Четвертичная	Современный плейстоцен	Почвенный покров Пески, глины, галечники			0—3 0—375	
		Несогласие				
Кембрий	Верхний	Потсдамские песчаники, кремнистые брекчии			0—400	
		Несогласие				
Докембрий	Верхний	Граниты Хермон Граниты калифорнийские Амфиболиты		Биотитовый гранито-гнейс Аляскитовый гранит Гранитизированное габбро		
		Интрузивный контакт				
	Формация Гренвилл	Без названия		Серпентинизированный доломитовый мрамор, в подчиненном количестве кварцево-диопсидовая порода, кальцитовый мрамор, тремолит-ангидритовая порода	350	Эдуардс
			16	Срединный гнейс (кварц, слюда, полевой шпат)	200	
			15	Флогопит-диопсид-полевошпатово-кальцитовая порода («мрамор»)	30	
			14*a*	Серпентинизированный доломитовый и кальцитовый мраморы, диопсидовая и кварцево-диопсидовая порода	120	Мейн, Стритер, Хнат
			b	Кальцитовый мрамор с «очками» кварца	130	
			c	Кварц-диопсидовая порода, в подчиненном количестве доломит	110	«Висячий бок»
			13	Тремолитовый сланец, ангидрит	80	
			12	Доломитовый мрамор, местами ангидрит	150	Силвия-Лейк
			11	Диопсид, кальцитовый и доломитовый мрамор, кварцит, местами ангидрит	300	Силвия-Лейк
			10	Ангидрит, гипс, отальк ованный диопсид	50	
			9	Доломитовый мрамор	60	Лумиз-В
			8	Диопсид, кварцит, доломитовый мрамор	130	Лумиз-А
			7	*Серый пахучий доломит*	*120*	Лумиз-А
			6	Окварцованный диопсид, кварцит, доломитовый мрамор	550	Глисон
			5	Доломитовый мрамор с диопсидом	170	
			4	Диопсид, кварцит, доломитовый мрамор	300	
			3	Доломитовый мрамор	400	
			2	Пиритизированный сланец	100	
			1	Доломитовый мрамор	400	
		Парагнейсы		Кварц-биотит-олигоклазовый гнейс	2500	

и серпентинизированного доломита. Некоторые разности серого доломита пахучи и сходны с доломитом из пачки 7.

Рудные тела Глисон приурочены к пачке 6. Первоначально в ней было выделено около 14 подпачек, но более детальные исследования в подземных выработках показали, что многие из этих подразделений недостаточно выдержанны, чтобы их можно было картировать. Пачка 6 состоит из чередующихся слоев и линз белого и серого доломита, кварцита и кварцево-диопсидовой породы. Мощность слоев колеблется от нескольких дюймов до многих футов. В низах этой пачки больше скоплений массивного кварцита, чем в любой другой толще района Балмат; считается, что этот кварцит образовался в значительной мере за счет SiO_2, привнесенного при метаморфизме. К заслуживающим упоминания горизонтам относятся подпачка серого доломита, тонкополосчатый слюдистый слой, известный под наименованием пласта «Е», и темный полосчатый кварцит в непосредственном контакте с пачкой 7. Замещение диопсида серпентином и тальком выражено довольно слабо.

Пачка 7 прекрасно выдержанна и целиком сложена темно-серым пахучим графитсодержащим доломитом, что позволяет рассматривать ее как превосходный маркирующий горизонт не только для района Балмат, но, вероятно, и за его пределами вплоть до Хиота на северо-востоке. На руднике Балмат № 3 цинковая руда в виде маломощных линз располагается целиком среди доломитов пачки 7 или в контакте с пачкой 8 (крупные рудные тела месторождения Лумиз). Рудные тела месторождения Лумиз распространяются также и в пределы пород пачек 8 и 9.

Следующая пачка — пачка 8 — сложена полосчатым диопсидом, кварцево-диопсидовой породой, а также белым доломитом. Диопсид частично превращен в серпентин и тальк.

Залегающая выше пачка 9 — это белый, до светло-серого грубозернистый доломит. Пачка 10 носит название «маркирующего пласта» в связи с выдержанностью и характерным горохово-зеленым цветом. В типичном случае она сложена тонкозернистым отальк ованным диопсидом и в подчиненном количестве кальцитом. В этой же пачке часто наблюдаются пласты массивного ангидрита, который близ поверхности сменяется гипсом. На руднике Балмат № 2 в типичной горохово-зеленой диопсидовой породе встречается маломощный амфиболитовый слой. Эта пачка пород практически не содержит руд.

Пачка 11 отличается от описанных выше пачек, содержащих силикаты, присутствием характерного буроватого кальцита. В остальном она представлена обычной ассоциацией доломита, кварца и диопсида, часть которого изменена до серпентина и талька. Рудная зона Силвия-Лейк приурочена к описываемой пачке и проникает в пачку 12, также сложенную относительно чистым доломитовым мрамором. Породы пачки 12 обычно грубозернисты, а цвет их меняется от белого до светло-серого. В белом мраморе широко развиты желтовато-зеленые скопления серпентина. Характерны также редкие линзы диопсидовой породы и кварцита. В обеих пачках — пачках 11 и 12 — встречаются также невыдержанные пропластки массивного ангидрита.

Тремолитовый сланец, слагающий основную часть пачки 13, прослеживается от Балмата до Эдуардса и является источником всего так называемого «талька», добываемого в районе. Полное описание пачки приводится у Энгеля [24].

Сланец состоит в основном из тремолита и минералов ряда тремолит — антофиллит — серпентин — тальк, возникших в процессе ретроградного метаморфизма. Энгель [24] полагает, что тремолит образовался из доломита или силицифицированного доломита в результате метаморфической дедоломитизации, которая полностью изменила исходную породу. Примечательно, однако, что тремолит в отличие от диопсида почти целиком приурочен к пачке 13 и что тремолитовый сланец часто имеет резкий контакт

с практически чистыми доломитами пачек 12 и 14. Тем не менее происхождение тремолита еще в значительной мере остается загадочным.

Грубокристаллический фиолетовый ангидрит с подчиненным количеством флогопита и кальцита местами слагает часть пачки 13 на верхних горизонтах рудника Балмат № 2, образуя обычно прослои в местах выклинивания тремолитового сланца. С глубиной ангидрит во многих участках постепенно становится главным минералом. На отметке 2100 на северо-западе почти весь горизонт, имеющий здесь мощность 50 футов, сложен почти одним ангидритом. Вопрос о соотношении тремолита и ангидрита находится в стадии изучения. Пока считают, что ангидрит является эвапоритом, на что, в частности, указывает присутствие галита и природного газа в расположенных по соседству полостях и трещинах.

Пачка 14, к которой приурочены рудные тела месторождения Балмат № 2, обычно описывалась как пачка окварцованного кальцитового мрамора [15], что действительно так, если говорить о выходах этих пород на поверхность. Картирование подземных горных выработок показало, что пачку 14 можно расчленить на четырнадцать подпачек, но часть из них, видимо, связана с повторением разреза в результате складкообразования. За тремолитом следует белый и светло-серый доломит, часто выпадающий из разреза. Далее идет полосчатая кварц-диопсидовая порода, местами графитизированная, с тонкими полосками светло-серого серпентинизированного доломита. За кварц-диопсидовой породой идет грубозернистый буроватый кальцитовый мрамор с гнездами («очками») кварца, образование которого Энгель [24] связывает с дедоломитизацией. Освобождавшийся в процессе дедоломитизации магний шел на образование тремолита сланцев. Вместе с тем наблюдаемые в подземных выработках взаимоотношения, например обычное отсутствие прямого контакта тремолита с кальцитовым мрамором, с таким предположением согласовать трудно. В оставшейся трети пачки 14 весьма разнообразно сочетаются серпентинизированный доломитовый и кальцитовый мраморы, массивная диопсидовая порода и окварцованные и частично замещенные диопсидом мраморы. Наличие характерных минералов, цвет породы, количество серпентина и соотношение кальцита и доломита в породах оказалось возможным использовать для литологической корреляции подпачек, которые временами пережимаются, а затем появляются вновь. Серпентин встречается в виде разрозненных игольчатых зерен, массивных включений или метасоматических каемок по периферии будин диопсидового состава. Диопсид обычно белый до зеленоватого и имеет зернистое строение. Кварца меньше, чем в пачках 4, 6, 8 и 11, и весь он приурочен к окварцованным диопсидовым породам, слагая менее 50% последних. Напоминающие силлы маломощные тела лампрофиров не выдержанны, они были растащены при складкообразовании.

Пачка 15, слагающая висячий бок рудной зоны Стритер, известна под названием «рыжего мрамора» или «слюды висячего бока». Это обогащенный флогопитом мрамор, основная масса которого состоит из кальцита, диопсида и полевого шпата; цинковая минерализация в нем практически не развивается. Рудовмещающая толща венчается пачкой 16, так называемым «срединным гнейсом»— мигматитовым парагнейсом, состоящим из слюды, полевого шпата и кварца.

К северо-востоку от Балмата, в сторону Эдуардса, маркирующие пачки прослежены недостаточно. Тремолитовый сланец и срединный гнейс довольно хорошо трассируются вдоль всего пояса мраморов, но ни одной из других пачек, известных для района Балмата, в районе Эдуардса выделить не удается. На руднике Эдуардс вмещающие породы представлены в основном грубозернистым светло-серым серпентинизированным доломитом с невыдержанными прослоями кварц-диопсидовой породы, кальцитового мрамора и тремолит-ангидритовой породы. Эти образования залегают ниже срединного гнейса.

Структура

Современные представления о геологическом строении рудного района Балмат — Эдуардс и его рудных месторождениях в значительной мере сформировались на основе давних работ Кушинга, Ньюленда и Смита [7, 3, 5]. После первых всесторонних исследований района Ньюлендом в 1916 г. проведены более детальные геологические работы и в пределах описываемого района, и вообще в северо-западной части массива Адирондак. Итоги этих исследований обобщены в работах Брауна, Брауна и Энгеля, Баддингтона и Леонарда, а также А. Энгеля и К. Энгеля [9, 11, 15, 21, 18, 24].

По существу в основе всех современных представлений о генезисе рудных месторождений района Балмат — Эдуардс лежит признание геологически установленной связи оруденения с геологическими структурами, будь то в масштабе месторождения, рудного района или крупного региона. Рассматриваемые месторождения возникли в толще осадочных пород, которые ранее были смяты в складки, пластически деформированы, инъецированы в условиях больших глубин силикатными расплавами, подверглись динамометаморфизму и перекристаллизации с изменением минерального состава. Эти процессы имели региональное развитие и затрагивали всю северо-западную часть Адирондака.

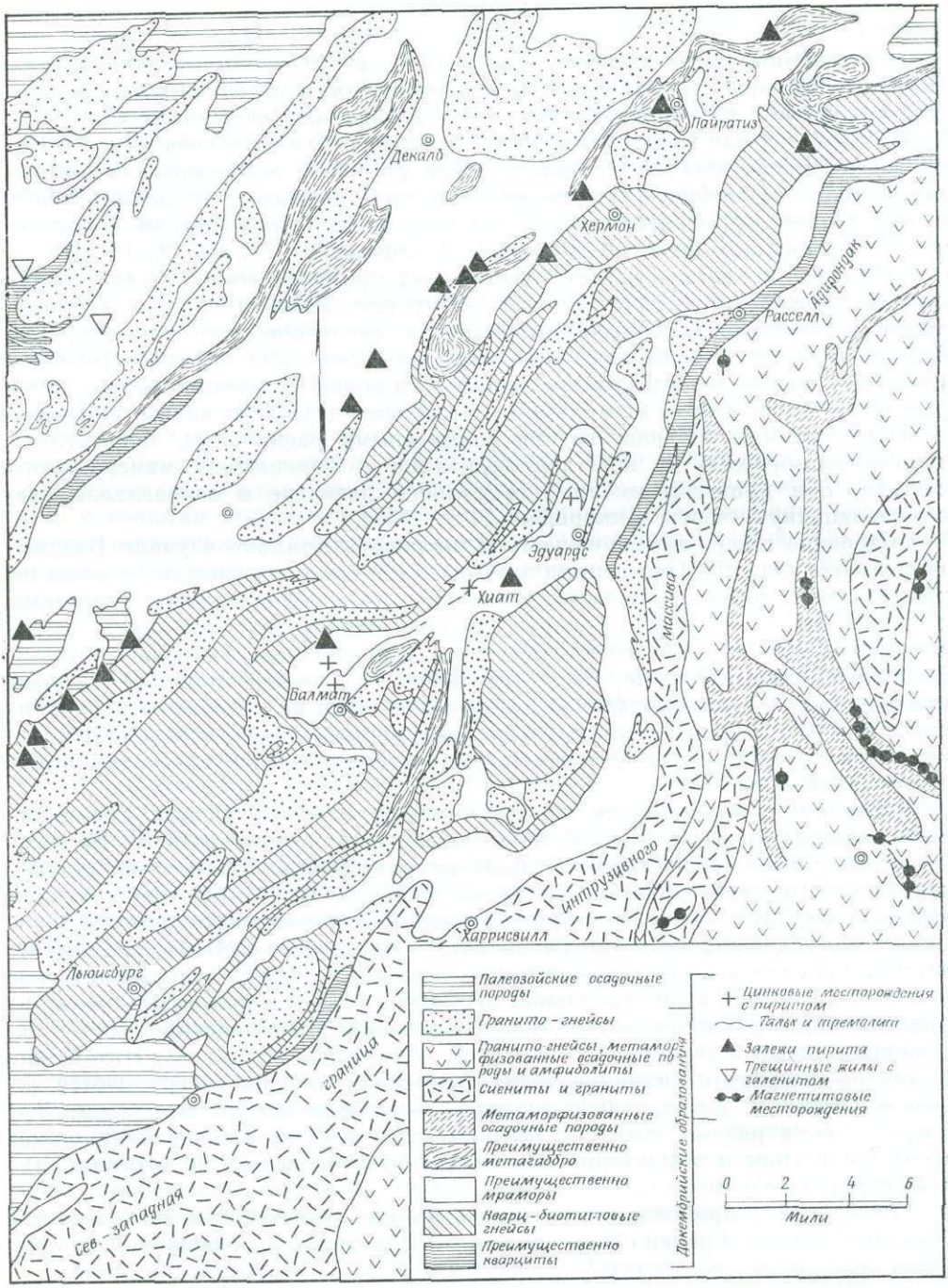
Строение северо-западной части Адирондака детально изучали Баддингтон и Леонард [21]. Они делили этот регион в геологическом отношении на три крупные части: 1) область, сложенную в основном гранито-гнейсами и расположенную в северо-западной части региона; 2) расположенную к юго-востоку от предыдущей область Гренвиллской впадины, которая представляет собой широкий пояс, около 25—30 миль в поперечнике, сложенный примерно на 70% метаморфизованными осадочными породами при подчиненной роли изверженных пород, в основном гранитоидов; последняя к юго-востоку переходит в 3) область развития главного интрузивного комплекса Адирондака (фиг. 1).

Широкий пояс развития пород формации Гренвилл вдоль Гренвиллской впадины представляет собой антиклинорную структуру [18]. Ее юго-восточное крыло, расположенное близ рудного района Балмат — Эдуардс, опрокинуто и имеет некрутое северо-западное падение. Противоположное крыло проходит, вероятно, непосредственно северо-западнее долины реки Святого Лаврентия, в районе Гананокуэ — Броквилл — Маллоритаун (Онтарио), где слои имеют северо-западное падение [28, 25]. Упомянутый район приурочен к узкой антиклинальной структуре («оси») Фронтенак, представляющей собой узкий перешеек Канадского щита, связывающий формацию Гренвилл плато Лаврентия с массивом Адирондак в штате Нью-Йорк. К северо-востоку от шарнира «оси» Фронтенак складки погружаются на северо-восток, а юго-западнее шарнира — чаще всего на юго-запад. Это погружение в разные стороны, по-видимому, вызвано воздыманием самой «оси» Фронтенак и характерно для обоих флангов основной антиклинальной структуры.

Энгель [24] приводит детальное описание тектоники и пликативных структур района Гренвиллской впадины. Напомним основные моменты из этого описания.

«.. Массив Адирондак погружается под углом от 25 до 65° к северо-западу в сторону Гренвиллской низины, где преобладают метаморфизованные осадочные породы».

«...Наблюдения во многих частях низины показывают, что наиболее ранние дислокации пород состояли в основном в опрокидывании и надвигании толщи метаморфизованных осадочных пород на синклинорную структуру, какой является периферическая часть массива. Главными



Ф и г. 1. Схематическая геологическая карта района Балмат — Эдуардс.

На карте показано распределение основных типов вмещающих пород и рудных месторождений (по данным Баддингтона, Кушинга, Леонарда, Ньюленда и Смита).

структурными элементами, созданными в это время, были складки с практически горизонтальными шарнирами, опрокинутые к юго-востоку».

«...Позднее основным видом дислокаций около периферических частей массива и в пределах впадины, вероятно, стали сдвиги. Многие характернейшие структурные особенности свидетельствуют о том, что породы впадины перемещались к северо-востоку относительно массива и что на ранее смятые толщи в пределах как впадины, так и массива были наложены более поздние крупные пликативные структуры иного простирания (в ориентировке самих наложенных складок также есть существенные различия, вызванные анизотропией субстрата)».

«...Два пояса, в пределах которых развиты эти вторичные складки, располагаются по обеим сторонам Гренвиллской впадины. Они представляют особый интерес. Северо-западный пояс круто (65—90°) погружается под батолит Александрия. Юго-восточный пояс, ширина которого колеблется от 5 до 15 и более миль, захватывает как метаморфизованные осадочные породы впадины, так и сиениты, габбро и граниты северо-западного края массива».

«...Поскольку оси этих вторичных складок в юго-восточной части впадины погружаются к северо-западу, перпендикулярно северо-восточному направлению региональных структурно-фациальных зон, созданных ранними деформациями, эти складки названы поперечными».

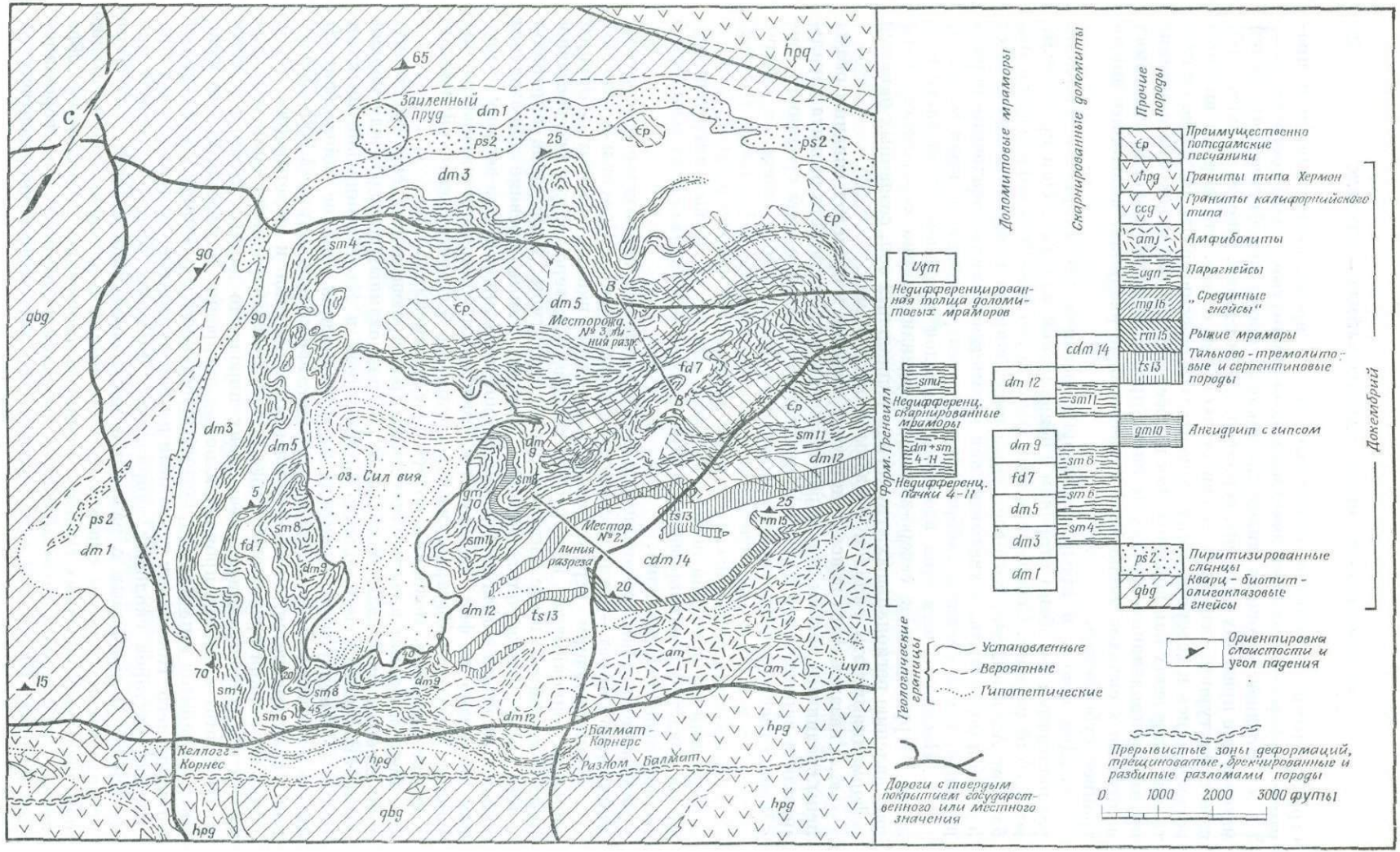
«...Указанные два пояса поперечных складок в пределах впадины разделены срединным поясом, в котором поперечная складчатость развита локально или в зародышевой форме. Большинство складок в этой срединной зоне сохраняет северо-восточное направление и плавно погружается к северо-востоку или юго-западу, что характерно для ранних деформаций района».

По представлениям исследователей района [24], первая из двух главных деформаций происходила несколько ранее внедрения первых интрузий гранитов и частично одновременно с ним, а вторая совпадала с кульминацией гранитоидного магматизма.

Читатели, заинтересованные в более детальном знакомстве со структурой района Балмат—Эдуардс, могут обратиться к работе Брауна и Энгеля [15].

Доминирующим структурным элементом района Балмат — Эдуардс является опрокинутое и круто падающее к северо-западу юго-восточное крыло описанной выше антиклинорной структуры. Вследствие опрокидывания кварц-биотит-олигоклазовые гнейсы, самые древние образования района, залегают в висячем боку мраморов, выходящих к юго-востоку от них, как это видно на фиг. 2. Мраморы, вмещающие цинковую минерализацию района Балмат — Эдуардс, имеют согласный стратиграфический контакт с этими гнейсами, мощность которых не установлена.

Разлом Балмат представляет собой простирающуюся в северо-восточном направлении зону раздробленных и рассланцованных пород между первичными складками, синклиналью Силвия-Лейк и Калифорнийской антиклиналью — структурами, развитыми на юго-западной окраине района (фиг. 2). По свидетельству Брауна [9], эта дизъюнктивная зона шириной 200—300 футов характеризуется высокой степенью дробления и перетирания пород, обильной мелкой трещиноватостью, полосчатостью в направлении перетирания и микрогрануляцией вмещающих пород. По данным Брауна и Энгеля [15], этот катаклаз проявился позже внедрения Калифорнийского факолита и гранитов типа Хермон, которые пересекаются разломом и брекчируются вдоль него. Поскольку указанный разлом параллелен направлению сопряженных векторов сколовых напряжений, имеющих северо-восточную ориентировку и связанных с развитием поперечной складчатости, указанные исследователи склонны считать, что он возник в заключительную стадию образования поперечных складок. Сколовые нарушения, по-видимому, образуют в совокупности крупный взброс, имеющий не очень крутое северо-западное падение. Браун и Энгель считают, что литологические несоответствия



Ф и г. 2. Геологическая карта рудного поля Балмат.

в контактирующих участках крыльев разлома обусловлены надвиговыми или правосдвиговыми подвижками по разлому.

«Срединный гнейс», выделенный Брауном [9], представляет собой важный маркирующий горизонт, на котором основывались все стратиграфические построения в районе Балмат — Эдуардс. Этот характерный пласт гранитизированных кварцитов отделяет так называемый «пояс мраморов Силвия-Лейк — Сидар-Лейк» (на северо-западе) от пояса мраморов Фуллервилл — Эдуардс (на юго-востоке).

Опрокинутое крыло синклинали Силвия-Лейк, имеющее северо-западное падение, вероятно, продолжается в сторону Сидар-Лейк, расположенного к северо-востоку от района рудника Эдуардс (фиг. 3). Это по крайней мере подтверждается характером расположения выходов срединного гнейса, закартированных между Силвия-Лейк и рудником Эдуардс.

Плавное погружение шарнира первичной синклинали Силвия-Лейк к северо-востоку позволяет предполагать продолжение структуры в районе Эдуардс, причем падающее к северо-западу подвернутое крыло изоклинальной синклинали протягивается, вероятно, более или менее параллельно разлому Балмат, в его северо-западном крыле, между Келлоггом и Балмат-Корнерсом (фиг. 2). Северо-восточнее Балмата на протяжении того же крыла синклинали располагаются граниты типа Хермон и амфиболиты. Правда, здесь был закартирован значительный участок, сложенный амфиболитами сомнительного облика, но не было найдено ни исходных неизмененных пород, ни переходных разностей. Не удивительно, что для этого района стратиграфические и структурные интерпретации трудны и ненадежны.

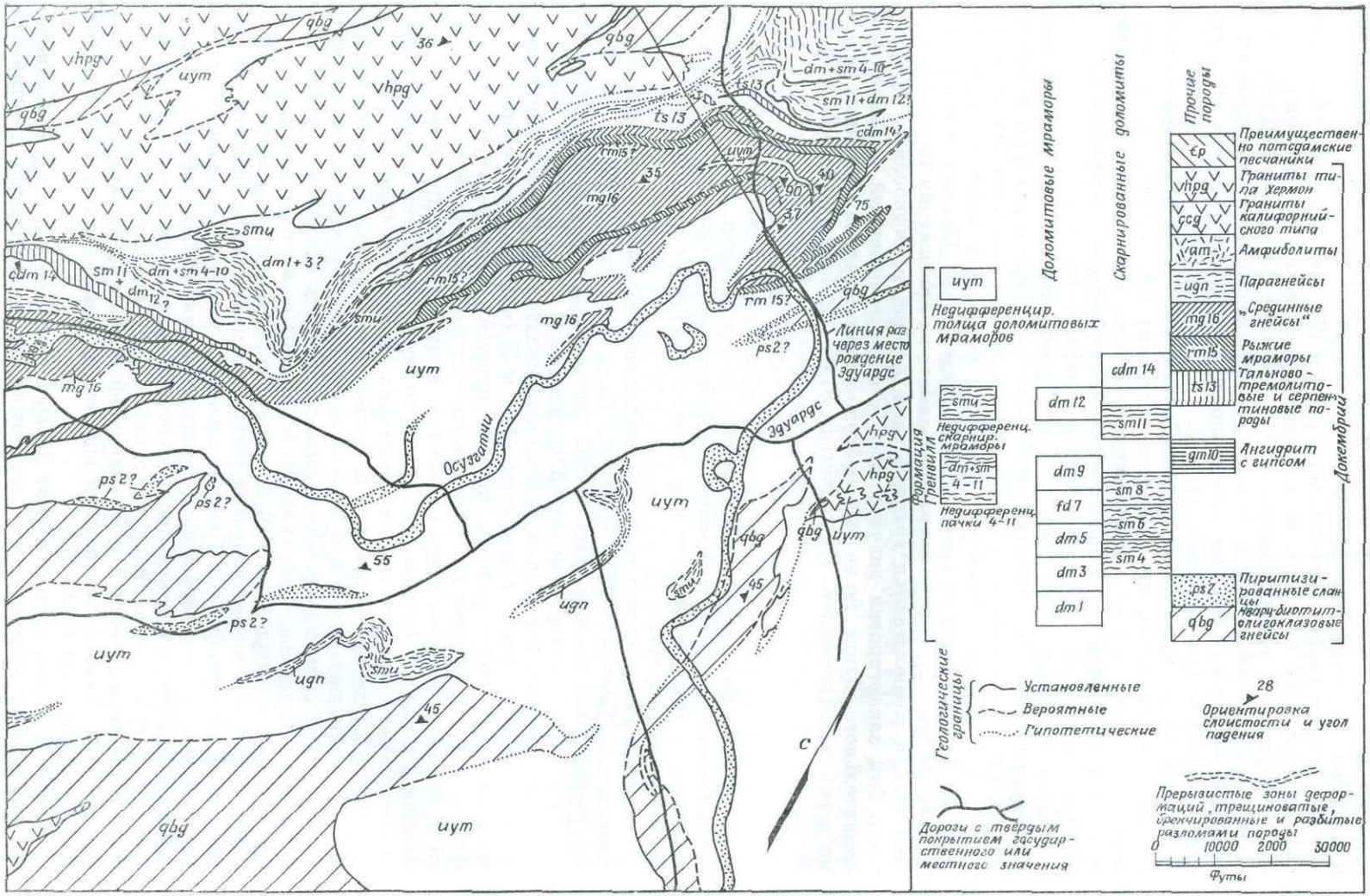
Во всяком случае, некоторые особенности стратиграфии и структуры наводят на мысль, что северо-восточное продолжение синклинали Силвия-Лейк было так интенсивно сжато при складкообразовании, что ее шарнирная часть (вероятно, почти горизонтальная) была полностью затерта при изоклинальной складчатости между пластами срединного гнейса. Браун и Энгель [15] пишут:

«...на основе имеющихся данных можно полагать, что согласная складка, синклиналь Силвия-Лейк — Эдуардс, была интенсивно сплющена в ее северо-восточной части и затем вновь вовлечена в образование погружающейся к северо-западу поперечной складки».

Как видно на фиг. 3, так называемая «складка Эдуардса в форме рыболовного крючка» имеет в плане вид буквы Z (как это прослеживается по выходам срединного гнейса), характеризуется резким северо-восточным окончанием, а пачки рыжего мрамора, залегающие среди гнейсов, сближаются и, возможно, в этом месте сливаются. Если эта интерпретация, предложенная Брауном и Энгелем [15], верна, то место окончания выходов гнейса вполне может оказаться местом замыкания синклинали Силвия-Лейк.

Пачка срединного гнейса с повышенной мощностью является частью опрокинутого, падающего к северо-западу крыла складки или слагает шарнирную часть синклинали. Последняя подверглась сильному сжатию, превратилась в изоклинальную складку, а затем на ее месте возникла поперечная складка с северо-западным погружением. Рудные тела месторождения Эдуардс залегают в подстилающих гнейсы мраморах, облекавшихся срединными гнейсами (см. фиг. 3). Они локализованы вдоль направления погружения этой складки к северо-западу согласно со слоистостью, имеющей северо-западное падение. Формирование поперечной складки явилось естественным следствием существования сопряженной пары горизонтальных скалывающих сил (северо-восточной и юго-западной ориентировки), что согласуется с ранее отмеченным перемещением впадины к северо-востоку относительно массива Адирондак (фиг. 1).

Таким образом, месторождение Эдуардс приурочено к узлу, возникшему на пересечении структурных элементов северо-восточного простирания



Ф и г. 3. Геологическая карта рудного поля Эдуардс.

и северо-западного падения. Эти структурные элементы возникли в ходе первичной складчатости, но оруденение также контролируется и наложенной поперечной складчатостью, шарнир которой между поверхностью и горизонтом 3100 футов погружается под углом около 40° (фиг. 4).

Браун и Энгель [15] отмечают, что рудный район Балмат — Эдуардс располагается в основном в пределах пояса поперечной складчатости, но в крайней западной части (район Силвия-Лейк) он захватывает и переходную зону между поясом поперечной складчатости (с юго-востока) и промежуточным поясом согласных складок (с северо-запада). Поперечная складчатость в этом промежуточном поясе развита лишь спорадически или в зародышевой форме.

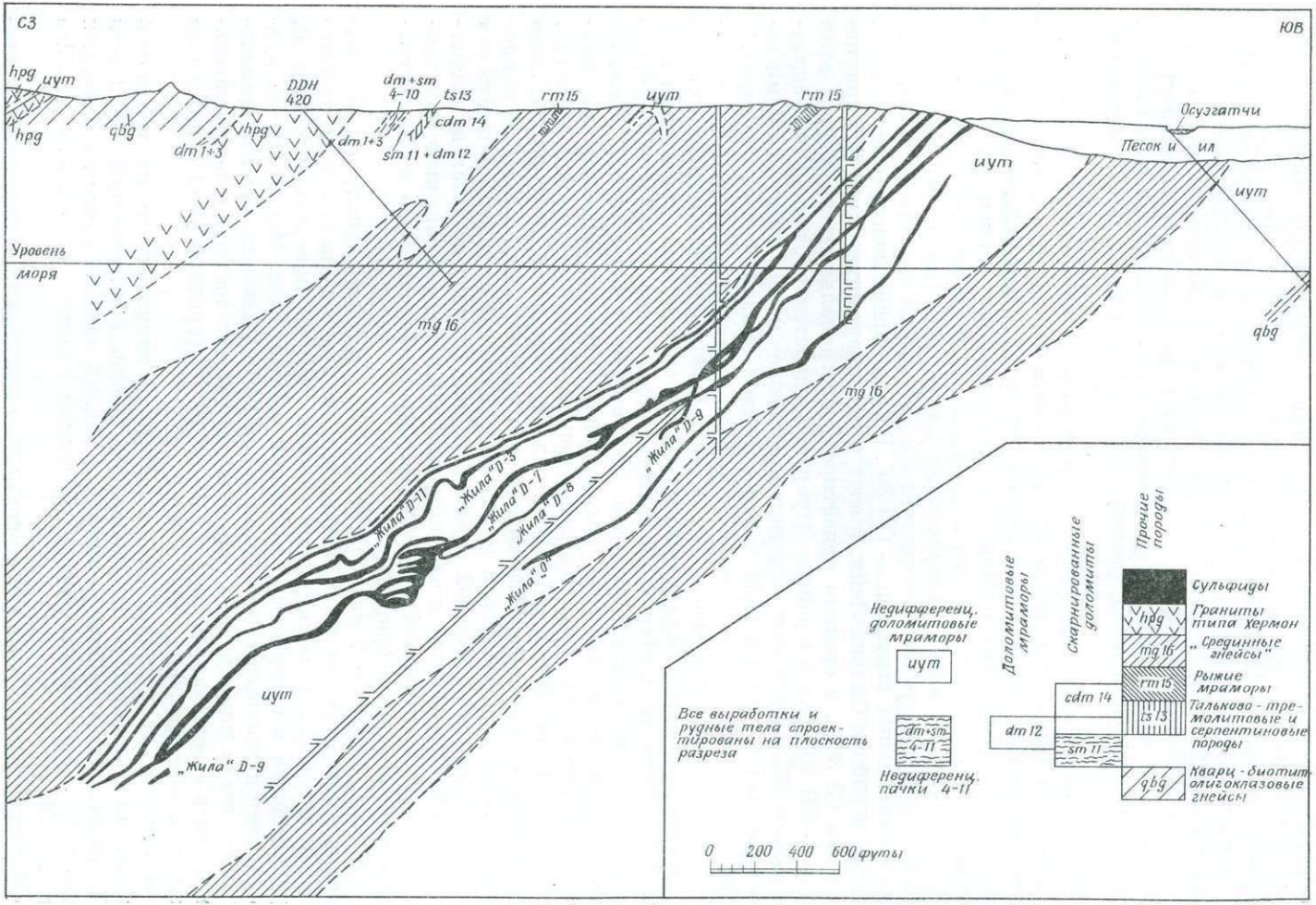
Проиллюстрируем сказанное несколькими конкретными примерами. Поперечная складка Эдуардс погружается почти под прямым углом к северо-восточному простиранию региональных структур, приблизительно параллельно плоскости падения региональных структурных элементов. Разведочными выработками эта структура прослежена по падению (под углом в среднем 40°) почти на милю. Направление погружения шарнира поперечной складки Эдуардс в среднем составляет СЗ 300°, тогда как средняя ориентировка региональных структур — СВ 30°. В то же время поперечные складки, развитые в районе Силвия-Лейк, имеют угол погружения около 25° при направлении СЗ 360°, а средняя ориентировка региональных структур в этом районе — СВ 30°, как и в районе Эдуардс. Следовательно, поперечные складки в районе Балмата имеют простирание, среднее между простираниями согласных складок во всем районе и поперечной складки около Эдуардса.

При картировании подземных выработок на руднике Балмат № 3 и разведочном бурении с поверхности были обнаружены согласные мелкие складки, которые оказались складками волочения, связанными с развитием первичной синклинали Силвия-Лейк. Детальное картирование, в том числе в подземных выработках, показало, что шарниры этих мелких складок меняют направление пологого погружения с северо-восточного на юго-западное и затем снова на северо-восточное. Такая ундуляция, вероятно, обусловлена влиянием поперечных складок, шарниры которых обычно погружаются в север-северо-восточном направлении. Скалывающие напряжения, связанные с развитием поперечных складок, стремились сжать эти складки и вращать по часовой стрелке, в ряде случаев искажая их очертания. Аналогичным образом и части синклинали Силвия-Лейк, ныне обладающей сложной и запутанной структурой, подвергались сжатию и заворачиванию по часовой стрелке (фиг. 2).

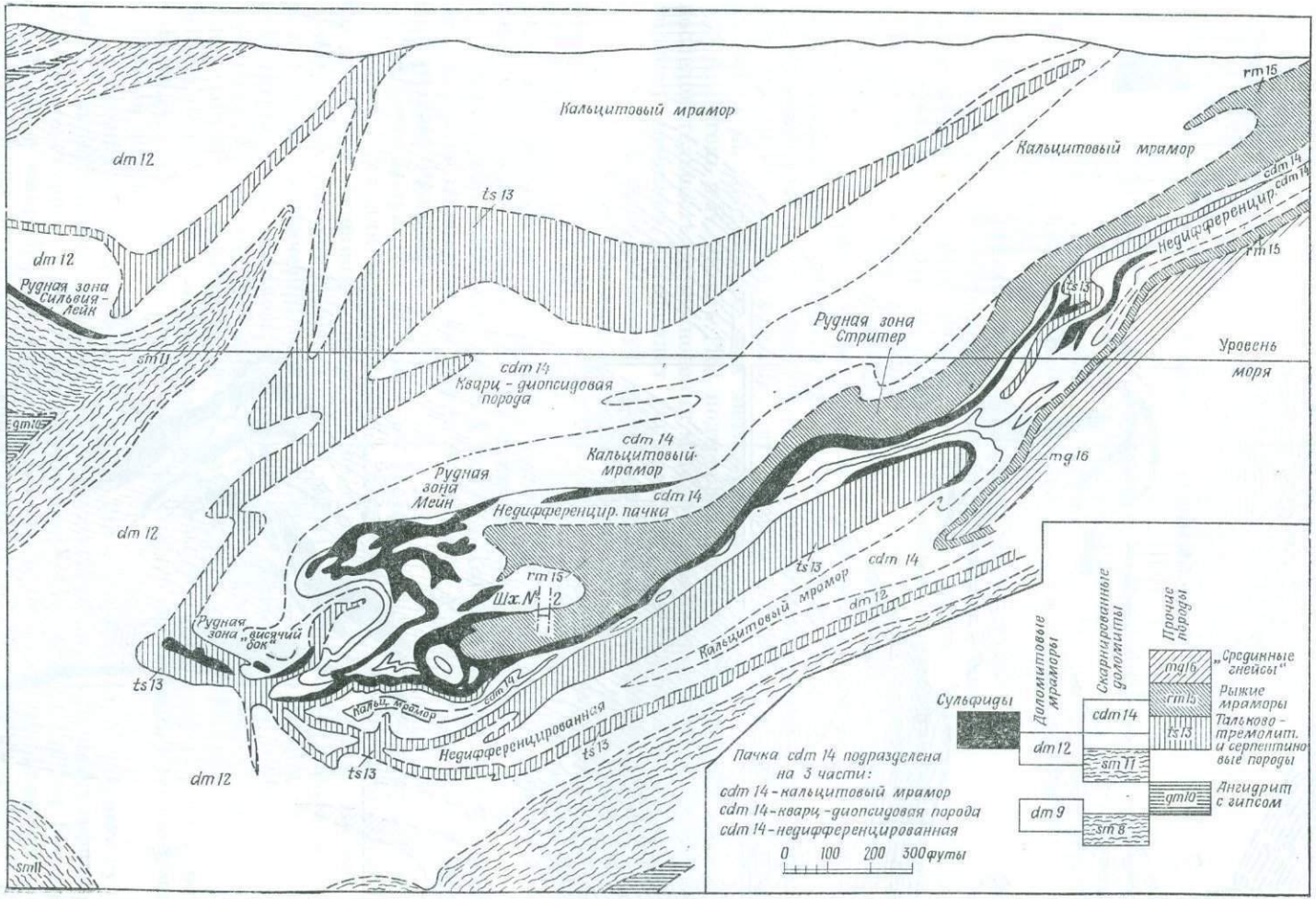
Рудник Балмат № 2 располагается точно к северо-западу от Балмат-Корнерс, в структурном узле, образованном пересечением крыла опрокинутой к юго-востоку синклинали Силвия-Лейк и поперечной складкой, погружающейся в север-северо-восточном направлении. Последняя на руднике является главным структурным элементом, имеющим вид изоклинальной синклинали или прогиба, опрокинутого к юго-востоку и погружающегося к север-северо-западу под углом около 28° (средний угол в интервале между горизонтами 300 и 1900 футов).

В отличие от месторождения Эдуардс, приуроченного ко вторичной складке, но залегающего в карбонатной толще, подстилающей срединный гнейс, руды месторождения Балмат № 2 локализованы в пачке карбонатных отложений, залегающих стратиграфически выше срединного гнейса (фиг. 2 и 5).

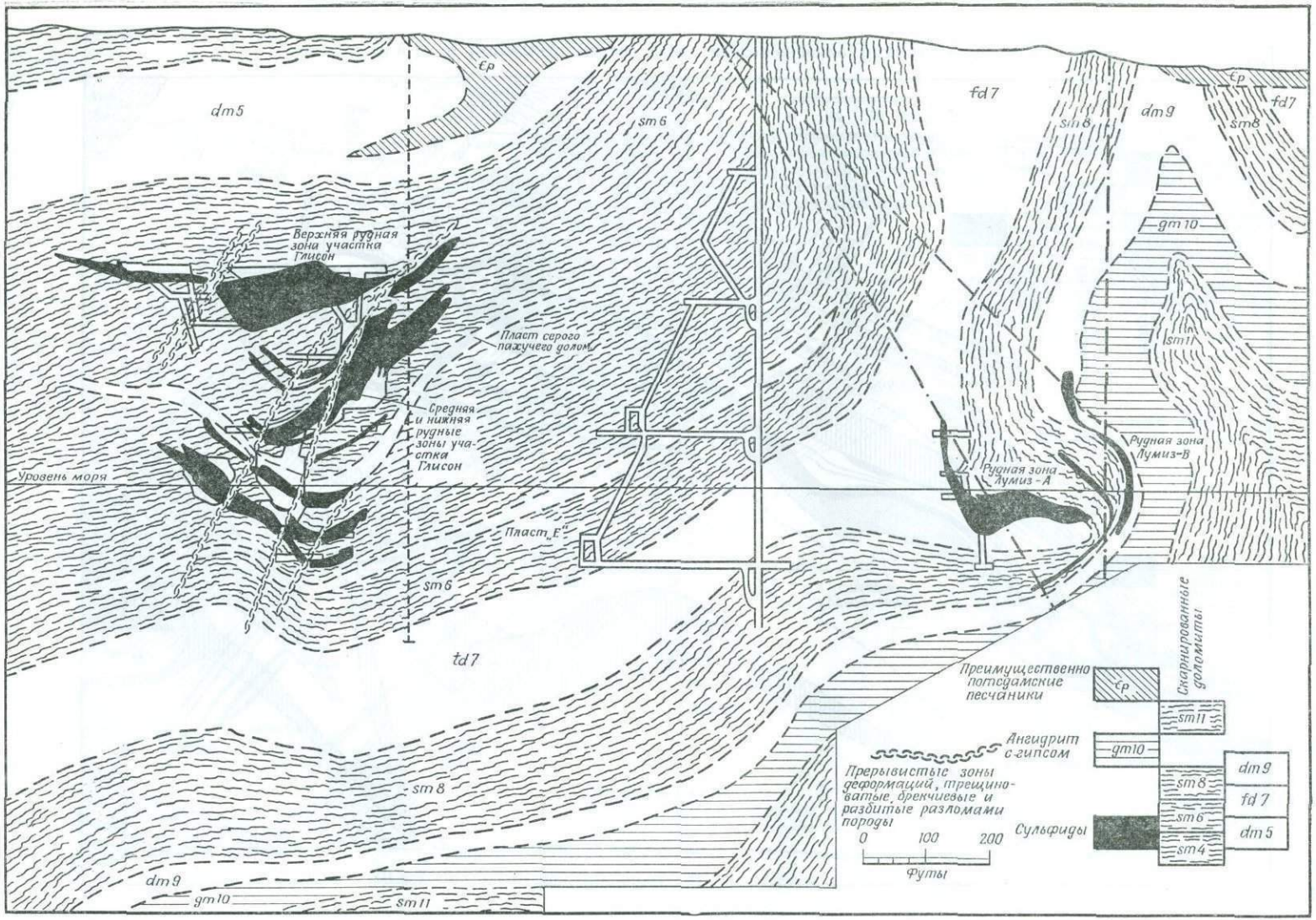
Месторождение Балмат № 3 структурно приурочено к пересечению северо-восточных складок волочения, осложняющих падающее к северо-западу крыло опрокинутой первичной синклинали Силвия-Лейк вторичными поперечными складками, погружающимися к север-северо-западу под углом около 25° (средний угол для интервала между поверхностью и горизонтом



Ф и г. 4. Геологический разрез через месторождение Эдуардс.



Ф и г. 5. Широтный разрез через месторождение Балмат № 2.



Ф и г. 6. *Геологический разрез, ориентированный в северо-западном направлении через месторождение Балмат № 3.*

900 футов). Доминирующим структурным элементом месторождения являются согласные складки волочения, шарниры которых полого погружаются к северо-востоку, затем в пределах месторождения воздымаются и далее снова погружаются, как обычно, на северо-восток (фиг. 6).

Возраст минерализации

Ньюленд [3] в 1916 г. приписывал оруденению района Балмат — Эдуардс докембрийский возраст. Он считал, что замещение сульфидами мраморов формации Гренвилл происходило вслед за метаморфизмом, приведшим к частичному замещению известняков силикатами. Смит присоединился к этой точке зрения [5].

Интересно отметить, что Углов [4] в том же 1916 г. изучал цинковое месторождение Лонг-Лейк в округе Фронтенак (провинция Онтарио), располагающееся к северо-западу от рудного района Балмат — Эдуардс. Месторождение по строению и составу подобно месторождениям описываемого нами района и также локализовано в известняках формации Гренвилл. Углов [4] считал, что замещение известняков силикатами и рудным веществом могло быть результатом собирательной рекристаллизации вещества, первоначально рассеянного в тех же известняках.

Основываясь на анализе возрастных отношений талька и сульфидных руд, Браун [9] пришел к выводу, что сульфиды района Балмат — Эдуардс возникли на поздних стадиях метаморфизма.

А. Энгель и К. Энгель [18] подтвердили доводы Брауна [9], установив последовательность возникновения метаморфических минералов в мраморах: диопсид, тремолит, антофиллит, серпентин и затем тальк, причем сульфиды отлагались в антофиллитовую стадию ретроградного метаморфизма.

Возраст минерализации, установленный Брауном и Калпом [19] по соотношениям изотопов свинца, оказался равным 1050 ± 100 млн. лет. Эта цифра хорошо согласуется со временем метаморфизма формации Гренвилл, независимо определенным Олдричем и др. [16] калий-аргоновым и рубидий-стронциевым методами, а также по изотопам свинца.

Возраст 1050±100 млн. лет был получен Доу [20] как для самого последнего периода метаморфизма пород формации Гренвилл, так и для рудообразующих сульфидов.

Однако Браун [26] поставил под сомнение надежность цифры 1050 ± ± 100 млн. лет для метаморфизма и поздний возраст оруденения. Основываясь на определениях изотопного состава свинца (из района Балмат — Эдуардс и других районов), он предположил, что богатые сульфидные руды имеют дометаморфический возраст. Он пришел к выводу, что региональный метаморфизм обусловил выравнивание первоначально разнообразных соотношений изотопов. В связи с этим Браун [30] пересмотрел свою прежнюю концепцию и в настоящее время считает, что руды района Балмат — Эдуардс не только возникли до гренвиллского метаморфизма, но и в полной мере подверглись последнему, чем и объясняется их современный высокотемпературный облик.

Признаками, свидетельствующими о дометаморфическом возрасте сульфидной минерализации, Соломон [27] считает грубозернистость сульфидных руд, их текстурные особенности, интенсивное смятие рудных тел Балмата в складки и микробрекчирование руд, а также необычную последовательность выделения минералов вместе с уникальным по типу распределением изотопов серы.

А. Энгель и К. Энгель полагают, что кульминационная фаза гренвиллского орогенеза имела место около 1100 млн. лет назад. Отложение осадков формации Гренвилл, по их мнению, могло начаться уже 1500 млн. лет

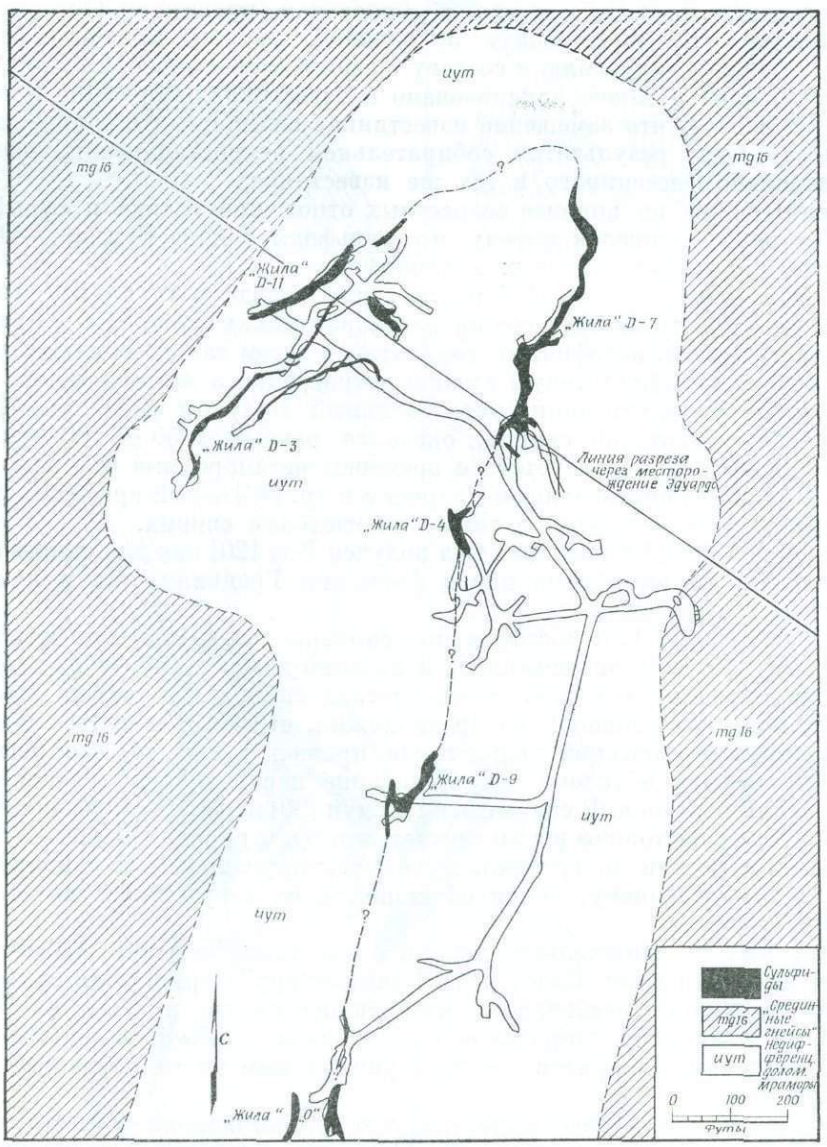
назад или по крайней мере не менее чем 1200 млн. лет назад. Если эти предположения верны, то возраст предположительно дометаморфической сульфидной минерализации попадает в какую-то часть интервала между указанными датами.

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Первичные руды

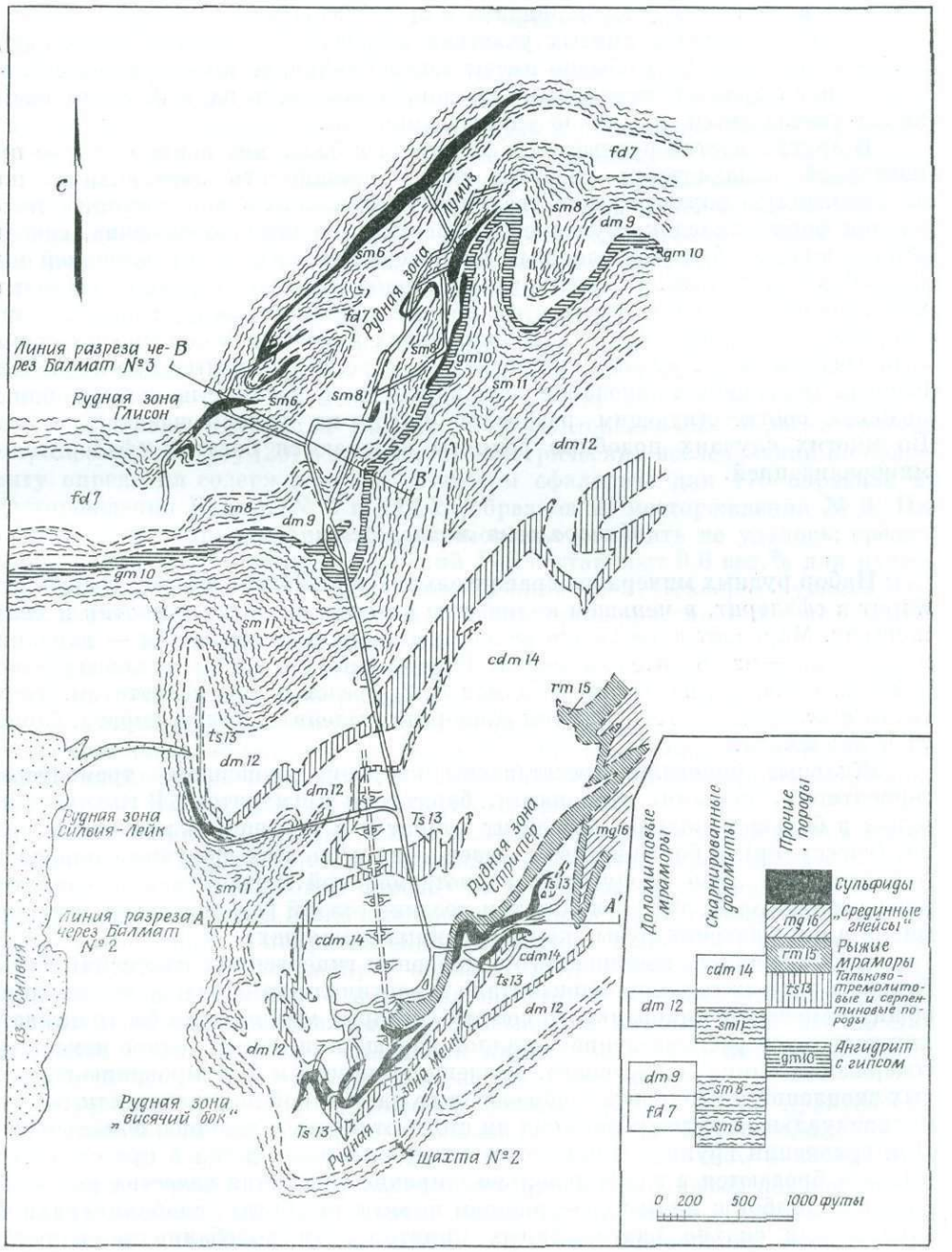
Форма рудных тел

В морфологии рудных тел наиболее характерны согласное залегание при сравнительно незначительных размерах секущих участков рудных тел и большая, а часто очень большая протяженность их по падению. Довольно



Ф и г. 7. Геологический план горизонта 1500 футов месторождения Эдуардс.

трудно назвать размеры отдельных рудных столбов, поскольку форма их непрерывно меняется от горизонта к горизонту. Эта особенность, конечно, объясняется теснейшей зависимостью локализации руд от структуры сложно смятых толщ вмещающих пород. Вследствие упомянутой крайней изменчивости форм и размеров рудных столбов читателю лучше обратиться непосредственно к конкретным планам (фиг. 7, 8) и разрезам (фиг. 4, 5, 6), характеризующим рудные тела отдельных месторождений.



Фиг. 8. Геологический план горизонта 900 футов месторождений Балмат № 2 и № 3.

В целом по рудному району наблюдаются следующие колебания размеров промышленных рудных столбов:

по мощности — от 2 до 50 футов;

по простиранию — от 50 до 800 футов;

по падению (в направлении склонения) — различные, часто близкие к размерам данного рудного тела в целом, до нескольких тысяч футов. Нижняя граница оруденения еще не установлена.

Форма отдельных рудных столбов может быть охарактеризована как лентовидная, стручковидная или таблитчатая.

В более спокойно смятых участках встречаются длинные маломощные таблитчатые тела. Они обычно имеют северо-восточное простирание, согласное с ориентировкой первичных складок, а мощность их к флангам постепенно уменьшается вплоть до едва различимой.

В других местах рудные тела, переходя в более интенсивно смятые при повторной складчатости участки, могут приобретать лентовидную или стручковидную форму и резко увеличивать мощности в соответствии с изменением формы складок. Рудовмещающие складки нередко лежачие, сдвоенные, а иногда образуют сложный набор синклиналей и антиклиналей или прогибов и поднятий. Во всех рудных столбах можно уверенно определить простирание и падение, но вместе с тем все они четко следуют направлению погружения шарниров рудоконтролирующих поперечных складчатых структур. Внутри самих рудных тел встречаются реликты смятых прослоев, сложенных диопсидовой породой и реже карбонатом, которые по своему облику подобны соответствующим разностям пород из рудовмещающей толщи. Во многих случаях подобные реликты облекаются богатой сфалеритовой минерализацией.

Минералогия месторождений

Набор рудных минералов сравнительно прост. Наиболее распространены пирит и сфалерит, в меньшем количестве развиты галенит, пирротин и халькопирит. Марказит встречается редко, а мышьяковые минералы — иорданит и реальгар — исключительно редки. Гипергенные минералы, основная масса которых выявлена на руднике Балмат № 2, представлены магнетитом, гематитом и вторичными генерациями сфалерита, галенита, халькопирита, борнита и виллемита.

Жильные минералы представлены кварцем, диопсидом, тремолитом, серпентином, тальком, карбонатом, баритом и ангидритом. В гипергенных рудах в большом количестве развит хлорит и в меньшем — ильваит и гранат (гроссуляр). В большинстве случаев, если не во всех, нерудные минералы руд являются либо продуктами гидротермальной переработки ксенолитов вмещающих пород, либо результатом поздних стадий ретроградного метаморфизма в окружающих руды скарнированных мраморах.

Если не считать постепенного ослабления гипергенных изменений с глубиной, в рудных телах по горизонтали и вертикали не наблюдается никаких общих изменений минерального состава, которые можно было бы трактовать как зональное распределение металлов вообще или направленное изменение содержаний цинка в частности. Тенденцию пирита к формированию гнездовых скоплений и сфалерита к образованию рассеянной вкрапленности вокруг индивидуальных рудных тел вряд ли стоит относить к явлению зональности. При сравнении групп рудных зон и отдельных рудных тел в пределах рудных зон бросаются в глаза довольно широкие колебания качества руд — от богатых столбов с малым содержанием пирита до убогих, слабоминерализованных или сильно разубоженных пиритом. Эти колебания проявляются многократно по простиранию и вдоль склонения рудных тел в зависимости от типов рудоконтролирующих структур. Только на месторождении Бал-

мат № 2 галенит накапливается, по непонятным еще причинам, в лежачем боку рудного тела. В целом для руды, добываемой на всех рудниках, характерно поразительное постоянство средних содержаний цинка. Например, содержание цинка в рудах месторождения Эдуардс близ поверхности по существу такое же, как и на горизонте 3100 футов, т. е. на расстоянии почти мили по склонению.

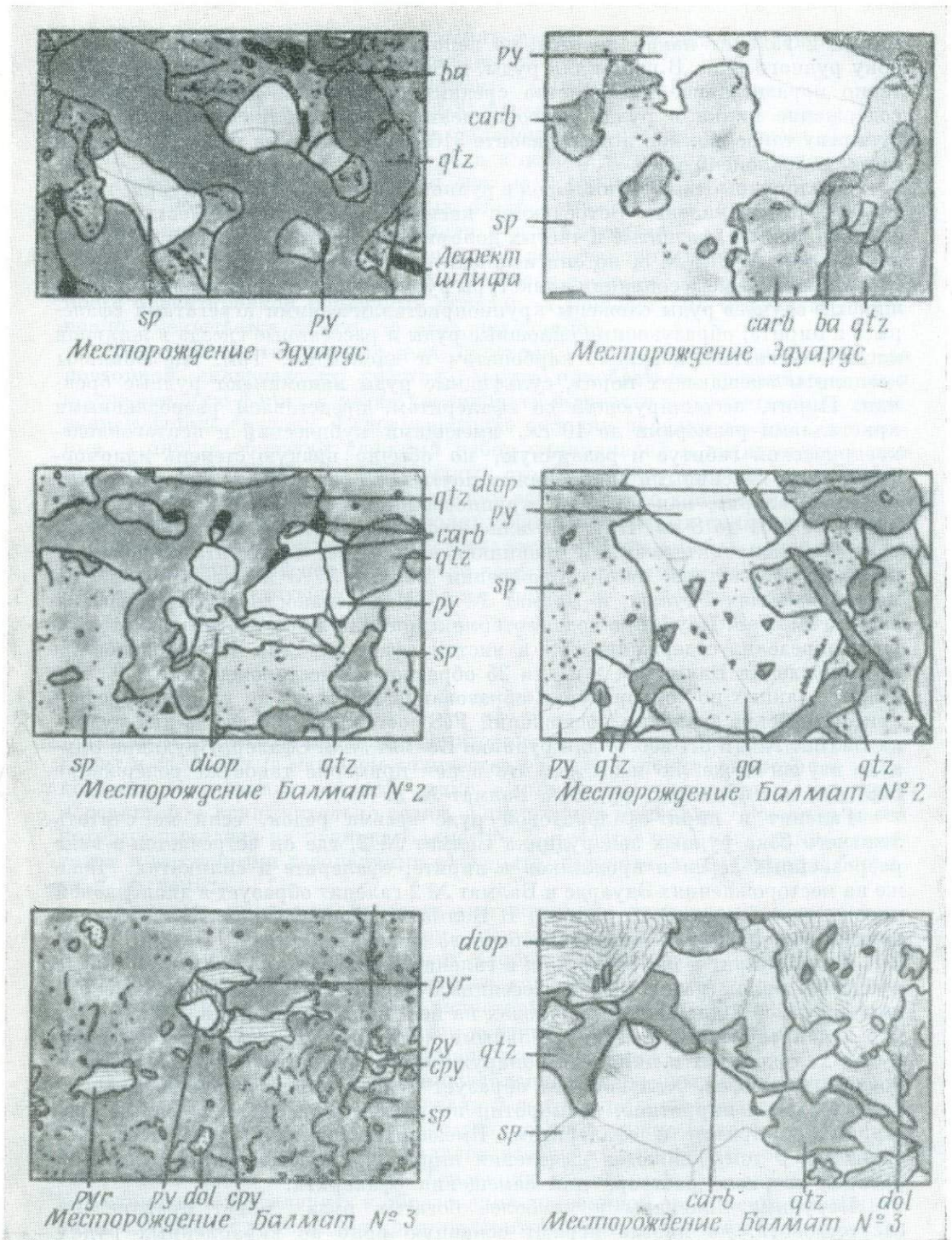
Околорудные изменения пород в рудном районе Балмат — Эдуардс практически не проявлены. Встречаются каемки осветления мощностью в несколько дюймов, развитые в чистых доломитах у контакта с рудой на рудниках Балмат № 2 и № 3, но они исключительно редки.

Минеральные ассоциации и текстуры руд довольно разнообразны. В большинстве случаев руды сложены крупнокристаллическими агрегатами сфалерита и пирита, образующими сплошные руды и рассеянные гнезда в жильной массе, сложенной кварцем, карбонатом и диопсидом. Там, где обильны ксенолиты вмещающих пород, сульфидные руды напоминают рудные брекчии. Пирит, ассоциирующий со сфалеритом, представлен разрозненными кристаллами размерами до 10 *см*, имеющими кубический и пентагондодекаэдрический габитус и различную, но обычно низкую степень идиоморфизма, или массивными скоплениями почти без сфалерита и жильных минералов. Сфалерит, как правило, крупнозернистый, а размеры зерен колеблются от 0,01 до 8 *см*. Крупные идиоморфные кристаллы обладают хорошо развитым полисинтетическим двойникованием. Цвет сфалерита шоколадно-коричневый, светлый на месторождении Балмат № 3 и более темный на месторождениях Эдуардс и Балмат № 2. Интенсивность окраски связана с примесью FeS. Доу [20] в ходе геотермометрических исследований по сфалериту определил содержание FeS в чистом сфалерите для 170 образцов из месторождения Балмат № 2 и для 25 образцов из месторождения № 3. Надежных данных по температурам образования получить не удалось; среднеарифметические значения содержаний FeS составляют 9,6 вес.% для рудника Балмат № 2 и 3,1 вес.% для рудника Балмат № 3. Сфалерит рудника Эдуардс изучен хуже, но известно, что в нем примерно такое же содержание FeS, как и в сфалерите рудника Балмат № 2.

Галенит в пирит-сфалеритовой руде весьма редок, если не считать лежачего бока рудных зон рудника Балмат № 2, где он встречается в виде разрозненных зерен и прожилков в пирите, сфалерите и силикатах. Чаще же на месторождениях Эдуардс и Балмат № 2 галенит образует в диопсидовой породе просечки до 3 *см* длиной. В Балмате небольшое количество свинца извлекается из руд в качестве побочного продукта.

Халькопирит и пирротин, как и галенит, чаще всего наблюдаются в виде рубцовых жилок (gash veins) и рассеянных скоплений зерен. Жилки и зерна локализуются в диопсидовых породах на некотором расстоянии от цинковых руд и сопровождаются незначительными количествами сфалерита. В самих рудах халькопирит и пирротин обнаруживаются лишь при просмотре полированных шлифов. Халькопирит образует мелкие капли и цепочки капель в сфалерите и пирротине, а пирротин находится в тесных и сложных срастаниях с пиритом и сфалеритом. Имеющихся данных недостаточно для суждения о том, являются выделения пирротина в сфалерите результатом распада твердого раствора или замещения сфалерита.

Нерудные минералы в наиболее богатых рудах могут практически отсутствовать, но иногда играют основную роль во вкрапленных рудах и в пределах слабоминерализованных зон. Кварц на самом деле намного более распространен, чем это кажется при просмотре шлифов под микроскопом. Его особенно много в рудных зонах Аппер-Глисон, Стритер и Мейн; в них он встречается в форме иногда округлых, наполовину разъеденных включений. Часты в рудах округлые и слегка угловатые включения диопсида и тремолита, как правило, сильно замещенные серпентином и тальком.



Ф и г. 9. Зарисовки полированных шлифов руд из месторождений района Балмат — Эдуардс. Увеличение 140.

qtz — кварц; *diop* — диопсид; *ba* — барит; *dol* — доломит; *cpy* — халькопирит; *carb* — карбонат: *sp* — сфалерит; *py* — пирит, *ga* — галенит; *pyr* — пирротин.

Карбонат (обычно кальцит) слагает либо зернистую жильную массу, либо реликтовые полоски вмещающих пород, часто смятые в сложные складки. На месторождении Эдуардс и в юго-западной части рудника Балмат № 2 довольно обычен барит; поскольку он не встречается во вмещающих породах, его связь с отложением рудных минералов вполне допустима. В то же время ангидрит, ранее считавшийся жильным минералом и некоторым образом связанный с баритом, вероятнее всего, слагает недозамещенные ксенолиты вмещающих пород.

Пирит и сфалерит в одних рудных телах довольно однородно перемешаны, в других почти антагонистичны друг другу, а в некоторых случаях они слагают чередующиеся слои с тонко- или грубозернистой структурой. В этих слоях преобладает то пирит, то сфалерит, причем слои изгибаются, напоминая флюидальную полосчатость. Колебания средних содержаний основных компонентов руд в целом по рудному району таковы: для сфалерита 10—30%, для пирита 0—80%, для нерудных минералов 5—80%.

Возрастные взаимоотношения минералов и текстуры руд изучались детально Брауном [9, 10], Доу [20, 22, 23] и Соломоном [27]; их данные широко использованы в приведенных выше описаниях. На фиг. 9 даны зарисовки полированных шлифов руд из различных месторождений, сделанные Элитаном. В опубликованных работах много противоречивых данных, что указывает на сложность взаимоотношений минералов, и, хотя были изучены сотни полированных шлифов, интерпретации неизбежно оказывались субъективными и неполными.

Объем данной статьи позволяет остановиться лишь на самых основных выводах многих наблюдений. Для ряда минеральных пар характерны взаимные границы без ясных свидетельств более позднего возраста одного из минералов — для сфалерита и пирротина, сфалерита и карбоната, галенита и сфалерита, галенита и пирита, а также для галенита и халькопирита, но одновременно для этих же минералов наблюдаются многочисленные взаимопересечения, свидетельствующие о противоположных возрастных соотношениях. Особенно сложны взаимоотношения с другими минералами у пирита, но основная масса его подверглась интенсивному микробрекчированию, и все остальные сульфиды заполняют трещинки в зернах пирита и образуют включения в них. Барит и кварц нередко являются единственными нерудными минералами в массе сульфидов и, по-видимому, тесно связаны с отложением сульфидов. Если исходить из тех взаимоотношений, которые наблюдаются в настоящее время, можно прийти к выводу, что серпентин и тальк отлагались явно после, а диопсид и тремолит — раньше сульфидов; эти взаимоотношения помогают найти место сульфидов в установленном Энгелем возрастном ряду продуктов ретроградного метаморфизма: диопсид — тремолит — антофиллит — серпентин — тальк. Изложенные выше данные достаточно определенно свидетельствуют о том, что эндогенные руды в их современном виде являются продуктом метаморфизма ранее возникших сульфидных тел.

Факторы, определяющие форму и участки локализации рудных тел

Как было показано выше, месторождения района Балмат — Эдуардс располагаются среди скарнированных, частично доломитовых мраморов, в узлах пересечения структурных элементов, присущих первичным опрокинутым складкам северо-восточного простирания (при северо-западном падении крыльев) и возникших позднее секущих складок, шарниры которых погружаются в север-северо-восточном направлении.

На плане горизонта 1500 футов месторождения Эдуардс (фиг. 7) видны взаимоотношения гранитизированного срединного гнейса (имеющего сили-

катный состав при отсутствии в общем случае карбонатного вещества) как более компетентной породы с менее компетентной толщей доломитовых мраморов. В толще доломитов, правда, имеется некоторое количество кремнезема — в прослоях скарнированных или окварцованных доломитов, в полосчатой кварцево-диопсидовой породе или в виде неправильных разрозненных стяжений. В некоторых участках тремолит и диопсид сопровождаются продуктами их изменения — тальком и серпентином, а также ангидритом, вероятно, осадочным, пласт которого в некоторых участках поддается картированию.

Почти в конце основного периода деформаций, уже после скарнирования доломитов, складчатые толщи были прорваны дайками пегматитов; пегматитовый материал обладал способностью проникать в доломиты и гнейсы. В настоящее время этот гранитный материал хорошо виден в гнейсах в виде даек, сгустков и рассеянных включений, но его трудно фиксировать в доломитах, если не считать четких секущих пегматитовых даек. Оруденение Эдуардса и, в частности, богатые рудные столбы этого рудника имеют послепегматитовый возраст. В ряде мест богатая крупнозернистая сфалеритовая руда заполняет трещины и цементирует брекчии в пегматитах. Там, где на пегматиты наложены продольные рудные линзы северо-восточного простирания, брекчирование пегматитов наблюдается непосредственно вдоль простирания рудной линзы, а богатая сфалеритовая руда окружает и частично замещает обломки пегматитов. Определенно установлено, что некоторые сдвиговые смещения по северо-восточным трещинам произошли после внедрения пегматитов, но раньше возникновения рудных столбов в их современном виде.

Влияние скалывающих напряжений на элементы первичных складок с северо-восточным простиранием и северо-западным падением выражалось в заворачивании толщи гнейсов вокруг доломитов с образованием Z-образных складок. Эти последние погружаются к северо-западу более или менее согласно с региональным падением толщ вмещающих пород. Как видно в разрезе и на плане (фиг. 4, 7), заворачивание гнейсов захватило и мраморы, образующие совместно с гнейсами изоклинальную складку, а также тот горизонт, к которому приурочены главные рудные столбы. Детальное картирование рудных зон в большинстве случаев позволяет выявить следы влияния тех же скалывающих напряжений, которые привели к развитию основной рудоконтролирующей поперечной складки. Например, «жила» *D*-9 (фиг. 7) имеет форму четкой Z-образной складки. Это говорит о том, что северо-восточные сдвиговые напряжения в значительной мере определяли и форму, и участки локализации рудных тел. В иных местах складки менее заметны, но, как правило, видно, что и таблитчатые рудные тела сопровождаются микробрекчированием и мелкими Z-образными складками, которые указывают все на те же скалывающие напряжения, действовавшие в направлении простирания рудного столба. Рудные столбы разведуются по простиранию до тех пор, пока их мощность и содержание металла не опускаются ниже допустимых пределов. Естественно, что за пределами контуров промышленных руд сульфиды еще встречаются, обычно в виде пережимающихся тонких проводников, сложенных пиритом, а в меньшей мере — сфалеритом. Данные, которые получены в результате алмазного бурения в интервалах между рудными столбами, позволяют предполагать непрерывность послойной минерализации, благодаря чему промышленные рудные столбы в плане очень похожи на четки, которые нанизаны на нитку слабоминерализованного пласта.

Линзовидные или сложно смятые неправильные стручковидные рудные столбы залегают согласно со склонением основной поперечной складки в «завернутых» гнейсах. В вертикальном разрезе падение их меняется от крутого к пологому и далее снова к крутому. Оказалось, что эта особенность

связана с изменением склонения не только основной поперечной складки, как это видно по поведению «завернутых» пластов гнейсов, но и является автономным свойством отдельных рудных столбов. Там, где слои имеют более крутое падение, рудные столбы более плоски и прямолинейны, как это видно на горизонте 1500 футов и на более высоких горизонтах. Если же слои падают положе, развиваются в основном Z-образные мелкие поперечные складки, которые в пределах минерализованного горизонта определяют форму исключительно сложно построенных стручковидных рудных столбов. Эти складчатые структуры, по всей видимости, возникли благодаря воздействию скалывающих напряжений по простиранию слоистой толщи, состоящей из пород различной компетентности, в условиях пластического течения вещества. То, что угол склонения рудных тел, независимо от его крутизны, зависит от угла погружения шарнира основной поперечной складки в гнейсах и совпадает с ним, хорошо видно при прослеживании структур месторождений на глубину.

При анализе факторов, определяющих форму и локализацию оруденения месторождений Балмат № 2 и № 3, лучше всего взять за основу геологический план горизонта 900 футов (фиг. 8) и соответствующие разрезы (фиг. 5 и 6).

Геологический план горизонта 900 футов и соответствующий разрез иллюстрируют закономерности размещения оруденения на месторождении Балмат № 2, причем хорошо видна приуроченность руд к ранее упоминавшемуся пересечению первичных складок, крылья которых имеют северо-восточное простирание и северо-западное падение и осложнены складками с север-северо-западным погружением. Как видно на широтном разрезе (фиг. 5), на руднике Балмат № 2 доминирующей структурой является как раз упомянутая поперечная складка, с формированием которой связаны интенсивнейшая складчатость более высоких порядков в доломитах, скарнированных доломитах, тремолитовых породах и других образованиях, слагающих изоклинальную синклиналь, опрокинутую к юго-востоку. Скалывающие напряжения северо-восточной ориентировки, создавшие поперечную складку, также привели к удвоению разреза толщи «рыжих мраморов» (пачка 15). Часть пачки 14, вмещающая рудные тела месторождения № 2, на участке рудной зоны Стритер, в юго-восточном крыле Балматской брахисинклинали, обычно имеет северо-восточное простирание и северо-западное падение, согласные с ориентировкой первичной складчатости. В разрезе (фиг. 5) можно видеть, что в шарнирной части синклинали толщи пород имеют сложное строение, обусловленное пластическим течением как вмещающих пород, так и самого рудного горизонта. Части пачки 14, как видно в плане и разрезе, подверглись заворачиванию по часовой стрелке вокруг сдавливаемой пачки рыжих мраморов в осевой части синклинали, что привело к удвоению разреза пачки 14 в юго-восточном крыле брахисинклинали Балмат. Скалывающие усилия действовали вдоль плоскости напластования крыла опрокинутой согласной синклинали Силвия-Лейк. Рудная зона «висячий бок» (Hanging Wall) сложена в значительной мере богатой крупнозернистой сфалеритовой рудой, содержащей немного пирита. Рудные зоны Мейн и Стритер имеют, наоборот, преимущественно пиритовый состав, при широких колебаниях содержаний сфалерита, вследствие чего качество руд среднее. Некоторые участки северо-западного фланга рудной зоны Стритер особенно богаты пиритом.

В отличие от месторождения Балмат № 2 на месторождении Балмат № 3 доминирующим структурным элементом являются согласные складки волочения с ундулирующими шарнирами, погружающимися к северо-востоку, а затем воздымающимися в пределах месторождения.

Для более детального рассмотрения месторождение Балмат № 3 можно разделить на две части — участок Глисон на северо-западе и участок Лумиз

на юго-востоке. В первом выделяются верхняя, средняя и нижняя рудные зоны (фиг. 6). Они в целом приурочены к предполагаемому месту пересечения первичных северо-восточных структур осью той же самой поперечной складчатой структуры, которая определяет специфику месторождения Балмат № 2 примерно в 5000 футах к юг-юго-востоку. Рудные тела участка Глисон распространяются по всей показанной на карте площади. Верхнее рудное тело приурочено к поперечной складке, погружающейся к север-северо-западу под углом около 25°. В направлении погружения оруденение распространено незначительно, но есть ответвления рудного тела в обратном направлении, в сторону земной поверхности. Рудный горизонт сложен богатой грубокристаллической пирит-сфалеритовой метасоматической рудой, развившейся по брекчированной линзе серой, существенно кварцевой породы с подчиненным количеством диопсида, залегавшей в породах пачки 6. Средняя и нижняя рудные зоны Глисона приурочены к линейным структурам северо-восточного направления. Руды состоят из грубозернистого сфалерита и подчиненного пирита, замещающих трещиноватую и брекчированную породу, сложенную серым кварцем и скарнированным доломитом. Весьма неравномерный характер оруденения в сочетании с высоким содержанием цинка обусловили добычу руд очистными выработками туннельного типа.

Интересно отметить проявление на рассматриваемом участке сколовых нарушений северо-восточного простирания, круто падающих к северо-западу, смещения по которым были в основном сдвиговыми при незначительной вертикальной составляющей. Эти нарушения, вероятно, возникли благодаря действию тех же скалывающих напряжений, которые привели к образованию поперечных складок. В относительно более компетентных скарнированных и окварцованных доломитах пачки 6 слабые подвижки по этим нарушениям, возможно, происходили и в последующее время. В толщах доломитового состава эти сколовые нарушения не видны; то ли они были залечены, то ли просто трудно обнаруживаются.

В разрезе, ориентированном на северо-запад, показана рудная зона Лумиз-А, приуроченная к небольшой складке волочения в юго-восточном крыле синклинали Силвия-Лейк. Рудное тело возникло около тектонически подновленного контакта пластически деформированных доломитов пачки 7 и более компетентных скарнированных доломитов пачки 8. В данном разрезе рудная зона В участка Лумиз имеет небольшую мощность, но последняя быстро возрастает к северо-востоку в скарнированных доломитах пачки 8 и доломитах пачки 9 (фиг. 6, 8). Продольная структура, к которой приурочена рудная зона Лумиз-В, пересекается поперечной складкой с север-северо-восточным погружением. Руды обоих рудных горизонтов — А и В — участка Лумиз сложены светло-бурым грубозернистым сфалеритом, содержащим менее 1% Fe, и явно второстепенным пиритом.

Форма рудных тел, особенно их контактов, часто зависит от состава вмещающих пород. Например, на месторождении Балмат № 2 массивные сульфидные руды имеют резкие контакты с рыжим мрамором, тремолитовой породой, кальцитовым мрамором и доломитом. Контакты же с серпентинизированным или диопсидизированным мраморами, наоборот, неясные. Зоны с вкрапленными сульфидами, невыдержанные ответвления массивных сульфидов в сторону вмещающих пород, имеющие форму прерывистых линз, карманов, просечек, сложных систем прожилков типа конского хвоста — все это указывает на бессистемное перемещение рудного вещества в сторону слегка подробленных пород лежачего или висячего бока. Рудные тела в диопсидовых, кварцево-диопсидовых или кварцевых породах имеют крайне неправильные, прихотливые контакты, указывающие на комбинированную форму проникновения рудного вещества во вмещающие породы. В отдельных случаях установлены типичные сульфидные жилы заполнения в трещинах отрыва.

Наиболее мощные части рудных тел приурочены к синклинальным, или отрицательным, структурам. По неизвестным причинам в замковых частях положительных структур увеличение мощности проявляется не столь отчетливо. На крыльях структур почти всегда мощность рудных тел уменьшается. Благоприятными для оруденения горизонтами считаются такие, в которых сульфиды тяжелых металлов отлагались в рассеянном виде одновременно с осадками, что неоднократно имело место в ходе длительного процесса осадконакопления.

Если учесть, что рудные тела в районе Балмата развиваются в породах различных пачек на вертикальном стратиграфическом интервале примерно в 1800 футов, то трудно связать все оруденение с каким-либо одним «питающим пластом» (source bed), как это настойчиво утверждает Найт [17]. Гнезда и рассеянная вкрапленность пирита, сфалерита и в весьма незначительном количестве галенита широко распространены вокруг известных рудоносных участков и между ними. Этот факт наряду с текстурными особенностями руд, слабостью околорудных изменений пород, плохо выраженными контактами рудных тел и отсутствием типичных рудоподводящих трещин или проводников является убедительным свидетельством в пользу предположения о дометаморфической минерализации.

Интенсивные складчатость и метаморфизм почти полностью преобразили осадочные породы. Это мешает полной реконструкции первоначального состава мраморов Гренвилл. Мы можем лишь строить различные догадки относительно того, каким образом в осадках произошло сингенетическое накопление сульфидов металлов.

Соломон [27] предполагает следующую последовательность событий, приведшую к накоплению металлов:

«а. Периодическое отложение карбонатных осадков в условиях мелководного бассейна с донными депрессиями, в которых создавались физико-химические условия, благоприятствовавшие восстановлению SO_4^{--} до S^{--}. Взаимодействие S^{--} с поступающими в достаточном количестве Zn^{++}, Fe^{++} и ионами других металлов, в результате чего происходило накопление тонкозернистых сульфидов.

б. Последующее уплотнение и объединение этих сульфидоносных осадков с другими осадочными образованиями в единую слоистую толщу.

в. Смятие толщ в складки и метаморфизм, в ходе которого рудные минералы подвергались перекристаллизации с гомогенизацией изотопного состава и перемещению, приведшему к тому типу распределения рудного вещества, которое наблюдается в настоящее время».

Влияние метаморфизма на руды и рудовмещающие породы

Для удобства дальнейшего обсуждения предположим, что так называемые «питающие пласты», содержащие рассеянные пирит, сфалерит и второстепенный галенит, действительно существовали до метаморфизма и в полной мере подверглись гренвиллскому метаморфизму. Можно полагать, что этот метаморфизм происходил на большой глубине, в условиях пластического течения, что приводило к перекристаллизации и иным преобразованиям как в «питающих пластах», так и в переслаивающихся с ними толщах.

Под влиянием давления и высокой температуры чистые и обогащенные силикатным веществом доломиты, а также гнейсы подверглись полной перекристаллизации. А. Энгель и К. Энгель [18] указывают, что региональный метаморфизм, охвативший породы не только во всем районе Балмат — Эдуардс, но и далеко за его пределами, привел к возникновению ассоциации диопсида, доломита, кальцита и кварца, наблюдаемой в мраморах, и ассоциации кварца, биотита, плагиоклаза и мусковита, развитой в гнейсах. Последовательность дальнейшего преобразования этих ассоциаций в мраморах была такова: диопсид — тремолит — антофиллит — серпентин — тальк, а в гнейсах появились клиноцоизит, хлорит, серицит и местами альбит. Мраморы испытали два этапа интенсивных деформаций. Полагают, что пер-

вый из них имел место несколько раньше внедрения ранних порций гранитной магмы или во время него. Второй этап, по-видимому, совпадал с внедрением основной массы гранитов [24]. В ходе последнего гнейсы были обильно пропитаны гранитным расплавом и инъецированы гранитом. В поздние стадии становления интрузии мраморы были прорваны дайками пегматитов.

Первый этап деформаций привел к созданию изоклинальных складок с северо-восточным простиранием и северо-западным падением крыльев. Деформации второго этапа вызвали перемещения типа правых сдвигов вдоль региональных складчатых структур. Под действием этих скалывающих стрессов возникли поперечные складки, секущие по отношению к первичной ориентировке региональных складчатых структур и сыгравшие роль основных рудоконтролирующих структур в пределах отдельных месторождений.

В некоторых участках, возможно, в связи с различной компетентностью одних пород относительно других и в силу неоднородного распределения скалывающих напряжений, вдоль минерализованных пластов развились зоны скалывания и поперечные складки более высоких порядков. Направление и угол погружения зон скалывания и мелких Z-образных поперечных складок полностью совпадают с соответствующими элементами ориентировки главных рудоконтролирующих поперечных складок. Рассеянные пирит, сфалерит и второстепенный галенит в некоторых местах «питающих пластов» испытывали пластическое течение, выжимаясь из крыльев в замковые части мелких складок. Параллельные напластованию скалывающие напряжения играли важную роль в развитии локального микробрекчирования, а также в создании зон скалывания и отчетливых мелких поперечных складок, сложенных породами различной компетентности. Возможно, в таких участках рассеянные сфалерит и пирит вели себя по-разному. Было высказано предположение, что при действии направленного стресса, вызывающего образование сколовых нарушений между пластами различной компетентности, пирит подвергался сегрегации и оставался устойчивым. Мобилизация же рассеянного сфалерита и меньших количеств галенита и пирита могла привести к переходу этих минералов в раствор и переотложению в иных частях системы [27]. Такие растворы, вероятно, циркулировали вдоль послойных сколовых нарушений в пластах с сингенетичной минерализацией и переотлагали содержимое в структурно подготовленных для этого местах, образуя обогащенные рудные столбы современного облика.

В пределах индивидуальных рудных столбов обнаруживаются реликты и фрагменты слоев силикатного состава. Они были вытянуты и растащены под действием описанных выше сколовых напряжений. Такие же фрагменты силикатных пород имеются во вмещающих руды породах — среди доломитов и серпентинизированных доломитов. Эти фрагменты также, вероятно, являются результатом дезинтеграции слоев в условиях пластического течения. В результате пластических деформаций оказались залеченными и затушеванными все следы и признаки сколовых нарушений, трещиноватости и брекчирования. Совершенно не сохранилось сколько-нибудь отчетливых следов каналов или проводников, по которым двигались рудоносные растворы.

Сфалерит богатых руд обладает весьма крупнозернистым строением, что наводит на мысль о заполнении открытых полостей в ранее существовавших зонах дробления. Эти зоны развивались в породах различной компетентности, например в толще переслаивающихся доломитов и диопсидовой породы или доломита и кварцита. Сфалерит богатых руд имеет цвет от светлого до темного шоколадно-коричневого. Раскалываясь по спайности, кристаллы сфалерита обнаруживают гладкие поверхности до 8 *см* в поперечнике, которые, как мириады разноориентированных зеркал, отражают свет рудничных ламп. Такие руды получили у горняков название «блестковых» («spangle ore»). «Блестковые» руды характерны для всех рудников Балмата

и Эдуардса. Именно к этим рудам приурочены так называемые «очистные выработки с богатой рудой» (sweetener stopes), позволяющие в ряде мест добывать и бедные вкрапленные руды, тела которых пересекаются обогащенными столбами.

Привнос сульфидов в структурно благоприятные участки на поздней стадии метаморфизма, т. е. позже возникновения силикатных минералов, согласуется с установленной А. Энгелем и К. Энгелем [18] последовательностью возникновения метаморфических минералов в мраморах: диопсид — тремолит — антофиллит — серпентин и, наконец, тальк. Сульфиды отлагались в антофиллитовую стадию ретроградного метаморфизма.

Выводы

В целом авторы склонны присоединиться к взглядам Брауна [30] и Соломона [27], которые при расшифровке последовательности геологических событий, приведших к образованию эндогенных руд, исходят из предположения, согласно которому сульфиды отлагались одновременно с осадочными породами до метаморфизма.

Действительно, в ряде горизонтов метаморфизованных осадочных пород встречаются пахучие доломитовые мраморы, содержащие H_2S, а также осадочный ангидрит. Кроме того, доломиты и скарнированные доломиты в стратиграфической колонке многократно перемежаются без существенного изменения состава. Это указывает на то, что в ходе отложения известняков Гренвилл в районе Балмат — Эдуардс сходные условия многократно повторялись через определенные интервалы времени.

Вполне возможно, что именно повторение одних и тех же условий осадконакопления и объясняет тот факт, что в значительной части стратиграфического разреза многократно повторяются слои карбонатных пород, содержащие рассеянную вкрапленность сульфидов тяжелых металлов.

Эти минерализованные слои были, вероятно, глубоко захоронены, смяты в складки и метаморфизованы, а в ходе указанных событий рассеянные сульфиды тяжелых металлов перекристаллизовывались и концентрировались. Сфалерит, в меньшем количестве галенит, а также пирит перемещались, по-видимому, путем пластического течения под влиянием направленного стресса или в растворенном состоянии вдоль плоскостей наложенных сколовых нарушений. Такие растворы, двигаясь вдоль слоистости сингенетично минерализованных пород, переотлагали сульфиды в структурно благоприятных участках. Пирит частично обособился от других минералов. Сфалерит, количественно подчиненный ему галенит и часть пирита вели себя, вероятно, как в процессе дистилляции или были просто выжаты давлением из карбонатных пород, в которых ранее они находились в рассеянном состоянии. Мобилизация сульфидов цинка и свинца с перемещением последних по горизонтали и вертикали в плоскости минерализованного пласта привела к возникновению участков концентрации, напоминающих в плане бусины, неравномерно нанизанные на искривленную нитку. Этим участкам в целом свойственна большая протяженность по падению и восстанию, вдоль направления погружения (см. фиг. 7, 4). Тела богатых сфалеритовых руд сформировались путем замещения либо зон микробрекчий между породами различной компетентности вдоль плоскостей наложенных сколовых нарушений, либо пород со сложной пликативной структурой, обязанной своим происхождением действию продольных скалывающих напряжений и развитию погружающихся поперечных складок.

Вторичные руды

Вообще говоря, сульфидные руды района слабо затронуты гипергенными процессами. Тонкая лимонитовая железная шляпа, мощность которой часто измеряется дюймами, венчает выходы довольно бедных руд Эдуардса и мно-

гих других рудных тел, быстро сменяясь глубже свежими, неизменными сульфидами. На верхних горизонтах месторождений распространены пустоты и жеоды, выполненные спекуляритом, кальцитом и другими вторичными минералами, но чаще они встречаются во вмещающих породах, нежели в рудных телах. В районе Балмата широко распространена землистая разновидность гематита или спекулярита, заполняющая трещины в рудах и вмещающих породах. В этих случаях сульфиды не затронуты гематитизацией, а значит, гематит возник самостоятельно, вероятно, из растворов, разлагавших пирит. Есть и исключения, из которых следует упомянуть верхнее рудное тело участка Глисон месторождения Балмат № 3 и рудную зону «висячий бок» месторождения Балмат № 2. В первом случае мощная линза массивных сульфидов подверглась весьма интенсивной гематитизации, развитой на 50 футов от поверхности. Во втором экзогенные процессы захватили интенсивно и сложно смятое рудное тело до необычно большой глубины.

Рудная зона «висячий бок» представляет собой единый комплекс связанных между собой индивидуальных рудных тел, приуроченных к осевым и шарнирным частям чрезвычайно сжатых складок. В тесной связи с образованием сжатых складок, вдоль контактов пород различной компетентности развивались брекчирование и проскальзывание пород по нарушениям сколового типа. Именно в этих условиях возник столь необычный комплекс экзогенных минералов, отсутствующий во всех других рудных зонах района.

Обнаружение вторичных сфалеритов, галенита и виллемита принадлежит Брауну [10], который привел неопровержимые доказательства возникновения этих минералов в экзогенных условиях, а не в позднюю стадию эндогенного минералообразования. В качестве доказательства глубокого окисления при участии метеорных вод он обращает внимание на распространение полостей растворения и скоплений землистого гематита до значительной глубины. Одновременно показано, что с глубиной количество подобных полостей и скоплений гематита постепенно уменьшается. Следует подчеркнуть, что окисление руд зоны «висячий бок» не доходило до конца нигде, но оно, бесспорно, является более интенсивным близ поверхности и постепенно ослабевает с глубиной. В 2000 футах ниже земной поверхности окисление руд проявилось слабо и локально, т. е. следы экзогенных процессов практически исчезают. Правда, в керне одной буровой скважины, взятом на глубине 2300 футов от поверхности (1650 футов ниже уровня моря), были обнаружены гематит и магнетит с реликтами сфалерита.

Вторичный сфалерит образует тонкозернистые агрегаты зерен, окраска которых варьирует от белой до светло-желтой; он замещает пирит, первичный сфалерит и нерудные минералы. Вторичные галенит и халькопирит имеют подчиненное значение и могут быть обнаружены лишь в полированных шлифах. Изредка встречаются незначительные скопления массивного халькопирита и подчиненного ему борнита явно экзогенного происхождения, что следует из их приуроченности к интенсивно окисленным участкам. Магнетит появляется лишь в зонах наиболее интенсивного окисления, обычно в тесном срастании с вторичным сфалеритом, в виде чрезвычайно тонкозернистых масс. Гематит распространен весьма широко; им сложены землистые массивные скопления и полоски красного цвета во вмещающих породах. Обе разновидности гематита — землистая и кристаллическая — развиваются по пириту. Хлорит может быть частично продуктом первичного метаморфизма, но поскольку он встречается, по существу, лишь в рудной зоне «висячий бок», а количество его постепенно уменьшается с глубиной, хлоритизацию также относят к экзогенным проявлениям, как и гематитизацию. Хлорит обильно развивается в тремолитовых и диопсидовых вмещающих породах и в качестве жильного минерала в рудных телах. Виллемит обнаружен в хлоритизированной тремолитовой породе ниже интенсивно окисленных частей рудных тел, но ни разу не встречен ниже горизонта 700 футов.

Для типичной окисленной руды характерна текстура типа «птичьего глаза»: зерна пирита по периферии замещаются каемками вторичных минералов. Вокруг реликтового зерна пирита обычно концентрически располагаются каемки, сложенные гематитом, магнетитом со сфалеритом и белым сфалеритом. В прямом соседстве с наиболее интенсивно окисленными рудами обычно можно встретить совершенно свежий первичный сфалерит. Доу [20] наблюдал темнокоричневый сфалерит с каймой белого сфалерита в ассоциации с хлоритом и магнетитом.

На всем изученном вертикальном интервале явные признаки вторичного обогащения цинковых руд отсутствуют. И хотя содержание цинка в рудной зоне «висячий бок» по меньшей мере на 50% выше среднего для месторождения Балмат № 2, это объясняется не вторичным обогащением, а более благоприятными литологическими и структурными условиями формирования первичных руд.

Браун [10] указывает на колломорфную структуру гематита, замещение пирита от периферии зерен к центру и тонкозернистость агрегатов вторичных минералов как на свидетельство экзогенного замещения при низкой температуре, возможно даже при участии холодных вод. Бросается в глаза, что все вторичные минералы являются безводными в отличие от обычных в таких условиях лимонита и гидроцинкита. Из этого следует заключить, что вторичные минералы в рассматриваемом случае образовались ниже уровня грунтовых вод или по крайней мере при недостатке свободного кислорода. Идеальные условия такого рода должны были создаваться в характерных рудовмещающих структурах. Таковыми являются интенсивно смятые, брекчированные и дизъюнктивно нарушенные породы, которые могли способствовать очень медленной циркуляции обедненных кислородом подземных вод. Руды зоны «висячий бок» содержали достаточно пирита для окисления и были, бесспорно, более проницаемы, чем другие рудные тела района. Время возникновения вторичных руд остается неясным, и для установления его имеющихся данных недостаточно.

ГЕНЕЗИС РУД

Ньюленд [3] в 1916 г. предположил, что руды Эдуардса образовались путем замещения мраморов Гренвилл под действием дериватов залегающей где-то глубже гранитной интрузии уже после того, как рудовмещающие мраморы были скарнированы и перекристаллизованы.

В 1918 г., в самом начале отработки рудных тел Эдуардса, Смит [5] провел детальные исследования руд под микроскопом. Его выводы [5] в значительной мере вытекали из убеждения, что рудные тела имеют форму жил или неправильных масс, пересекающих слоистость, и возникли гораздо позже отложения морских осадков. Он пришел к заключению, что руды Эдуардса образовались в результате замещения мраморов Гренвилл под действием горячих газов и растворов, выделяемых из внедрившейся или образовавшейся неподалеку магмы [5].

В 1936 г. Браун [9] заметил, что рудные тела, которые у горняков называются жилами, в действительности представляют собой метасоматические тела, залегающие согласно с истинной слоистостью или со слоистостью, нарушенной пластическими деформациями. Он был согласен со Смитом и Ньюлендом, что источником рудных растворов были нижележащие магматические тела [9]. Позже ему удалось установить, что рудные тела часто приурочены к участкам с аномально сложной пликативной деформацией и что остатки резко согнутых и смятых в складки слоев сохраняются во многих участках рудного тела в согласном положении [11]. По его мнению [11], в ходе полевых наблюдений и исследований под микроскопом надежно устанавливается приуроченность первичных руд к зонам микробрекчирования.

Эти зоны чаще образуются в пределах загрязненных силикатами мраморов, чем в чистых мраморах; последние в связи с гомогенным строением в меньшей степени подвержены микробрекчированию. Это наводит на мысль, что неоднородно скарнированные мраморы в период рудообразования обладали большей пористостью, чем чистые. Браун [11] полагал, что рудообразующая среда в этом случае должна была быть гораздо богаче металлами, нежели гидротермальный раствор в обычном смысле.

Данные Брауна [9] подтверждены А. Энгелем и К. Энгелем [18], которые установили, что обогащенный железом сфалерит отлагался вместе с некоторым количеством пирита и пирротина в антофиллитовую стадию ретроградного метаморфизма в мраморах. Они предполагают, что отложение менее железистого сфалерита и сульфидов железа продолжалось в течение всего *периода образования серпентина и в самом начале отложения талька*.

Доу [20] путем сравнения примесей в пирите и анализа данных об изотопном составе свинца для сульфидных руд и вмещающих пород формации Гренвилл пришел к еще недостаточно обоснованному выводу, что вмещающие толщи не были источником сульфидных руд Балмата.

Браун позднее [26, 30] пересмотрел прежние взгляды и ныне считает, что руды Балмата и Эдуардса не только существовали до метаморфизма, но и испытали его в полной мере, чем и объясняется их современный высокотемпературный облик. Соломон [27] допускает накопление тонкозернистых сульфидов в сравнительно мелководных бассейнах, где шло отложение карбонатов. Позднее сульфиды уплотнились вместе с другими осадочными образованиями, а последующие складчатость и метаморфизм обусловили перекристаллизацию сульфидов и гомогенизацию их изотопного состава, а также переотложение, в результате которого возникло наблюдаемое в настоящее время распределение рудного вещества.

Результаты детальных исследований рудных тел, как в общих чертах показано в данной статье, подтверждают концепцию Брауна и Соломона о первично сингенетическом отложении сульфидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Emmons E., Report of the second geological district of the State of New York, N.Y. Geol. Surv. Ann. Rept., **2**, 185—252, 1838.
2. Cushing H. P., et al., Geology of the Thousand Islands regions, N.Y. State Mus. Bull., № 145, 1—194, 1910.
3. Newland D. H., The new zinc mining district near Edwards, New York, Econ. Geol., **11**, 623—644, 1916.
4. Uglow W. L., Ore genesis and contact metamorphism at the Long Lake zinc mine, Ontario, Econ. Geol., **11**, 231—245, 1916.
5. Smyth C. H., Genesis of the zinc ores of the Edwards district, St. Lawrence County, New York, N.Y. State Mus. Bull., № 201, 7—39, 1918.
6. Fairchild H. L., Pleistocene marine submergence of the Hudson, Champlain, and St. Lawrence valleys, N.Y. State Mus. Bull., № 209, 210, 76, 1919.
7. Cushing H. P., Newland D. H., Geology of the Gouverneur quadrangle, N.Y. State Mus. Bull., № 259, 1—122, 1925.
8. Buddington A. F., Geology and mineral resources of the Hammond, Antwerp, and Lowville quadrangles, N.Y. State Mus. Bull., № 296, 1—251, 1934.
9. Brown J. S., *Structure and primary mineralization of the zinc mine at Balmat*, New York, Econ. Geol., **31**, 233—258, 1936.
10. Brown J. S., Supergene sphalerite, galena, and willemite at Balmat, New York, Econ. Geol., **31**, 331—354, 1936.
11. Brown J. S., Porosity and ore deposition at Edwards and Balmat, New York, Geol. Soc. Amer. Bull., **58**, 505—546, 1947.
12. Engel A. E. J., Engel C. G., Grenville Series in the northwest Adirondack Mountains, New York, Part I, General features of the Grenville Series, Geol. Soc. Amer. Bull., **64**, 1013—1047, 1953.
13. Engel A. E. J., Engel C. G., Grenville Series in the northwest Adirondack Mountains, New York, Part II, Origin and metamorphism of the major paragneiss, Geol. Soc. Amer. Bull., **64**, 1049—1097, 1953.

14. Prucha J., Pyrite deposits of Jefferson and St. Lawrence counties, New York, N.Y. State Sci. Serv., R.I., № 8, 1—66, 1953.
15. Brown J. S., Engel A. E. J., Revision of Grenville stratigraphy and structure in the Balmat — Edwards district, northwest Adirondacks, New York, Geol. Soc. Amer. Bull., **67**, 1599—1622, 1956.
16. Aldrich L. T., et al., Ages of rocks in the Canadian Shield, in Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst. Washington Year Book, **56**, 105—108, 1957.
17. Knight C. L., Ore genesis and the source bed concept, Econ. Geol., **52**, 808—817, 1957.
18. Engel A. E. J., Engel C. G., Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Geol. Soc. Amer. Bull., **69**, 1369—1414, 1958.
19. Brown J. S., Kulp J. L., Lead isotopes from Balmat area, New York, Econ. Geol., **54**, 137—139, 1959.
20. Doe B., The distribution and composition of sulfide minerals at Balmat, New York, Unpublished Ph. D. Thesis, Calif. Inst. Tech., 1—151, 1960.
21. Buddington A. F., Leonard B. F., Regional geology of the St. Lawrence County magnetite district, Northwest Adirondacks, New York, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **376**, 1—145, 1962.
22. Doe B., Distribution and composition of sulfide minerals at Balmat, New York, Geol. Soc. Amer. Bull., **73**, 833—854, 1962.
23. Doe B., Relationships of lead isotopes among granites, pegmatites, and sulfide ores near Balmat, New York, Jour. Geophys. Res., **67**, 2895—2906, 1962.
24. Engel A. E. J., The Precambrian geology and talc deposits of the Balmat — Edwards district, northwest Adirondack Mountains, New York, U.S. Geol. Surv. Open File Rept., 1—357, 1962.
25. Wynne-Edwards H. R., Descriptive Notes, Map 27, Gananoque map-area Ontario, Geol. Surv. Canada, 1 : 63 360, 1962.
26. Brown J. S., Personal communication to P. J. Solomon, in Unpublished Ph.D. Thesis, Harvard Univ., 1—162, 1963.
27. Solomon P. J., Sulfur isotopic and textural studies of the ores at Balmat, New York, and Mount Isa, Queensland, Unpublished Ph. D. Thesis, Harvard Univ., 1—162, 1963.
28. Wynne-Edwards J. R., Descriptive Notes, Map 7, Brockville — Mallorytown map-area, Ontario, Geol. Surv. Canada, 1 : 63 360, 1963.
29. Leonard B. F., Buddington A. F., Ore deposits of St. Lawrence County magnetite district, northwest Adirondacks, New York, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **377**, 1—259, 1964.
30. Brown J. S., Oceanic lead isotopes and ore genesis, Econ. Geol., **60**, 47—68, 1965.
31. Bloomer R. O., Precambrian Grenville or Paleozoic quartzite in the DeKalb area in northern New York, Geol. Soc. Amer. Bull., **76**, 1015—1026, 1965.

Часть II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

18

МЕСТОРОЖДЕНИЯ САМОРОДНОЙ МЕДИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ШТАТА МИЧИГАН

У. С. Уайт

Месторождения находятся на южном берегу озера Верхнее. Промышленная разработка началась в 1845 г.; к настоящему времени добыто около 5 млн. т меди. В настоящее время доля данного района в общем производстве меди в США составляет 2%. Примерно 58% меди добыто из рудных залежей в лавовых покровах, но наиболее крупное и богатое рудное тело Калюмет — Хекла приурочено к конгломератам. Среднее содержание меди 1,48%

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

Горные породы Мичиганского меднорудного района относятся к системе Кивино позднедокембрийского возраста. Обобщенный стратиграфический разрез толщ, обнажающихся в пределах района, выглядит следующим образом (снизу вверх):

Средний Кивино

Лавовая серия Портедж-Лейк (9 000—15 000 футов)

Верхний Кивино

Конгломераты Коппер-Харбор (350—6000 футов)

Сланцы Нонсач (125—700 футов)

(?) Песчаники Джейкобсвилл (юго-восточнее разлома Кивино)

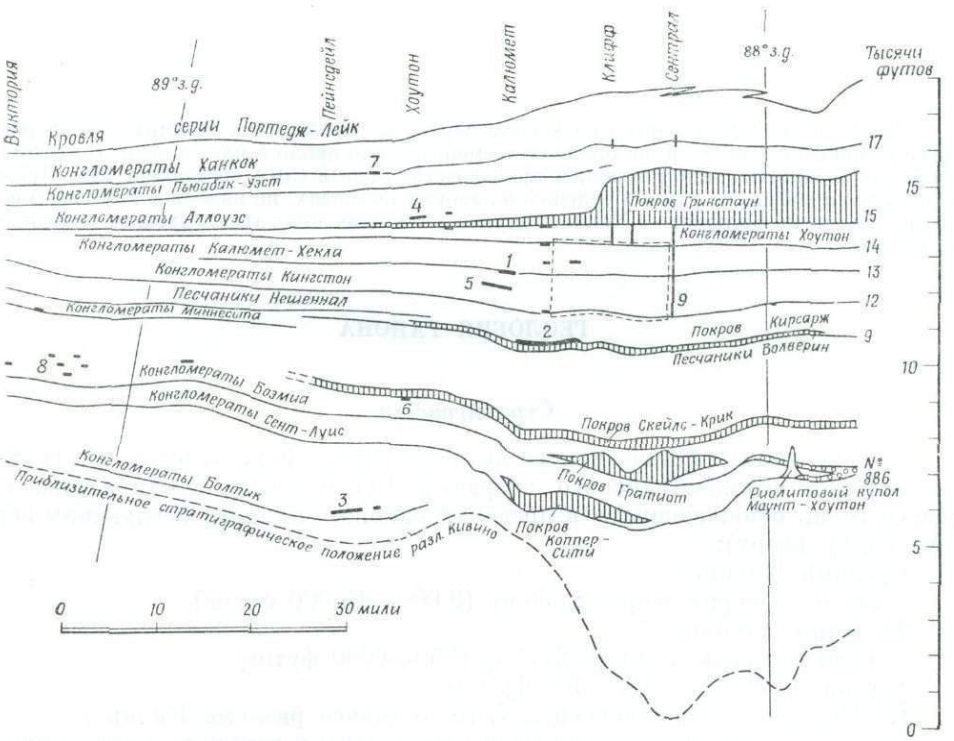
Месторождения самородной меди приурочены к верхним амигдалоидным (миндалекаменным) частям отдельных лавовых покровов и пластам конгломератов, объединяемых в так называемую лавовую серию Портедж-Лейк. В Мичиганском меднорудном районе эта толща, сложенная несколькими сотнями базальтовых покровов, имеет мощность по меньшей мере 15 000 футов, но в других частях района озера Верхнее ее мощность, по-видимому, превышает 30 000 футов [39]. Некоторые базальтовые покровы разделяются пропластками риолитовых конгломератов, мощность которых колеблется от долей дюйма до нескольких десятков футов. На фиг. 1 приведен продольный стратиграфический разрез лавовой серии Портедж-Лейк для участка от Виктории до северо-восточной оконечности полуострова Кивино. На этом разрезе можно видеть относительное положение отдельных лавовых покровов и пластов конгломератов, являющихся маркирующими горизонтами. Многие такие горизонты удается проследить на расстоянии до 90 миль.

На фиг. 2 в увеличенном виде изображена фиг. 1, обведенная пунктирной линией. Более крупный масштаб дает возможность показать все поверхности покровов, установленные в пределах этого блока по буровым скважинам. В данном случае лавовые покровы значительно более выдержаны, а скважины пробурены во много раз чаще, чем в среднем по району.

Половина общего объема лав в серии Портедж-Лейк сложена покровами мощностью более 74 футов. Мощность отдельных покровов колеблется от 1 до 1500 футов, а объем излившейся массы базальтов для большого числа

относительно мощных покровов измеряется десятками и даже сотнями кубических миль [39].

Лавовые покровы представлены преимущественно базальтами или андезито-базальтами, состоящими из основного плагиоклаза (обычно лабрадора), авгита и подчиненного количества оливина. Примерно 40% лав обладает офитовой структурой, более крупнозернистой в мощных покровах.



Ф и г. 1. Продольный стратиграфический разрез лавовой серии Портедж-Лейк от Виктории до восточной оконечности полуострова Кивино.

Справа проставлены принятые рудничной службой номера пластов конгломератов. Жирными короткими линиями показаны меднорудные залежи, главнейшие из которых обозначены крупными цифрами: *1* — залежь Калюмет — Хекла («конгломератовая»); *2* — Кирсарж («амигдалоидная»); *3* — Болтик («амигдалоидная»); *4* — месторождение Куинси; *5* — Осиола («амигдалоидная»); *6* — месторождение Айл-Ройал; *7* — месторождение Атлантик; *8* — группа месторождений Эвергрин; *9* — месторождение Сентрал (трещинного типа). Пунктирной линией ограничен участок, соответствующий фиг. 2.

В прочих случаях лавы довольно тонкозернисты, но все же они различаются по степени равнозернистости полевых шпатов [11, 23].

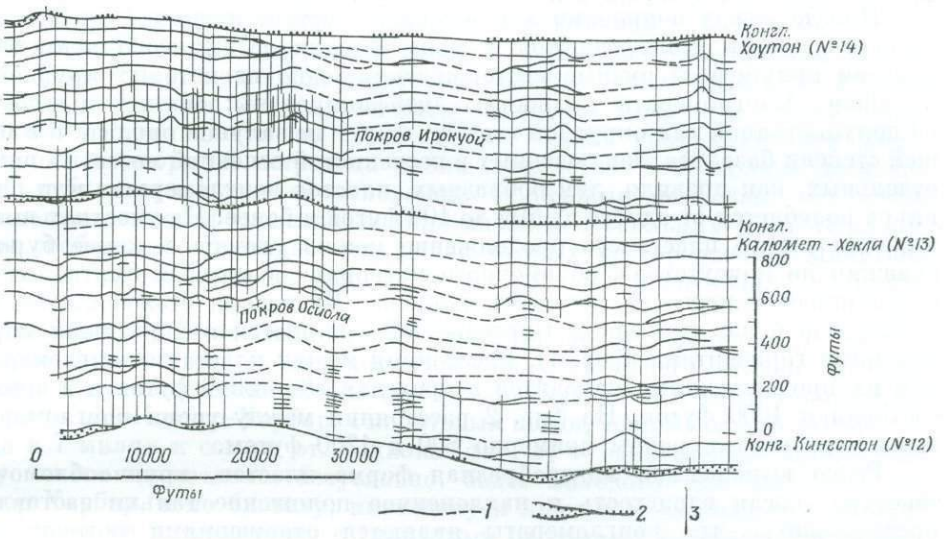
Самая верхняя часть большинства лавовых покровов, составляющая 5—20% объема каждого из них, обладает отчетливой амигдалоидной (миндалекаменной) текстурой, причем от 5 до 50% пор выполнено вторичными минералами. Количество миндалин в направлении к подошве каждого покрова снижается, так что средняя и нижняя его части сложены массивными базальтами. В 21% случаев верхняя амигдалоидная часть лавовых покровов брекчирована; предполагают, что дробление происходило по мере излияния лав. Вторичные минералы выполняют как миндалины в обломочном материале брекчий, так и пустоты в цементирующей массе.

Многие более мощные покровы дифференцированы. Считается, что такая дифференциация в основном вызвана как осаждением кристаллов

(процесс усложнялся конвекционными явлениями в некоторых очень мощных покровах), так и деятельностью летучих [16, 17, 23]. С деятельностью летучих, в частности, связывается и генезис месторождений самородной меди.

1. Верхние части покровов, обычно отличающиеся красным цветом, обогащены железом и кислородом.

2. Содержание сингенетичной (indegenous) меди в массивных базальтах из внутренних частей некоторых детально исследованных мощных покровов



Ф и г. 2. Продольный стратиграфический разрез части лавовой толщи, обозначенной на фиг. 1 [39].

1 — поверхность лавового покрова или сам покров, прерывистая линия проводится при менее определенной интерполяции; *2* — пласт конгломератов, точки над одиночной линией подразумевают наличие осадочного материала в пласте малой мощности; *3* — буровая скважина.

в 2—4 раза меньше, чем в базальной зоне закалки; отсюда можно предположить, что в процессе дифференциации медь была вынесена из внутренних частей покровов вместе с летучими [16, 23]. Этот вывод подтверждается данными Корнуола [23], согласно которым содержание сингенетичной меди в маломощных, быстрее охладившихся покровах базальтов в 2—3 раза выше, чем в более мощных и сильнее дифференцированных. Бродерик и Хол [16], как и Корнуол [23], отмечают, что медь преимущественно концентрируется в пегматитовой фации мощных покровов. Весьма вероятно, что повышенные концентрации первичной меди создавались и в верхних частях покровов, ибо наличие там крупных пор и высокое содержание летучих элементов свидетельствуют о повышенной активности магматических газов во время остывания покровов. В лавах из базальных зон закалки в трех покровах, наиболее тщательно изученных Бродериком, Холом [16] и Корнуолом [23], содержится соответственно 140, 220 и 480 г/т меди; отсюда с достаточной осторожностью можно предположить, что в связи с деятельностью летучих верхние части более мощных покровов к моменту остывания лавы содержали 300—400 г/т меди. Однако этот вывод доказать затруднительно, поскольку какая-то доля меди, ныне рассеянной в верхних частях покровов, могла быть привнесена во время эпигенетических процессов.

3. Содержание серы в лавовых покровах заметно ниже, чем в интрузивах того же состава; это допускает предположение о выносе серы из лав в газообразном состоянии во время экструзии [15, 23].

В Миннесоте риолитовые покровы составляют примерно 10% общего объема лавовых толщ среднего Кивино [20], но для Мичигана риолиты менее характерны. Во всем районе развития месторождений самородной меди в поперечном разрезе вскрываются по меньшей мере три небольших экструзивных купола риолитового состава [25, 28]. Более крупные риолитовые покровы залегают в верхней части лавовой серии Портедж-Лейк на юге гор Поркьюпайн, к западу от главных месторождений самородной меди [40, 55]. Райт (неопубликованные данные) показал, что некоторые, но не все риолитовые покровы сложены сваренными туфами.

Иногда между покровами лав основного состава в серии Портедж-Лейк залегают пласты конгломератов и реже песчаников. К нескольким таким пластам приурочены рудные месторождения, одно из которых крупнейшее в районе. Конгломераты полностью литифицированы; обычно они состоят из полуокатанной или округлой гальки, глыб или валунов риолита и в меньшей степени базальта, заключенных в песчанистой основной массе. Мощность отдельных, как правило, линзообразных, пластов конгломератов или песчаников колеблется от одного дюйма до 100 футов и более. На участках выклинивания такого пласта его продолжение можно уловить в керне буровых скважин по присутствию обломочного материала в верхней амигдалоидной части нижележащего базальтового покрова. Благодаря этому пласты конгломератов в лавовой серии Портедж-Лейк являются прекрасными маркирующими горизонтами (фиг. 1). Расстояния между пластами конгломератов или их продолжениями находятся в пределах 500—3000 футов и в среднем составляют 1000 футов. На фиг. 2 расстояния между тремя конгломератовыми горизонтами равны примерно 800 и 1200 футам.

Резко выраженная линзообразная форма пластов, крупнообломочная текстура, косая слоистость и наклоненное положение гальки заставляют предположить, что конгломераты являются отложениями потоков типа селей, стекавшими по поверхности пологих лавовых покровов [39]. Эти потоки в пределах района распространения медных месторождений направлены в основном к северу, т. е. от периферии бассейна озера Верхнее к его центру [31, 40, 43, 44].

Интрузивные породы

Интрузивные породы в Мичиганском меднорудном районе встречаются довольно редко, хотя вообще в бассейне озера Верхнее в лавовой серии Портедж-Лейк они развиты достаточно широко. На геологической карте района [24, 30] показано несколько небольших интрузивных тел риолитового состава. Довольно необычный массив сиенодиоритов и гранофиров обнаружен на южном склоне хребта Коппер-Рейндж в 23 милях к восток-северо-востоку от Калюмета [6, 24]. Этот массив интересен тем, что он является единственным крупным телом интрузивной породы основного состава, обнажающимся невдалеке от района развития месторождений самородной меди, и что непосредственно около него отмечаются высокие концентрации сульфидов меди в жилах и верхних частях лавовых покровов [6, 36].

На южном берегу озера Верхнее развиты интрузивы как известного габбрового комплекса Дулут Миннесоты, так и габбро-сиенитового комплекса, установленного в окрестностях Меллона, штат Висконсин [9, 27]. Состав гальки из конгломератов Коппер-Харбор дает косвенное свидетельство о существовании третьего крупного комплекса основных изверженных пород, развитого к югу от рассматриваемого меднорудного района. Так, в полосе, протяженностью 15—20 миль к северо-востоку и юго-западу от города Калюмет галька конгломератов Коппер-Харбор на 30—70% гранофировая; с удалением от Калюмета доля этой породы в составе конгломератов заметно снижается. Водные потоки, отложившие конгломераты Коппер-

Харбор, стекали в северном направлении [40], а поэтому вполне допустимо предположение о некогда существовавшем габбро-гранофировом комплексе, остатки которого, возможно, еще сохранились под несогласно залегающими молодыми песчаниками Джейкобсвилл к югу от района месторождений самородной меди. Гранофировые гальки довольно часто встречаются и в конгломератовых пластах из верхней части лавовой серии Портедж-Лейк. Отсюда можно предположить, что габброгранофировый комплекс либо часть его имеет тот же возраст, что и лавовая серия.

В пределах штата Мичиган дайки основного и кислого состава в кивинских породах встречаются очень редко, за исключением района к югу от гор Поркьюпайн. Имея в виду огромные массы излившейся основной лавы, можно только удивляться, почему, несмотря на большой объем подземных горных выработок и буровых скважин, в Мичиганском меднорудном районе дайки основного состава почти не встречаются. Около упоминавшегося выше массива сиенодиоритов встречена дайка мощностью в несколько десятков футов, субконкордантная по отношению к лавовым покровам. Эта почти уникальная дайка прослежена на протяжении нескольких миль (Поллок, устное сообщение). Очевидно, что район медных месторождений Мичигана отстоит на много миль от тех жерл, из которых происходило излияние базальтовых лав.

Вулканическая деятельность наиболее активно проявилась в среднекивинское время, но она продолжалась и в начале верхнего Кивино. Лавовые покровы и вулканические пеплы [40] устанавливаются в верхах конгломератовой толщи Коппер-Харбор. Риолитовый поток, прорывающий песчаники Фреда в 7 милях к северу от Ханкока (фиг. 3) — единственное проявление интрузивного магматизма, безусловно, более молодого, чем конгломераты Коппер-Харбор, а по биотиту, имеющемуся лишь в этом риолите, установлено, что он не комагматичен с типичными риолитами кивинского возраста.

Возраст горных пород

Радиометрические исследования в конце концов позволят определить возраст и продолжительность кивинской вулканической деятельности, но имеющиеся к настоящему времени данные противоречивы. На некоторые несоответствия обратили внимание Голдич и др. [41, 54]. Основываясь на U/Pb-определениях абсолютного возраста цирконов, Силвер и Грин [46] полагают, что вспышка интрузивной деятельности, соответствующая дулутскому габбровому комплексу, силлу Эндион и большей части среднекивинских лавовых покровов Миннесоты, произошла примерно 1115±15 млн. лет назад. Калий-аргоновые определения возраста биотита из риолитового тела, прорывающего песчаники Фреда к северу от Ханкока (фиг. 3), показали результат 1954 ± 34 млн. лет (Ланфер, письменное сообщение, апрель 1966 г.), сопоставимый с вышеупомянутыми данными U/Pb-определений. Однако Rb/Sr-определения, сделанные по валовым пробам пород, устанавливают более молодой возраст. Приведем следующие данные: габбровый комплекс Дулут —1080 ± 25 млн. лет [47]; сланцы Нонсач (максимальный возраст) —1046 ± 46 млн. лет [49]; силл Эндион, Миннесота,—925 ± ± 40 млн. лет [47]; кварцевые порфиры, внедрившиеся в лавовую серию Портедж-Лейк к югу от Уайт-Пайн —978 ± 40 млн. лет [57]. Петрографически эти кварцевые порфиры идентичны гальке из конгломератов лавовой серии Портедж-Лейк.

Определения абсолютного возраста Rb/Sr-методом силла Эндион и кварцевых порфиров являются единственным доказательством того, что типичная для кивинского времени вулканическая деятельность, вероятно, продолжалась и после отложения конгломератов Коппер-Харбор. Пока причина несоответствия между результатами определения абсолютного возраста

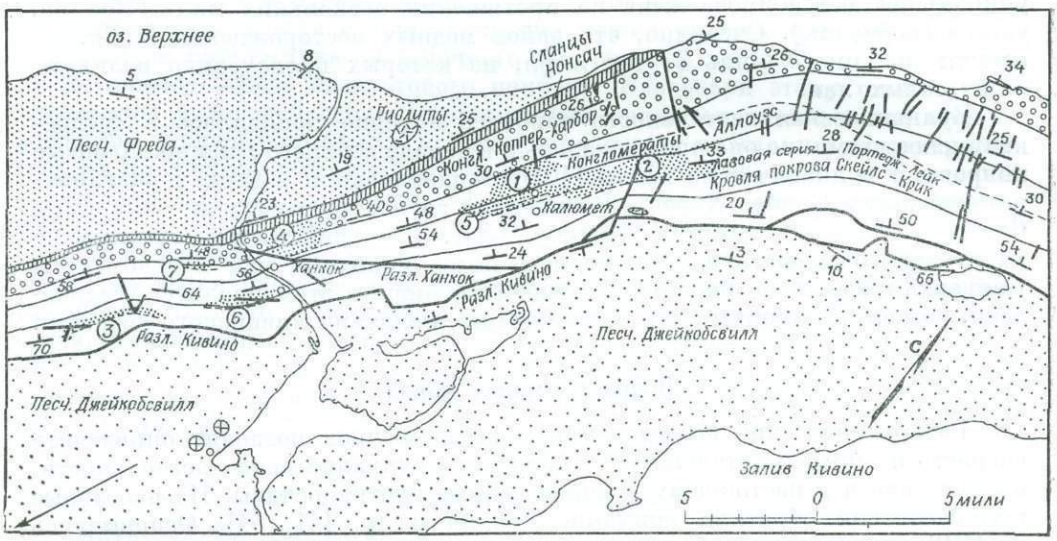
различными методами не будет выяснена, выражаясь словами Голдича и др. [41], «безусловно преждевременна попытка установления возрастных *пределов вулканической активности в среднем Кивино*». (И в верхнем Кивино тоже, добавим мы.)

Структура

Месторождения самородной меди приурочены к лавовой серии Портедж-Лейк, слагающей южное крыло синклинали озера Верхнее. На геологической карте (фиг. 3) показаны главнейшие месторождения района, а на фиг. 4 обозначены следы осевых плоскостей складок для той же части рудоносной территории.

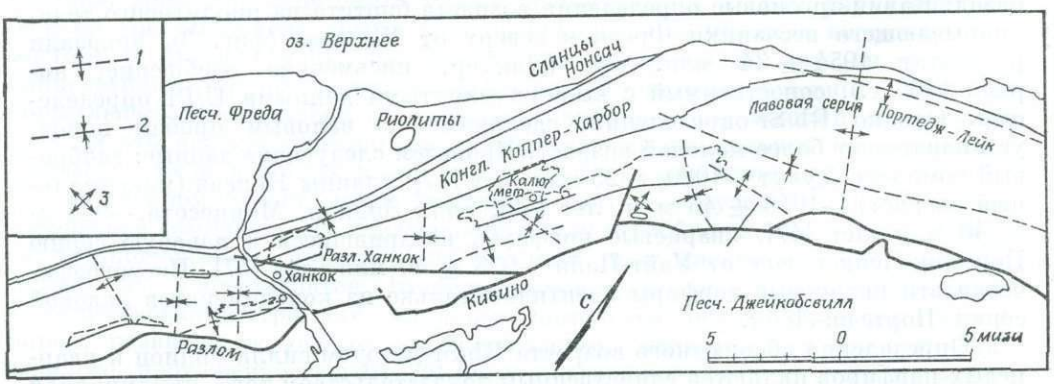
Главными структурными элементами данной площади являются:

1. Разлом Кивино — полого- или крутопадающий надвиг, в северо-восточной своей части более или менее параллельный простиранию слоисто-



Ф и г. 3. Геологическая карта района главнейших месторождений самородной меди.

Цифрами в кружках в порядке их значимости показаны следующие месторождения: 1 — Калюмет — Хекла; 2 — Кирсарж; 3 — Болтик; 4 — Куинси; 5 — Осиола; 6 — Айл-Ройал; 7 — Атлантик. Пунктирная линия — северо-западная граница распространения кварца в амигдалоидах.



Ф и г. 4. Структурная схема района.

Нумерация главных медных месторождений та же, что и на фиг. 3. *1* — антиклиналь (след осевой плоскости); *2* — синклиналь (след осевой плоскости); *3* — купол.

сти; по этому разлому породы лавовой серии Портедж-Лейк надвинуты на более молодые песчаники Джейкобсвилл.

2. Падение слоистости в лавовой серии Портедж-Лейк и вышележащей толще с приближением к разлому Кивино постепенно становится более крутым. Частично это обусловлено фактическим изгибом отдельных пластов, но в основном увеличение углов падения связано со стратиграфическим выклиниванием некоторых пачек в северном направлении, о чем речь ниже.

3. Углы падения отдельных горизонтов лавовой серии Портедж-Лейк в направлении с северо-востока к юго-западной оконечности участка развития главных месторождений постепенно меняются от 20 до 30° (фиг. 3). Таким образом, каждый горизонт оказался как бы скрученным. По-видимому, не случайно, что подавляющая масса самородной меди добыта именно из участка перегиба пластов.

4. Дополнительные складки, наложенные на широкие складчатые структуры, отмеченные выше. Расстояние между осями этих складок составляет 5—10 миль, сами оси полого изгибаются. Ориентировка осевых плоскостей, как можно видеть на фиг. 4, несколько неодинакова.

5. Надвиги, характеризующиеся более широтным простиранием, чем слоистость, и более крутым падением. Характерным представителем этих надвигов является разлом Ханкок. Наиболее четко они проявлены к юго-западу от Калюмет.

6. Крутые разломы меридионального или северо-западного простирания. Разрывы этого типа наиболее многочисленны в восточной половине района, показанного на фиг. 3, и еще дальше на восток, т. е. в области, отвечающей резкому антиклинальному перегибу. Эти же разломы часто связаны с дополнительными антиклиналями, осевые плоскости которых ориентированы в меридиональном или северо-западном направлении. Многие разломы такого типа показаны на фиг. 3, но их число было бы большим, если бы обнаженность территории была лучшей и вся площадь была бы полнее охарактеризована подземными горными выработками и буровыми скважинами. Большинство месторождений самородной меди приурочено к трещинам, связанным с разломами или разрывами этого типа.

7. Залегание песчаников Джейкобсвилл почти горизонтально, за исключением участка, примыкающего к разлому Кивино, где в связи с волочением по сместителю слоистость наклонена и местами даже опрокинута.

Возраст деформации

Все еще не удается окончательно решить кардинальный вопрос о времени проявления этапа или этапов деформации. Ответ на него важен потому, что медь и ассоциирующие с ней минералы выполняют разломы и трещины, безусловно свидетельствуя о близком или более позднем времени их отложения по отношению к главному этапу деформации.

В какой-то мере деформация проявилась в процессе отложения лавовой серии, что сказалось главным образом в наклонении пород к северу. Увеличение мощности отдельных стратиграфических горизонтов в северном направлении, наблюдаемое в горных выработках и по данным буровых скважин, свидетельствует о том, что бассейн испытывал погружение по мере отложения вулканогенно-осадочной толщи [31, 39]. Поверхность фундамента, подстилающего лавовую серию Портедж-Лейк, за промежуток времени между отложением конгломератовых пластов № 6 и 17 постепенно наклонилась к северу на угол 7—8° (фиг. 1). Поскольку расстояние между упомянутыми горизонтами составляет 55—60% от общей мощности обнажающейся части лавовой серии Портедж-Лейк, разность в углах наклона между кровлей и подошвой этой серии может быть оценена в 12—15°. Над месторождением Куинси падение (тоже северное) нижних горизонтов конгломератов Коппер-

Харбор на 8° круче, чем верхних. В других местах выявить роль первичного наклонения толщи на фоне позднейшей складчатости достоверно не удается. Однако так или иначе в большинстве случаев разница в углах падения между подошвой и кровлей конгломератовой толщи Коппер-Харбор, вызванная ранним или конседиментационным наклонением, по-видимому, находится в пределах 5—10°.

Угловое несогласие между самыми нижними из известных горизонтов лавовой серии Портедж-Лейк и кровлей конгломератовой толщи Коппер-Харбор, таким образом, составляет примерно 20°, что, следовательно, говорит о значительном наклонении поверхности фундамента за время, предшествующее накоплению сланцевой толщи Нонсач. В настоящее время сланцы Нонсач, как и самые нижние горизонты песчаников Фреда, падают к северо-западу под углами 20—45°, так что наклонение в процессе накопления песчаников Фреда или в более позднее время было равно или даже превосходило то наклонение, которое мы отмечали для времени, предшествующего отложению сланцев Нонсач.

Хотя главенствующие гомоклинальные структуры возникли, в чем мы только что убедились, при постепенном наклонении фундамента в процессе накопления лавовой серии Портедж-Лейк, многие структурные элементы формировались в самом конце кивинского времени или в палеозое. Песчаники Джейкобсвилл, почти наверняка более поздние, чем песчаники Фреда [43], интенсивно деформированы в зоне разлома Кивино, а нижнепалеозойские породы в горах Лаймстон (юго-западный угол фиг. 3) смяты в резкие складки.

Представляется, что многие структурные особенности рассматриваемого района, за исключением дононсачского тектонического наклонения, прямо или косвенно связаны с тем периодом деформаций, во время которого образовался разлом Кивино. В районе распространения медных месторождений и за его пределами углы падания пород превышают 30° (на северо-запад) лишь в зоне шириной 4—5 миль вдоль разлома Кивино, а на расстоянии 10 миль они почти никогда не превышают 5°. Сжатые складки развиты в основном около самого разлома Кивино; антиклинали с северо-западной ориентировкой осевых плоскостей тоже теснейшим образом связаны с этим разломом — они исчезают с удалением от него. На участках месторождений около разлома Кивино развито значительно больше разрывных нарушений, чем вдали от него. Неизвестно лишь, сформировался ли сам разлом Кивино и все сопутствующие ему элементы структуры после отложения песчаников Джейкобсвилл или заложение разлома относится к более раннему времени (см. [11]).

Суммируя все изложенное, заключаем, что наклон в 5—10° от современного суммарного угла падения кровли лавовой серии Портедж-Лейк и примерно 20° от угла падения ее подошвы связаны с деформацией, предшествующей отложению сланцев Нонсач. В значительной мере это тектоническое наклонение, а также складчатость и формирование разрывных нарушений происходили во время отложения самых нижних горизонтов песчаников Фреда или после него. Образование разрывов и складчатость отчасти продолжались и во время накопления песчаников Джейкобсвилл, но, какая часть «послединсачской» деформации является «последжейкобсвиллской», неизвестно.

Возраст оруденения

Рудная минерализация в лавовой серии Портедж-Лейк сформировалась одновременно с периодом деформации или несколько позднее главного ее этапа. Об этом свидетельствует ряд фактов.

1. Жилы самородной меди с сопутствующими минералами встречаются как в конгломератах, так и в амигдалоидных базальтах. Некоторые из этих

минерализованных трещин пересекают тысячи футов лавовых покровов. Другие трещины, как указывал Бродерик [13], представляют собой пути, по которым рудоносные растворы покидали пласты конгломератов. Во многих жилах ранние минералы подроблены и выполнены более поздними минералами [11]. Выделения самородной меди с зеркалами скольжения встречаются, но не часто, и это заставляет предположить, что послерудные подвижки вдоль трещин были ничтожны по сравнению с общей деформированностью вмещающих пород.

2. Во многих случаях отдельные рудные линзы резко обрываются около совсем небольших трещин отдельности или скола с малыми амплитудами видимых перемещений. Отсюда, безусловно, следует, что трещинообразование предшествовало оруденению.

3. Судя по всему, общий характер распространения минерализации в некоторых «амигдалоидных» рудных телах зависит от геометрии складок, о чем речь пойдет ниже.

4. Предварительные результаты исследований флюидных включений в кварце [34] из «амигдалоидной» рудной залежи Кирсарж позволили установить следующее. Углы падения лавовых покровов к моменту выделения кварца уже были достаточно крутыми. Наблюдаемый температурный градиент в направлении падения лавовых покровов составляет 1,9°/100 футов без поправки на давление. Если бы углы падения пород во время отложения кварца были равны современным 40°, то вертикальный градиент составлял бы примерно 2,8°/100 футов, т. е. был бы в четыре с лишним раза выше отвечающего современным условиям температурного градиента. А если бы кварц отлагался в конце периода накопления конгломератов Коппер-Харбор, когда углы падения пород были равны 10—15°, то получаемая величина градиента соответствовала бы вовсе невероятному вертикальному градиенту 9°/100 футов. Подобный способ рассуждения, конечно, допустим, но для более определенных выводов необходимы дальнейшие исследования.

На основе вышеперечисленных данных о возрасте деформации рудную минерализацию, вероятно, следует считать более поздней, чем значительная часть песчаников Фреда, и вообще относить ее к моменту завершения кивинской вулканической деятельности или после него. Не установлено лишь, является ли оруденение «последжейкобсвиллским» или нет.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Форма рудных тел

Главные рудные залежи стратиформные, поскольку они приурочены либо к одному какому-нибудь пласту конгломератов, либо к прикровлевой амигдалоидной части одного из лавовых покровов. На фиг. 5 в качестве примера показано схематизированное поперечное сечение лавового покрова «В» с прилегающими частями выше и ниже залегающих покровов. Эта фигура хорошо иллюстрирует некоторые типичные соотношения рудоносных и боковых пород. Меднорудные залежи в амигдалоидных базальтах характеризуются следующими общими особенностями.

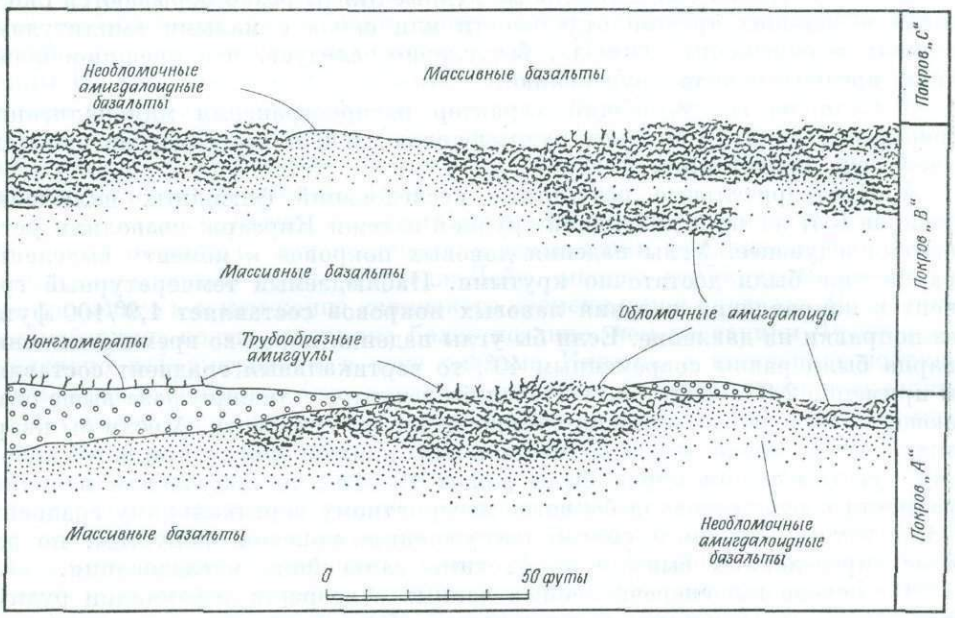
1. Висячий и лежачий бока амигдалоидных рудных залежей слагают массивные базальты. Подстилающие базальты относятся к тому же покрову, что и амигдалоидный горизонт, а вышележащие базальты моложе.

2. Обломочные амигдалоидные лавы — наиболее обычная рудовмещающая порода — на глубину и по простиранию постепенно переходят в необломочные амигдалоиды; встречающиеся участки необломочных амигдалоидов обычно безрудны или несут убогое оруденение.

3. Верхняя граница рудного тела или амигдалоидного горизонта довольно резкая и соответствует лежачему боку вышележащего лавового покрова.

Очень редко от молодого лавового покрова вниз, в обломочные амигдалоиды, проникают узкие, сложные по форме базальтовые языки. Резкая граница между двумя покровами может подчеркиваться трубообразными скоплениями амигдул.

4. На фиг. 5 показан типичный характер выклинивания или увеличения мощности горизонтов обломочных амигдалоидных лав. В одних лавовых покровах, вроде Кирсарж, чередование раздувов и пережимов менее четкое, чем в других (покров Осиола). Во многих покровах с мощным обломочным



Ф и г. 5. Схематический разрез, иллюстрирующий особенности верхних амигдалоидных частей лавовых покровов и пластов конгломератов.

горизонтом в прикровлевой части (покровы Осиола, Ирокуой, Айл-Ройал) языки и пласты массивных или слабо амигдалоидных базальтов обычно расчленяют обломочный горизонт. Пример тому можно видеть в верхней части покрова «В» (фиг. 5, справа).

5. *Верхняя и нижняя части обломочного горизонта обычно несут более* богатое медное оруденение, чем средняя. В исключительно богатых рудных столбах горизонт обломочных амигдалоидов рудоносный на всей его мощности. Особую сложность для рудничных геологов представляют поиски рудных столбов в ответвлениях горизонта обломочных амигдалоидов под языками более массивных базальтов (см. правую часть покрова «В» на фиг. 5) [45].

6. Из-за невыдержанности горизонтов обломочных амигдалоидов (фиг. 5) и неравномерного распределения в них меди подсчитать среднюю выемочную мощность отдельных рудных тел затруднительно. В общем высота блоков, измеряемая по нормали к слоистости, находится в пределах 10—15 футов; на отдельных рудниках она может быть ниже, на других выше.

На фиг. 5 между лавовыми покровами «А» и «В» показан линзообразный пласт рудоносных конгломератов — характерный пример меднорудных залежей «конгломератового» типа. Лежачий блок пласта конгломератов слагают обломочные или «необломочные» амигдалоидные лавы, интерстиции в которых заполнены песчанистым или алевритистым материалом. В висячем боку пласта конгломератов залегают массивные базальты более молодого лавового покрова. Контуры оруденелого участка могут совпадать с конгло-

мератовой линзой — в плане или стратиграфически,— а могут и не совпадать. Границей «конгломератового» рудного тела Калюмет — Хекла, по меньшей мере частично, служит линия выклинивания пласта конгломератов, примерно такого, какой показан на фиг. 5. Линзообразная форма этого пласта может быть одной из причин исключительно высокой концентрации в нем меди [11]. В мощных выдержанных конгломератовых пластах, подобных пластам Аллоуэс и Кингстон, рудные залежи отличаются низкими содержаниями меди и в плане оконтуриваются лишь по данным опробования.

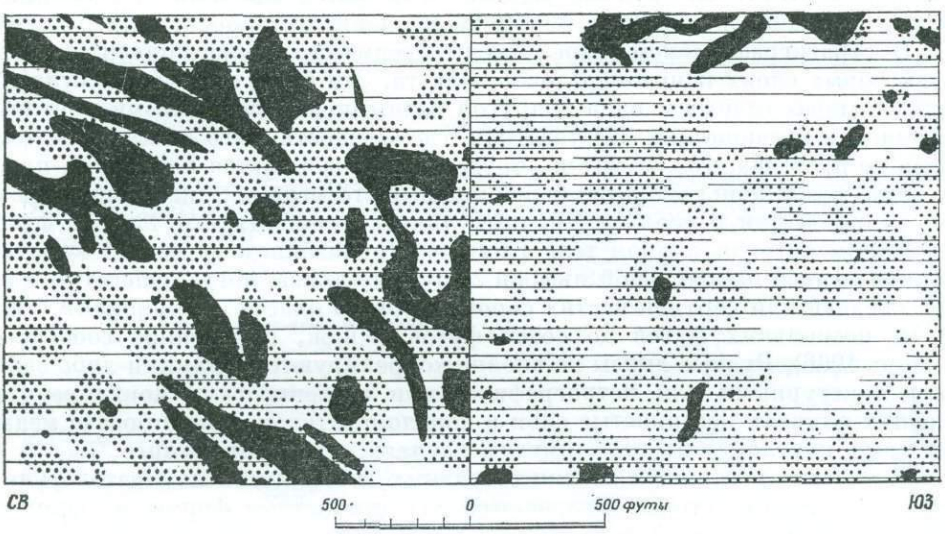
В стратиграфическом разрезе медь преимущественно концентрируется в некоторых слоях конгломератового пласта. Эти более или менее согласные рудные линзы отделены одна от другой бедными или безрудными конгломератами или песчаниками. На участках, где мощность всего пласта конгломератов не превышает 5—10 футов, оруденелым оказывается почти весь пласт. Если же пласт конгломератов более мощный, то медь обычно сконцентрирована в одной или нескольких рудных линзах мощностью от 1 до 15 футов. В конгломератовом рудном теле Кингстон (показанном на фиг. 1 короткой жирной линией над большой цифрой 2) рудные линзы могут залегать в нижней, средней или верхней частях сорокафутового пласта и измеряться в длину от нескольких футов до сотен футов (Уидж, письменное сообщение, декабрь 1966). Рудные линзы не вполне коррелируются с какими-либо заметными текстурными или петрографическими особенностями конгломератов. В одних случаях песчанистые слои в конгломератовом пласте богаче медью, чем сами конгломераты, а в других случаях, наоборот, беднее.

В плоскости горизонтов амигдалоидных лав или конгломератов рудные залежи и рудные столбы отличаются непостоянством формы и размеров. В направлении длинной оси главные рудные тела прослеживаются на расстоянии от 1 мили (рудник Атлантик) до 7 миль для основной амигдалоидной залежи Кирсарж. На руднике Куинси рудное тело отрабатывалось на расстоянии 8800 футов по падению; сейчас нижний горизонт находится на глубине 6000 футов. Горные работы на руднике Калюмет — Хекла протягиваются на расстояние 9200 футов вдоль по падению, а нижний горизонт пройден на глубине 5500 футов от поверхности Земли. Амигдалоидная залежь Кирсарж отрабатывалась на расстояние 7500 футов по падению, а другая такая же залежь Болтик — на 5200 футов. Эти два самых глубоких рудных тела, как и рудная залежь Атлантик, располагающаяся выше по разрезу, характеризуются размерами по падению, сопоставимыми с размерами по простиранию. Для рудных же тел, приуроченных к низам стратиграфического разреза, размеры по падению, напротив, составляют лишь часть от их размеров по простиранию. Такое различие в форме рудных тел можно объяснить зональностью минерализации, о чем речь пойдет ниже.

Разнообразны по форме и рудные столбы, слагающие рудные залежи в верхних частях лавовых покровов. На некоторых месторождениях развиты многочисленные сильно удлиненные рудные столбы с четко выраженной предпочтительной ориентировкой. Ширина таких столбов составляет 100—500 футов, а длина — от первых сотен до нескольких тысяч футов. На других месторождениях обогащенные медью участки отличаются крайне неправильной формой без сколько-нибудь заметной ориентировки. Как говорилось выше, участки, богатые медью, очень приблизительно коррелируются с раздувами пласта обломочных амигдалоидов, обычно окруженными участками с пониженной мощностью амигдалоидов, часто к тому же «необломочных». Эта особенность, по-видимому, обусловлена первичным различием в степени дробления прикровлевой части покровов еще во время излияния лавы. Фиг. 6 дает возможность сравнить два участка одного и того же месторождения с различной «правильностью» в расположении рудных столбов.

В конгломератах рудные залежи преимущественно тяготеют к участкам с меньшей мощностью и линзовидной формой пласта, о чем уже упоми-

налось. Оси конгломератовых рудных залежей Калюмет — Хекла и Хоутон вытянуты вдоль осей линз конгломератов, простирающихся в север-северо-западном направлении. Эти линзы по своему происхождению, по-видимому, являются удлиненными аллювиальными конусами выноса, отложенными из водных потоков, стекавших к центру бассейна озера Верхнее [39]. Рудное тело в конгломератах Хоутон состоит из нескольких субпараллельных



Ф и г. 6. Распределение меди в плоскости верхней амигдалоидной части лавового покрова Болтик на северном участке рудника Чампион.

Слева — выдержанные рудные столбы, прослеженные от горизонта 5 до горизонта 20. Справа — невыдержанные рудные столбы между горизонтами *30* и *46*. *Горизонтальные линии — штреки. Черным показаны* богатые руды, точками — обычно отрабатываемые участки; убогие руды и пустые интервалы оставлены белыми.

рудных столбов, разделенных участками пережимов пласта конгломератов. Такие участки, очевидно, соответствуют местам разветвления древних потоков.

В более мощных и выдержанных пластах конгломератов рудные столбы проявлены значительно менее четко. Их форма и степень обогащения возможно, полнее выяснятся по мере разработки нового рудного тела в конгломератах Кингстон (фиг. 1).

Стратиграфические соотношения рудных залежей

На фиг. 1 показано стратиграфическое положение главных и второстепенных месторождений самородной меди, в том числе и некоторых небольших, запасы которых не превышали 10 000 т меди. Более крупные месторождения на этой фигуре поименованы; названия прочих можно найти на аналогичном разрезе в работе Стойбера и Дэвидсона [34]. На фиг. 1 показаны лишь немногие маркирующие горизонты лавовой серии Портедж-Лейк, о чем можно судить, сравнив эту фигуру с фиг. 2 — увеличенной частью разреза, выделенной на фиг. 1 пунктирной линией. На фиг. 2 показаны уже все индивидуализированные лавовые покровы, выделенные на данном участке.

Из фиг. 1 следует, что: 1) рудные залежи развиты как в верхней, так и в нижней частях разреза лавовой серии Портедж-Лейк; 2) сравнительно немногие лавовые покровы и пласты конгломератов в этой серии содержат промышленные концентрации самородной меди; 3) отдельные рудные залежи в плоскости лавовых покровов и пластов конгломератов сосредоточены лишь

на очень небольшой площади; 4) некоторые стратиграфические горизонты содержат повышенные концентрации меди в нескольких местах, но для большинства горизонтов, по-видимому, практически не удается обнаружить более одной крупной залежи; 5) для некоторых горизонтов существует отчетливая тенденция: повышенное содержание меди в каком-либо пласте встречается непосредственно под известной рудной залежью в соседнем горизонте или над ней.

Большинство рудных залежей не выходит за пределы одного стратиграфического горизонта, причем соседний верхний или нижний горизонты оказываются более или менее безрудными. В то же время на руднике, разрабатывающем амигдалоидную залежь Болтик, один вышележащий и два нижележащих амигдалоидных горизонта оказались продуктивными лишь на заметном удалении от этой залежи. На руднике Куинси в разных местах отрабатывались семь или более различных амигдалоидных горизонтов. На многих небольших месторождениях Эвергрин в графстве Онтонагон также разработывается несколько амигдалоидных пластов.

Жирными вертикальными линиями на фиг. 1 показаны некоторые более крупные трещинные рудные тела, пересекающие стратиграфические горизонты. Не удалось лишь показать важные кососекущие рудоносные трещины на некоторых месторождениях Эвергрин.

Рудные минералы

Практически единственным полезным рудным минералом в рассматриваемом районе является самородная медь. Иногда ей сопутствует самородное серебро, но в очень небольших количествах, не превышающих для большинства месторождений 0,1% от содержания меди. Халькозин довольно часто встречается: 1) в небольших жилах, пересекающих амигдалоиды Айл-Ройал и Болтик; 2) вместе с кальцитом, выполняющим трещины отдельности в пластах конгломератов; 3) в жилах, развитых около ранее упоминавшегося интрузива основного состава. Роль халькозина как источника меди ничтожна. Арсениды меди устанавливаются лишь в нескольких поздних жилах, пересекающих амигдалоиды Кирсарж [11, 34].

Первичные выделения самородной меди представлены мелкими или крупными зернами, рассеянными в амигдалоидной лаве или в конгломератах. Иногда встречаются небольшие или более значительные самородки весом от фунта до многих тонн. Крупнейшие самородки устанавливались в четко выраженных жилах и в свое время являлись основным источником меди на рудниках, разрабатывавших жильные месторождения. Иногда самородная медь выполняет миндалины в базальте или интерстиции в брекчированной лаве; в этих случаях на выделениях самородной меди видны кристаллические грани. В основном же медь либо выполняет неправильные и непротяженные трещинки, либо образуется путем замещения вмещающих пород и ранних вторичных минералов (см. ниже).

Самородная медь часто слегка мышьяковистая [10]. Содержание мышьяка достигает 0,5% от содержания меди; оно меняется не только от месторождения к месторождению, но и в разных зонах одного кристалла [26].

Сопутствующая минерализация

Минералы, ассоциирующие с самородной медью, подразделяются на первичные породообразующие минералы базальтов и конгломератов и целую серию вторичных минералов, которые, как и медь, в основном выполняют миндалины в лаве и полости между ее обломками. Массивные базальты из внутренних частей лавовых покровов — удивительно свежая горная порода для ее возраста, исчисляющегося в миллиард лет: оливин, например,

в ней еще сохраняется, а метаморфические изменения, описываемые ниже, заметны лишь в прикровлевой амигдалоидной части лавовых покровов.

Способ нахождения вторичных минералов в верхней части лавовых покровов с величайшей тщательностью описан Батлером и Бербанком [11], а также Стойбером и Дэвидсоном [34]. На фиг. 7 перечислены наиболее важные из этих минералов, а также показана последовательность их образования, что установлено в основном по порядку их осаждения друг на друге в миндалинах, межобломочных полостях и жилах [11]. Эти вторичные минералы, в частности хлорит, эпидот, пумпеллиит и пренит, вместе с тем могут и замещать амигдалоидные лавы. Этот процесс проявлен резко неодинаково как в одном, отдельно взятом лавовом покрове, так и в серии их, однако в целом роль замещения возрастает для более глубоких членов стратиграфического разреза. Очень часто исходный стекловатый базальт из верхних частей лавовых покровов почти нацело замещается агрегатом пумпеллиита, эпидота, кварца и хлорита в различных пропорциях. В риолитовых конгломератах наиболее обычна эпидотизация, но местами отдельные гальки избирательно подвергаются хлоритизации. Интенсивность и широта развития процесса замещения в общем увеличиваются в направлении к низам стратиграфического разреза.



Фиг. 7. Парагенезис вторичных минералов в верхних частях лавовых покровов и в жилах.

Заливкой отмечены более распространенные минералы. С изменениями, по Батлеру и Бербанку [11].

Хотя значительная часть самородной меди развита в породах, не претерпевших заметного преобразования, если не считать вторичных минеральных выполнений, все же участки, непосредственно примыкающие к выделениям меди, очень часто осветлены или вообще как-нибудь изменены. Как было показано предыдущими исследователями [11], главные химические превращения заключаются в восстановлении и частичном выносе железа.

Кальцит, хлорит и повсеместно развитый кварц — вот наиболее распространенные вторичные минералы. Эпидот, пумпеллиит и пренит также достаточно обычны, что заставляет предположить температуру минералообразования близкой к 300° [32]. Самородная медь выделялась, безусловно, позже пумпеллиита и эпидота, а во многих местах образовывала тесные взаимные прорастания с пренитом и датолитом. Хотя месторождения самородной меди часто именуются «цеолитовыми», самих цеолитов, за исключением ломонтита, здесь мало [10]. Они встречаются в основном в жилах или в виде поздних образований, выполняющих миндалины и прочие пустоты, а потому считаются низкотемпературной минеральной ассоциацией, наложенной на ранние, более высокотемпературные минералы [11]. В то же время отсутствуют какие бы то ни было данные, которые указывали бы на существование заметного перерыва в общей последовательности минералообразования при постепенном снижении температуры.

Вторичные минеральные ассоциации в верхних амигдалоидных горизонтах лавовых покровов развиваются грубо стратифицированно. Еще давно было подмечено, что в самых нижних частях амигдалоидных горизонтов миндалины преимущественно выполняются хлоритом. Стойбер и Дэвид-

сон [34], проведя детальные исследования особенностей распространения минералов в амигдалоидном рудном теле Кирсарж, обнаружили, что и другие вторичные минералы также тяготеют к определенным частям амигдалоидных горизонтов. Микроклин, например, обычно встречается в основании амигдалоидного горизонта, а также в верхней его части и даже в низах вышележащего лавового покрова. Между этими двумя микроклинсодержащими полосами располагаются сверху кальцит-эпидотовая полоса, а снизу — кварц-эпидотовая. Полосы распространения различных минеральных ассоциаций невыдержанны, их границы нечетки [34]. Стойбер и Дэвидсон [34] связывают подобную зональность с последовательным отложением минералов из гидротермальных растворов при движении последних по неправильным каналам вдоль верхних амигдалоидных горизонтов лавовых покровов.

Особенности распространения и концентрации меди не обнаруживают и малейшей пространственной связи с вышеупомянутой минеральной зональностью [34]. Очень часто скопления меди вытянуты под углом к поверхности лавового покрова и могут пересекать две или более минеральные зоны. В то же время предпочтительная концентрация меди устанавливается в амигдалоидных горизонтах, характеризующихся большим разнообразием вторичных минеральных ассоциаций по сравнению с амигдалоидными горизонтами, отличающимися простой минералогией [11]. Сложная минеральная ассоциация, особенно включающая в себя медь, вероятно, указывает на наличие более открытого канала, по которому протекали большие массы гидротермального раствора переменного состава. Простая минералогия при низкой концентрации или полном отсутствии меди предполагает низкую проницаемость и почти закрытую систему.

Минеральная зональность

Наиболее значительный результат последних минералогических исследований в районе заключается в выявлении региональной минеральной зональности. Первым на существование региональной зональности в распространении силикатных минералов обратил внимание Бродерик [13]; он же провел корреляцию между распространенностью силикатов и средним содержанием мышьяка в рудах из различных месторождений. Позднее Стойбер и Дэвидсон [34] составили карты распространения минералов, которые послужили основой для выявления зональности и изучения связанных с ней химических превращений. Этим авторам удалось нанести на планы и продольные стратиграфические разрезы северо-западную (стратиграфически самую высокую) границу распространения эпидота и кварца, а также юго-восточную (стратиграфически самую низкую) границу распространения пренита. Северо-западная граница области развития кварца, полученная при обобщении данных Стойбера и Дэвидсона, показана на фиг. 3 пунктирной линией. Северо-западный предел распространения эпидота лежит несколько южнее этой линии. Юго-западная граница области пренита проходит через большую часть площади фиг. 3 чуть юго-восточнее покрова Скейлс-Крик. Зоны, ограниченные вышеупомянутыми линиями, напоминают зоны регионального метаморфизма. Они могут быть в точности сопоставлены с региональной зональностью минерального выполнения миндалин, описанной Уолкером для Ирландии [38] и Исландии [37], несмотря на иной состав развитых там минералов. Минеральные ассоциации рассматриваемого района имеют много общего с подобными ассоциациями в зонах низкотемпературного метаморфизма, описанных Кумбсом [32] для триасовой фации Хоконуи в районе Тарингатура, Новая Зеландия. На глубине примерно 17 000—23 000 футов (по нормали к напластованию) в фации Хоконуи гейландит

и анальцим — главные продукты изменения вулканического стекла и плагиоклаза — уступают место ломонтиту и альбиту; широко развиты также пумпеллиит, пренит и эпидот.

Несмотря на то что ассоциации, описанные Кумбсом, вероятно, относятся к новообразованиям, возникшим в почти равновесных условиях, а минерализация в районе Мичигана, напротив, сформировалась в существенно открытой системе, сходство между этим районом и нижней частью фации Хоконуи поразительное. Иные цеолиты, кроме ломонтита, появляются лишь на востоке района в верхней части разреза [34], т. е. выше пунктирной линии на фиг. 3 предположительно существовали условия, соответствующие глубине менее 23 000 футов в Новой Зеландии. Верхняя граница распространения кварца (пунктирная линия на фиг. 3) может быть сопоставлена с верхней границей области развития кварцевых тел, располагающейся в Новой Зеландии примерно в месте перехода от цеолитовой фации к зеленокаменной [32]. Нижняя граница распространения пренита в Мичиганском районе должна бы быть аналогичной некоторой точке, находящейся в 30 000 футах ниже подошвы фации Хоконуи, т. е. в основании кварц-пренитовой зоны (субфации) пренит-пумпеллиитовой метаграувакковой фации, выделенной Кумбсом [35]. Верхняя граница зоны развития пренита и пумпеллиита в Мичиганском районе отстоит от нижней по меньшей мере на 10 000 футов (по нормали к напластованию), а в Новой Зеландии на неизвестную величину превышает 7000 футов (в обоих районах это расстояние определялось на поверхности, поэтому не исключено, что оно больше истинной мощности пренит-пумпеллиитовой зоны в том случае, если границы зоны падают положе слоистости .

Распространение меди подчинено указанной выше региональной зональности. Стойбер и Дэвидсон [34] показали, что пять из семи главных месторождений и многие небольшие залежи располагаются около верхней границы распространения кварца. Значительно ниже этой границы, по-видимому, залегают лишь амигдалоидные рудные тела Болтик и Айл-Ройал. Все стратиформные рудные тела выявлены под верхней границей развития эпидота.

Пересекаемые буровыми скважинами интервалы, на которых свыше 60% амигдалоидных и конгломератовых пластов содержат следы меди или макроскопически видимую медь, объединяются в участки повышенной концентрации меди. Такие участки в общем располагаются стратиграфически выше уровня, на котором залегают пять только что упоминавшихся главных месторождений [34]. Нижняя граница зоны, в которой сосредоточено большинство крупных участков повышенной концентрации меди, проходит около линии, ограничивающей распространение кварца, а верхняя граница устанавливается в 3000—5000 футов выше по разрезу.

Из сказанного следует, что распространение меди в какой-то мере может коррелироваться с распространением других минералов на фоне общей минеральной зональности, т. е. может как бы определяться региональными метаморфическими зонами. В разной степени метаморфизованными оказались верхи лавовых покровов кивинского возраста во всем районе озера Верхнее, так что этот процесс нельзя считать локальным. Однако из-за наличия многочисленных сильно проницаемых каналов границы зон и распределение некоторых компонентов вроде меди не столь правильны, чем это было бы в случае менее проницаемой и более закрытой системы.

Факторы, контролировавшие форму и локализацию рудных тел

Проницаемость вмещающих пород — вот главный фактор, определяющий форму и размещение рудных тел. Положение верхней и нижней границ зоны, наиболее благоприятной для рудоотложения в региональном масштабе,

определяется температурой, и, возможно, глубиной, насколько это следует из предыдущего описания минеральной зональности. В пределах области рудоотложения на концентрацию меди некоторое влияние оказывает окислительное состояние вмещающих пород (обычно сильнее окисленные амигдалоиды более благоприятны, нежели слабоокисленные), но, насколько об этом можно судить, данный фактор не определяет ни размеров, ни формы, ни места локализации рудных тел. Иные особенности состава вмещающих пород, по-видимому, незначительно сказываются на распространении меди, поскольку она концентрируется в любых типах лав и осадочных пород, установленных в районе.

Бродерик [10, 22], в частности, обращал особое внимание на сложность путей движения рудоносного раствора, вдоль которых происходило отложение меди. «Дренажная система» данного месторождения включала в себя просачивание растворов по сильно проницаемым «обломочным» верхним горизонтам лавовых покровов, по пластам конгломератов и вдоль трещин, пересекающих слоистую вмещающую толщу. Бродерик выделил возможные сочетания путей движения растворов, например такой случай, когда растворы высачивались из пласта конгломератов вдоль вертикальных трещин и образовывали небольшие пластообразные тела в амигдалоидных лавах в нескольких десятках футов над этими конгломератами.

На иных участках оруденелыми оказываются несколько соседних амигдалоидных горизонтов в одном общем контуре, вне которого рудная минерализация отсутствует (например, месторождения Куинси, Болтик и некоторые другие). Здесь логично предположить, что рудные тела в различных горизонтах возникли вдоль путей движения рудоносных растворов из одного общего источника. Поразительно высокая степень концентрации крупных и небольших рудных залежей в районе Калюмета (фиг. 1) заставляет также предполагать поступление меди из общего источника, но в более крупном масштабе. Безусловно, не случайно, что рудные залежи, располагающиеся в четырех различных горизонтах непосредственно над центральной частью крупной рудной залежи в амигдалоидах Кирсарж (фиг. 1) приурочены к участку с многочисленными секущими сколовыми нарушениями и трещинами.

Относительная роль первичной проницаемости амигдалоидных и осадочных горизонтов, с одной стороны, и проницамости тектонического происхождения — с другой, количественно не изучалась. Батлер и Бербанк [11], по-видимому находясь под влиянием идей Грейтона [18], особенно большое значение придавали первичной проницаемости. Однако имеются некоторые факты, свидетельствующие об отнюдь не меньшем, если не большем, значении проницаемости, обусловленной трещинообразованием в лавовой серии еще в период ее тектонического наклонения: 1) медь, безусловно, отлагалась после того, как первичная проницаемость сильно уменьшилась вследствие выделения жильных минералов, а главным образом микроклина, пумпеллиита, хлорита, эпидота, кварца, а также части кальцита и пренита (фиг. 7); 2) хотя заметное количество меди находится в порах лав и в пустотах между обломками в брекчированных амигдалоидах, большая часть ее связана с выполнением непротяженных трещин и с замещением вмещающей породы. Отдельные небольшие выделения меди, очищенные от породы, обычно обладают формой, указывающей на образование их в трещинных полостях. В полированных шлифах и тонких срезах можно видеть, что много меди приурочено к тонким неправильным прожилкам, а по медным выцветам в стенках многих штреков можно судить о том, что некоторая часть меди развита в зонах трещиноватости, параллельных слоистости или ориентированных под углом к ней; 3) иногда самородная медь выполняет тонкие трещины во вторичных минералах; это доказывает, что трещинообразование имело место во время минерализации; 4) тонкие прожилки с медью пересекают по две

или более галек в конгломерате, что также свидетельствует о тектонической причине повышенной проницаемости.

Можно полагать, что амигдалоидные горизонты и пласты осадочных пород подверглись более интенсивной хрупкой деформации, поскольку их механическая прочность много ниже, чем у смежных пластов массивных базальтов. В процессе тектонического наклонения пластов происходили смещения, аналогичные послойному скольжению при складкообразовании, которые должны были концентрироваться в этих уже подробленных и пористых горизонтах. Таким образом, и первичная, и тектоническая проницаемости должны были максимально проявиться в одних и тех же породах, причем и в обнажениях, и в подземных горных выработках оба типа выполняемых полостей, по сути дела, различать почти не удается.

Ввиду того что некоторая, возможно и значительная, часть сообщающихся пор в амигдалоидах и конгломератах во время отложения меди имела тектоническое происхождение, роль структурного контроля несомненна. Действительно, некоторые, хотя и не все, рудные залежи обнаруживают видимую связь со структурными элементами, о чем речь пойдет ниже.

Несколько крупных рудных месторождений приурочено к пологим синклинальным перегибам. Две наиболее вытянутые по простиранию амигдалоидные рудные залежи Кирсарж и Болтик пересекаются осевыми плоскостями антиклиналей (фиг. 4). При этом в обоих случаях рудные залежи выклиниваются в области шарниров антиклиналей и резко обогащаются на смежных участках, отвечающих пологим синклиналям. На месторождении Куинси углы падения слоистости меняются от 55° близ дневной поверхности до 35° на нижних горизонтах рудника, что связано с наличием резкого синклинального перегиба крупной флексуры, ось которой очень полого погружается к северо-востоку (эта флексура, вероятно, образовалась вследствие местного увеличения угла падения толщи около разлома Ханкок). Рудное тело Айл-Ройал находится в осевой части резко выраженной синклинали, погружающейся почти точно по линии падения слоистости. Другие крупные рудные залежи —«конгломератовая» Калюмет — Хекла, «амигдалоидная» Осиола, а также месторождения Атлантик — развиты в таких местах, где противоположные крылья синклиналей по своим элементам залегания различаются лишь на несколько градусов и роль этого изгиба может и не быть существенной. Места антиклинальных перегибов могли оказаться неблагоприятными по той причине, что многочисленные развитые там трещины способствовали дренированию рудоносных растворов и рассеянию их в вышележащих горизонтах;

Представление о структурном контроле находит дополнительную поддержку в очевидной связи отдельных рудных тел с относительно более мощными лавовыми покровами. Ряд продуктивных горизонтов находится в верхних частях наиболее мощных покровов или непосредственно под ними [11]. Так, отдельные покровы с рудными телами в их верхней части характеризуются следующими мощностями: покров Осиола — 140 футов, покров Кирсарж — 180 футов, покров Болтик — 200 футов; покров Скейлс-Крик над амигдалоидной залежью Айл-Ройал имеет мощность 230 футов. Очень мощные лавовые покровы перекрывают богатые медью конгломератовые пласты Аллоуэс и Хоутон. Можно предположить, что во время складкообразования наличие мощных покровов приводило к концентрации послойных проскальзываний в смежных механически слабых амигдалоидных или осадочных горизонтах. При отсутствии мощных покровов эти ослабленные горизонты оказывались сближенными и количество послойного скольжения, приходящееся на каждый такой горизонт, было значительно меньшим. В таком случае только при очень интенсивной складчатости, как, например, на месторождении Куинси, степень трещиноватости была достаточной для локализации руд.

На основе одних лишь структурных построений можно выделить следующие участки, благоприятные для рудоотложения: горизонты обломочных амигдалоидов или конгломератов мощностью 5—30 футов (при большей мощности этих горизонтов трещиноватость слишком рассредоточивается), достаточно выдержанные, прослеживающиеся непрерывно на расстояние нескольких миль и ограниченные сверху или снизу лавовым покровом очень большой мощности. Если такие горизонты стратиграфически сближены, то продуктивность каждого из них уменьшается. Особенно благоприятны участки резких синклинальных перегибов. Осевые части антиклиналей совершенно неблагоприятны в отличие от примыкающих к ним участков синклинального строения;

Структурный контроль в более широком масштабе можно видеть в закономерной локализации меднорудного района в целом. Как отмечалось ранее, главные месторождения (фиг. 3) сосредоточены на площади, где углы падения отдельных горизонтов меняются от 20 до 30°, если двигаться вдоль простирания пород с северо-востока на юго-запад. Поскольку углы падения становятся более крутыми также и с приближением к разлому Кивино, изолинии равных падений оказываются более широтными, чем простирание слоистости. Линия, соединяющая северо-западные углы падения, равные 30°, имеет ту же ориентировку, что и северо-западная граница распространения кварца (фиг. 3), установленная Стойбером и Дэвидсоном [34], и проходит очень близко от нее. Случайно такое совпадение или нет, сказать пока трудно.

ГЕНЕЗИС РУД

Время отложения меди

Самородная медь, безусловно, эпигенетична. Она привнесена в лавы и конгломераты уже после того, как те были перекрыты более молодыми породами. Период отложения меди совпадал с одним из периодов деформации. Согласно высказанным ранее соображениям, весьма вероятно, но не вполне доказано, что рудовмещающая толща ко времени отложения руд была наклонена почти до современного ее залегания.

Источник меди

Источник меди следует искать вниз по падению пород — пропагандировал свою точку зрения Смит в 1896 г., выступая против распространенных тогда теорий о связи месторождений с деятельностью метеорных вод. Особенности просачивания растворов от больших рудных тел к малым [22] и влияние непроницаемых барьеров, определяющих течение растворов в канале [11], объяснимы только движением рудоносных растворов вверх по восстанию вмещающей толщи. Наиболее вероятным источником меди могли служить либо скрытые интрузивы [11], либо лавы основного состава в центральной части бассейна, если медь из них выносилась при глубинном метаморфизме.

Батлер и Бербанк [11], используя систему доказательств, разработанную Грейтоном и его коллегами, выступали за прямое магматическое происхождение рудоносных растворов; ту же точку зрения в серии интересных статей поддержал Бродерик [10, 16, 17, 22]. Предполагалось, что магматический источник находится в крупном интрузиве основного состава, родственном габбровому комплексу Дулут, или связан с кислыми дифференциатами этого интрузива. Наиболее весомые прямые доказательства Батлер и Бербанк [11] видели в наличии сульфидов меди в жилах, связанных с кивинскими интрузивными породами. Выдвигался и другой аргумент, основанный, в частности, на предположении о магматическом происхождении мышьяка, никеля и кобальта в жилах, пересекающих рудоносные амигдалоиды [22].

Как показали Стойбер и Дэвидсон [34], жилы с арсенидами, никелем и кобальтом сформировались в конце процесса минерализации значительно позже отложения меди (фиг. 7); они проявлены очень локально и характеризуются такими особенностями, которые могут быть истолкованы только исходя из представлений об отдаленной связи или вообще об отсутствии генетического родства между этой минерализацией и месторождениями самородной меди. Прочие аргументы ранее противопоставлялись положениям теории об инфильтрационном или сингенетическом генезисе месторождений и не противоречат любым представлениям о восходящих растворах.

Основные доводы против магматического происхождения меди нельзя считать безусловными. Главное доказательство заключается в том, что, по всей вероятности, вся или почти вся медь привносилась во время или после отложения песчаников Фреда, т. е. значительно позже пика активности кивинского вулканизма, а возможно, даже и значительно позже его завершения. Обилие гальки гранофиров в пластах конгломератов из лавовой серии Портедж-Лейк и толщи Коппер-Харбор свидетельствует о существовании периода внедрения интрузий габбро-гранофирового комплекса и их размыве до отложения сланцев Нонсач.

Далее, промышленные концентрации меди выявлены на территории, составляющей около 1% всей площади выходов кивинских лавовых покровов в районе озера Верхнее, однако самородная медь в меньших количествах устанавливается в амигдалоидных лавах во всем районе озера Верхнее. Несмотря на отсутствие достаточных количественных данных о распространенности меди, можно полагать, что в среднем эти породы содержат 0,1—0,2% меди. Следовательно, источник таких убогих концентраций, лишь в количественном отношении отличающихся от промышленных, имеет региональный характер. Если таким источником являлся некий интрузив, то он должен быть практически сопоставим по размерам с бассейном озера Верхнее. В качестве такового можно предположительно рассматривать габбро-гранофировый комплекс, повсюду в районе озера Верхнее подстилающий лавовую толщу и обнажающийся в виде габбрового комплекса Дулут [11], хотя такое предположение и вызывает сомнение [53].

Наконец, если бы рудоносные растворы имели магматическое происхождение, скорее следовало бы ожидать сульфидного медного оруденения — столь типичного для месторождений, связанных с интрузивами основного состава [11]. Обилие сульфидов железа в природе вообще и в рудных месторождениях в частности обычно приводит к тому, что среди минералов меди преобладают халькопирит и в меньшей степени борнит. В Мичиганском рудном районе наиболее характерное околорудное изменение боковых пород выражается в восстановлении и частичном выносе железа в гематитсодержащие породы [11]. Подобные рассуждения привели Батлера и Бербанка с коллегами к выводу, что при выносе серы гематит играл роль окисляющего агента, переводя ее в ион SO_4^{2-}. Действительно, поле устойчивости гематита лежит в пределах поля преобладания сульфатного (или бисульфатного) иона. Однако сосуществование гематита с халькопиритом, борнитом или халькозином в «обычных» магматогенных рудах и предполагаемая устойчивость гематита по отношению к ковеллину и дигениту [50, 53], говорят о том, что сам гематит не мог вызывать вынос серы из этих минералов меди и, следовательно, сам по себе не мог обусловливать такого изменения гидротермального раствора, «нормального» во всех иных отношениях, которое привело бы к отложению самородной меди. Поэтому, следуя Линдгрену [15] и Корнуэлу [23, 29], правильнее было бы предположить, что данные растворы представляли собой не «обычный» магматогенный гидротермальный флюид, а раствор с очень низким содержанием серы, и вот почему.

Альтернатива магматическому источнику — источник, находящийся в самих лавах. Такова существенная деталь большинства теорий, рассмо-

тренных Батлером и Бербанком [11] в их прекрасном обзоре ранних исследований. Согласно этим теориям, латеральная секреция меди обычно связывалась с нисходящей циркуляцией метеорных вод и, следовательно, могла быть легко опровергнута доказательствами восходящего течения растворов. В настоящее время я и мои коллеги [29, 31, 34] склонны считать, что рудоносные растворы могли представлять собой воды, выжатые из полостей и интерстиций, имевшихся в верхних частях лавовых покровов. Такие воды приводились в движение при дроблении и метаморфизме лав в осевой части синклинали озера Верхнее, находившейся ниже по падению от современных месторождений меди. По этой гипотезе воды, погребенные вместе с лавовыми покровами, по мере перекристаллизации лав при метаморфизме растворяли какую-то часть меди, рассеянной в верхних частях покровов.

Эта гипотеза удовлетворительна по следующим соображениям.

1. Конфигурация бассейна озера Верхнее свидетельствует о том, что в настоящее время лавовые покровы протягиваются вниз по падению до глубины порядка 30 000—50 000 футов [31, 53]. Степень их эрозии неизвестна, и потому глубина залегания во время деформации вполне могла быть еще большей. На таких глубинах следует ожидать температуру порядка 300—500° и давление в пределах 2,5—4 кбар; дробление и метаморфизм верхних частей лавовых покровов с выжиманием интерстициальных вод представляются неизбежными.

2. Данная гипотеза согласуется с фактами, свидетельствующими о связи рудных месторождений с деформацией, происшедшей в конце (или позже) периода накопления песчаников Фреда и после полного или почти полного завершения кивинского вулканизма.

3. Отпадает необходимость в гипотетическом интрузиве огромных размеров, доказательства существования которого, кстати, отсутствуют.

4. Гипотеза вполне объясняет региональный характер источника меди и рудообразующего процесса.

5. Чрезвычайно низкое содержание серы в растворах, отложивших самородную медь, легко находит свое объяснение [29]. Из-за выноса серы при их затвердевании лавы обычно содержат значительно меньше серы, чем интрузивы того же состава; отсюда следует, что растворы, образующиеся при выщелачивании лавы, должны содержать меньше серы, чем растворы, связанные с интрузивами.

Главнейшая потенциальная слабость этой гипотезы заключается в уязвимости количественных критериев. Лавы, залегающие на глубине, являются более чем достаточным источником меди, но сомнительно, хватит ли для переноса этой меди того объема воды, который был погребен в первичных пустотах лавовых покровов и пластов конгломератов. В данном отношении возможны следующие примерные расчеты.

1. Оценивая среднюю мощность лавовой толщи в 4 мили, а площадь ее распространения (включающую как район развития медных месторождений, так и глубинную часть синклинали озера Верхнее) в 2000 кв. миль [31], определяем общий объем этой толщи. Он составляет примерно 8000 куб. миль, или 10^{14} т.

2. Полагая, что 16% разреза лав представлено амигдалоидами и что в этих амигдалоидах содержалось 300 г/т меди, находим общее количество меди, способной к выщелачиванию: оно равно $5 \cdot 10^9$ т, т. е. примерно в 1000 раз превышает суммарные запасы меди в районе. Таким образом, амигдалоиды вполне могли быть достаточным источником меди.

3. Считая, как и выше, что 16% лав является амигдалоидными и что первичные пустоты в среднем амигдалоиде составляли тоже 16%, определяем количество воды, заполнявшей эти пустоты. Оно равно 2,6% общего объема лав, или 0,87% по весу. Следовательно, суммарный объем воды в предполагаемом источнике был чуть меньше 10^{12} т.

Хватит 10^{12} т воды или нет — это зависит от концентрации в ней меди. Если в воде содержалось лишь 10 г/т Cu, как в некоторых рассолах из термальных скважин в районе Солтон-Си [52], то сумма растворенной меди всего в два раза превысила бы общие запасы района. Такого количества явно недостаточно, поскольку во всех месторождениях — богатых и бедных, найденных и ненайденных,— наверное, сконцентрирована только небольшая часть всей перемещенной меди и поскольку едва ли можно предположить столь высокую эффективность рудообразующего процесса. Если же возможны содержания меди порядка 1000 г/т, то наша гипотеза стоит на твердом основании. Другие переменные менее существенны; количество воды, например, может превысить учтенное не более чем в 2—3 раза, если исходить из предположения, что пласты конгломератов вниз по падению перейдут в несколько более крупные тела осадочных пород пляжного типа (playa-type).

Проблема необходимого количества воды в равной мере относится и к потенциальному магматическому источнику, но в последнем случае нет никаких критериев оценки возможного объема магмы, участвовавшей в данном процессе. Чтобы получить 10^{12} т воды (то количество, которое могло быть выжато из верхних частей лавовых покровов), необходимо 8000 куб. миль магмы, считая, что отделяющаяся вода составляет 1% от ее массы.

Итак, теория метаморфического происхождения рудообразующего флюида удовлетворяет доказательствам о восходящем движении гидротермальных флюидов и устраняет главные недостатки магматической гидротермальной теории. Однако с количественной стороны теория метаморфического генезиса растворов еще не доработана и пока, как и магматогенная теория, она просто является полезной рабочей гипотезой.

Закономерности локализации месторождений рудного района в целом

Факторы, определяющие местоположение отдельных рудных тел, рассматривались выше. Рудные тела приурочены к горизонтам амигдалоидов или конгломератов с высокой первичной проницаемостью (хотя ко времени рудоотложения проницаемость в значительной мере определялась тектонической трещиноватостью), т. е. локализация оруденения была обусловлена физической неоднородностью и податливостью этих горизонтов. В работах некоторых авторов [11, 22] описаны различные случаи влияния непроницаемых барьеров в этих горизонтах на пути движения рудоносных растворов в отдельных богатых рудных телах. Имеются серьезные основания считать, что особенно благоприятные для оруденения условия создавались на участках синклиналей. И наконец, рудные месторождения обнаруживают определенную связь с зональностью распространения вторичных минералов в амигдалоидах: большинство крупных рудных залежей располагается в пределах или поблизости от зоны, названной Стойбером и Дэвидсоном [34] «кварцевой». По-видимому, лишь в этой благоприятной минеральной зоне в период минерализации создавались температуры и давление, идеальные для осаждения меди.

Существует много горизонтов и участков, которые удовлетворяют упомянутым выше критериям, но не содержат рудных тел, и их, по сути *дела, много больше, чем тех, которые содержат рудные тела.* Рудоносные растворы магматического или метаморфического происхождения должны были пройти расстояние, измеряемое милями [15]. Поэтому те структурные элементы, которые определяли пути движения рудоносных растворов из одних пластов в другие, могут находиться на глубине, недоступной исследованию и познанию.

Это последнее соображение вносит неясность в рассуждения о главной причине локализации отдельных месторождений, но не предотвращает

необходимость выяснения, почему группы месторождений (т. е. рудные районы) занимают определенное положение в структуре бассейна озера Верхнее в целом. Для этого нужны будут и геофизические данные. Если источник меди действительно представляет собой крупный скрытый на глубине интрузив основного состава, то единственная надежда связана с его обнаружением при помощи геофизики и исследованием пространственных соотношений с известными рудными месторождениями. Если источник меди находится в самих лавах, то локализация рудных районов должна контролироваться прежде всего факторами, связанными с геометрией бассейна, которая с помощью геофизических исследований может быть выявлена более определенно.

Мичиганский район месторождений самородной меди расположен более или менее вверх по восстанию от самой широкой и глубокой части бассейна озера Верхнее [31]. Кратчайший путь из этого глубинного участка к поверхности, лежащий в плоскости слоистости, ведет к району главных месторождений или к площади юго-западнее от него. Следовательно, прямым восходящим движением растворов нельзя точно объяснить расположение известных крупных месторождений — большее число месторождений должно находиться к юго-западу от амигдалоидного месторождения Болтик (обозначен большой цифрой 3 на фиг. 3) и меньшее — к северо-востоку. Считается [31], что из-за предпочтительной близширотной ориентировки первичных пережимов верхних частей лавовых покровов последние более проницаемы в широтном направлении, чем в меридиональном. Следовательно, растворы, восходящие в плоскости слоистости, должны постоянно отклоняться к востоку, и поэтому главные месторождения должны располагаться в конце самого проницаемого (а не самого короткого) пути движения растворов из глубинных частей синклинали озера Верхнее к дневной поверхности. Последние геофизические исследования в целом подтверждают ту общую конфигурацию бассейна озера Верхнее, из которой исходит эта гипотеза, но форма бассейна с необходимой детальностью пока не установлена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Houghton D., (Fourth) annual report of the State Geologist, Mich., House of Representatives (Doc.), № 27, 1—184, 1841.
2. Foster J. W., Wnitney J. D., Report on the geology and topography of a portion of the Lake Superior land district in the State of Michigan, Part 1, Copper lands, U.S. 31st Cong., 1st Sess., House Exec. Doc., **69**, 1—224, 1850.
3. Pumpelly R., Copper district (Upper Peninsula), Mich. Geol. Surv., **1**, pt. 2, 1—143, 1873.
4. Irving R. D., The copper-bearing rocks of Lake Superior, U.S. Geol. Surv. Mon., **5**, 464, 1883.
5. Smyth H. L., On the origin of the copper deposits of Keweenaw Point, abs., Amer. Jour. Sci., new ser., **3**, 251—252, 1896.
6. Wright F. E., The intrusive rocks of Mt. Bohemia, Michigan, Mich. Geol. and Biol. Surv. Rept. for 1908, 355—402, 1909.
7. Lane A. C., The Keweenaw series of Michigan, Mich. Geol. and Biol. Surv. Pub., 6 (Geol. ser. 4), **2**, 1—983, 1911.
8. Van Hise C. R., Leith C. K., The geology of the Lake Superior region, U.S. Geol. Surv. Mono., **52**, 1—641 (see particularly Chap., **15**, The Keweenawan Series, 366—426), 1911.
9. Aldrich H. R., The geology of the Gogenic Iron Range of Wisconsin, Wisc. Geol. and Nat. Hist. Surv. Bull., **71**, 279, 1929.
10. Broderick T. M., Zoning in the Michigan copper deposits and its significance, Econ. Geol., **24**, 149—162, 311—326, 1929.
11. Butler B. S., Burbank W. S., The copper deposits of Michigan, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **144**, 238, 1929.
12. Leverett F., Moraines and shore lines of the Lake Superior region, U. S. Geol., Surv. Prof. Paper, 154-A, 1—72, 1929.
13. Broderick T. M., Fissure vein and lode relations in Michigan copper deposits, Econ. Geol., **26**, 840—856, 1931.

14. Mendelsohn A., *Mining methods and costs at the Champion copper mine, Painesdale, Michigan*, U.S. Bur. Mines I.C., 6515, 1—16, 1931.
15. Lindgren W., Mineral deposits, 3d ed., McGraw-Hill, N.Y., 1—930, 1933.
16. Broderick T. M., Ohl C. D., Differentiation in traps and ore deposition, Econ. Geol., **30**, 301—312, 1935.
17. Broderick T. M., Differentiation in lavas of the Michigan Keweenawan, Geol. Soc. Amer. Bull., **46**, 503—558, 1935.
18. Graton L. C., Fraser H. J., Systematic packing of spheres, with particular relation to porosity and permeability, Amer. Assoc. Petrol. Geols. Bull., **43**, 785—909, 1935.
19. Lamey C. A., A dip-needle survey of the Toivola-Challenge mine area, Michigan, Econ. Geol., **33**, 635—646, 1938.
20. Sandberg A. E., Section across Keweenawan lavas at Duluth Minnesota, Geol. Soc. Amer. Bull., **49**, 795—830, 1938.
21. Spiroff K., Dip-needle survey of Wyandotte-Winona area, Houghton County, and Cherokee area, Ontonagon County, Mich. Geol. Surv. Prog. Rept., № 17, 1—17, 1941.
22. Broderick T. M., et al., Recent contributions to the geology of the Michigan copper district, Econ. Geol., **41**, 675—725, 1946.
23. Cornwall H. R., Differential in lavas of the Keweenawan Series and the origin of the copper deposits of Michigan, Geol. Soc. Amer. Bull., **62**, 159—201, 1951.
24. Cornwall H. R., Bedrock geology of the Delaware quadrangle, Michigan, U. S. Geol. Surv. Geol. Quard. Map GQ-51, 1 : 24 000, 1954. (This is one of nine colored geologic maps covering the Keweenaw Peninsula northeast from Calumet. The others are numbered as follows, GQ-27, 34, 35, 36, 52, 54, 73, 74).
25. Cornwall H. R., Bedrock geology of the Lake Medora quadrangle, Michigan, U. S. Geol. Surv. Geol. Quad. Map GQ-52, 1 : 24 000, 1954.
26. Dreier R. W., Arsenic and native copper, Econ. Geol., **49**, 908—911, 1954.
27. Leighton M. W., Petrogenesis of a gabbro-granophyre complex in northern Wisconsin, Geol. Soc. Amer. Bull., **65**, 401—442, 1954.
28. Cornwall H. R., Bedrock geology of the Fort Wilkins quadrangle, Michigan, U.S. Geol. Surv. Geol. Quad. Map GQ-74, 1 : 24 000, 1955.
29. Cornwall H. R., A summary of ideas on the origin of native copper deposits, Econ. Geol., **51**, 615—631, 1956.
30. White W. S., Wright J. C., Geologic map of the South Range quadrangle, Michigan, U.S. Geol. Surv. Min. Inv. Field Studies Map MF-48, 1 : 24 000 (This is one of four black-and-white geologic maps covering the area of major copper deposits southwest from Calumet. The other are numbered as follows, MF-43, 46, 47.
31. White W. S., Regional structural setting of the Michigan native copper district, in Shelgrove A. K., Editor, Geological exploration — Institute on Lake Superior geology, Mich. Coll. Mining and Technol. Press, Houghton, 3—16, Reprinted, 1961, in Mich. Basin Geol. Soc. Ann. field excursion, Giudebook, 3—16, 1961.
32. Coombs D. S., et al., The zeolite facies, with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis, Geochim. et Cosmochim. Acta, **17**, 53—107, 1959.
33. McKinstry H. E., Mineral assemblages in sulfide ores, the system Cu — Fe — S — O, Econ. Geol., **54**, 975—1001, 1959.
34. Stoiber R. E., Davidson E. S., Amygdule mineral zoning in the Portage Lake Lava Series, Michigan copper district, *Econ. Geol.*, **54**, 1250—1277, 1444—1460, 1959.
35. Coombs D. S., Lower grade mineral facies in New Zealand, 21 st Int. Geol. Cong. Rept., pt. 13, 339—351, 1960.
36. Pollock J. P., et al., A geochemical anomaly associated with a glacially transported boulder train, Mount Bohemia, Keweenaw County, Michigan, 21st Int. Geol. Cong. Rept., pt. 2, 20—27, 1960.
37. Walker G. P. L., Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of eastern Iceland, Jour. Geol., **68**, 515—528, 1960.
38. Walker G. P. L., The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland, III. Regional distribution, Mineral. Mag., **32**, 503—527, 1960.
39. White W. S., The Keweenawan lavas of Lake Superior, an example of flood basalts, Amer. Jour. Sci., **258A**, (Bradley Volume), 367—374, 1960.
40. White W. S., Wright J. C., Lithofacies of the Copper Harbor conglomerate, northern Michigan, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 400-B, B5-B8, 1960.
41. Goldich S. S. et al., The Precambrian geology and geochronology of Minnesota, Minn. Geol. Surv. Bull., **41**, 1—193, 1961.
42. Griffin J. B., Editor, Lake Superior copper and the Indians, miscellaneous studies of Grest Lakes prehistory, Univ. Mich., Mus. Anthropology, Anthropological Papers, № 17, 1—189, 1961.
43. Hamblin W. K., Paleogeographic evolution of the Lake Superior region from Late Keweenawan to Late Cambrian time, Geol. Soc. Amer. Bull., **72**, 1—18, 1961.
44. Hamblin W. K., Horner W. J., Sources of the Keweenawan conglomerates of northern Michigan, *Jour. Geol.*, **69**, 204—211, 1961.

45. Weege R. J., Schillinger A. W., Footwall mineralization in Osceola Amygdaloid, Michigan native copper district, A.I.M.E., Tr., **223**, 344—350, 1962.
46. Silver L. T., Green J. C., Zircon ages for middle Keweenawan rocks of the Lake Superior region (abs.), Amer. Geophys. Union Tr., **44**, 107, 1963.
47. Faure G., The age of the Duluth gabbro complex and the Endion sill by the wholerock Rb — Sr method, Mass. Inst. Technol., Dept. Geol. and Geophysics, 12th Ann. Prog. Rept. for 1964, 255—257, 1964.
48. Hughes J. D., Physiography of a six quadrangle area in the Keweenaw Peninsula north of Portage Lake, abs., Dissert. Abs., **25**, 406, 1964.
49. Faure G., Chaudhuri S., Wholerock Rb — Sr age of the cupriferous parting shale member of the Nonesuch Formation, Michigan, Geol. Soc. Amer., Program, 1964 Ann. Meeting, 54—55, 1964.
50. Garrels R. M., Christ C. L., Solutions, minerals, and equilibria, Harper and Row, New York, 1—450, 1965.
51. Hack J. T., Postglacial drainage evolution and stream geometry in the Ontonagon area, Michigan, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 504-B, B1—B40, 1965.
52. White D. E., Saline waters of sedimentary rocks, in Young A., Galley J. E., Editors, Fluids in subsurface environments, Amer. Assoc. Petroleum Geols. Mem., **4**, 342—366, 1965.
53. White W. S., Tectonics of the Keweenawan basin, western Lake Superior region, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **524**, 1—23, 1966.
54. Goldich S. S. et al., Geochronology of the midcontinent region, United States, pt. 2, northern area, Jour. Geophys. Res., **71**, 5389—5408, 1966.
55. White W. S., Wright J. C., Sulfide-mineral zoning in the basal Nonesuch Shale, northern Michigan, Econ. Geol., **61**, 1171—1190, 1966.
56. White W. S., Geologic evidence for crustal structure in the western Lake Superior basin, in Steinhart J. S., Smith T. J., Editors, The earth beneath the continents, Amer. Geophys. Union Mono., **10**, 28—41, 1967.
57. Choudhuri S., Faure G., Geochronology of the Keweenawan rocks, White Pine, Michigan, Econ. Geol., **62**, 1011—1033, 1967.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА БЬЮТТ В МОНТАНЕ

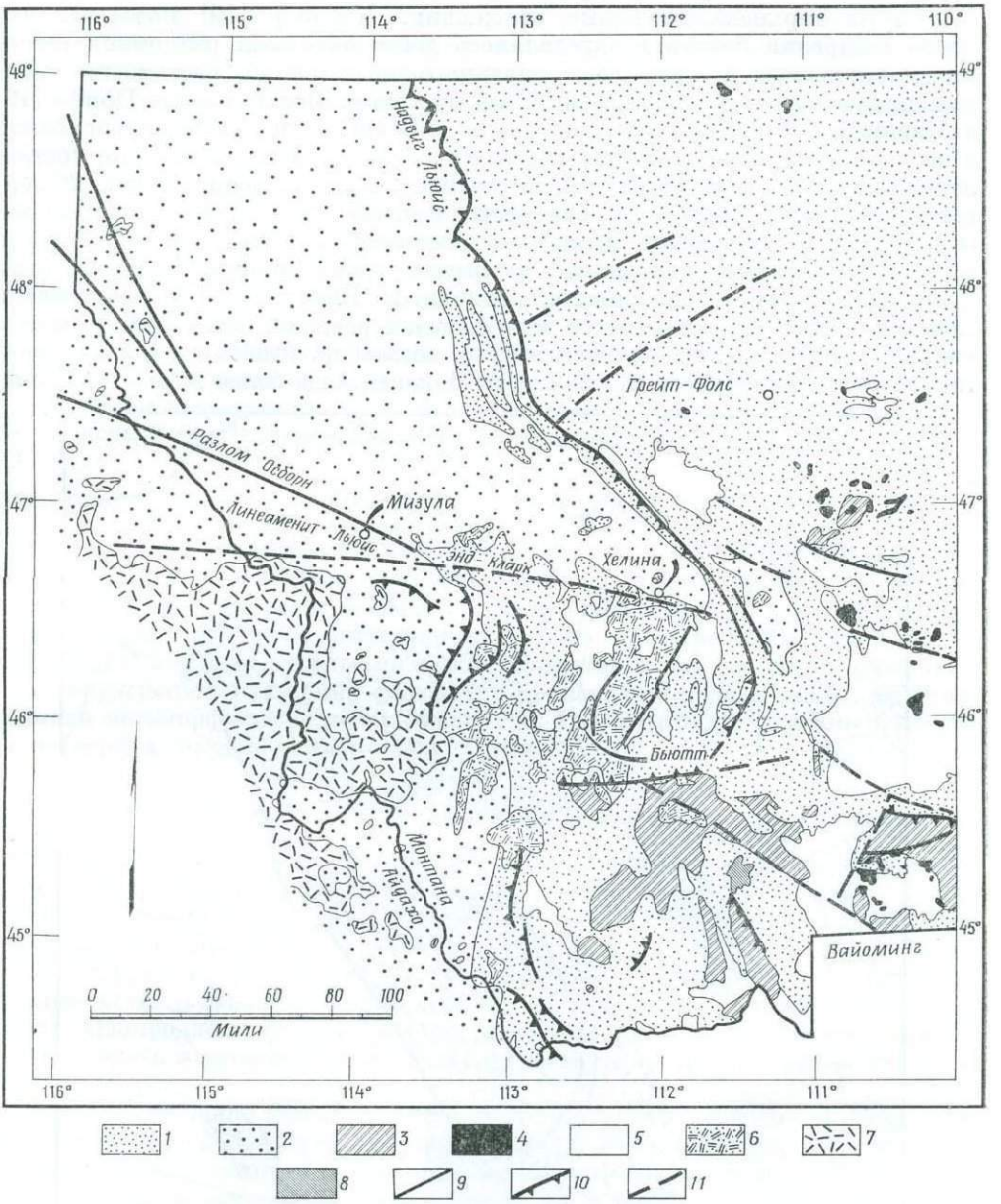
Ч. Мейер, Э. Ши, Ч. Годдард мл. и др.

Известный район медных месторождений в юго-западной части штата Монтана. Первоначально здесь эксплуатировались золотые россыпи (1864—1867 гг.), затем, с 1874 г., месторождения серебра. В 1882 г. одним из квершлагов была пересечена богатая халькозиновая жила, и с этого времени началась интенсивная разведка и отработка месторождений меди. К 1964 г. добыто около 327 млн. т руды, из которых извлечено 7,4 млн. т меди, 2 млн. т цинка, 1,7 млн. т марганца, 370 тыс. т свинца, 18 тыс. т серебра и 70 т золота, а также значительные количества кадмия, висмута, мышьяка, селена и теллура. Разработку месторождений осуществляет в основном «Анаконда-компани». На подземных рудниках пройдено 42 мили шахтных стволов и тысячи миль горизонтальных горных выработок. С 1955 г. введен в действие карьер Беркли, который к 1964 г. имел 1 милю в длину и 600 футов в глубину; доля этого карьера в добыче меди в том же году составила 56%.

Геологические исследования на Бьютт в течение 50 лет связаны с именем Сейлса, который осуществлял и общее руководство при составлении настоящего раздела.

РЕГИОНАЛЬНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

На территории западной Монтаны выделяются три крупных тектонических блока, разделенные почти широтными линеаментами докембрийского фундамента (фиг. 1). Северный блок сложен мощной толщей докембрийских пород серии Белт. Разломы и складки здесь ориентированы в северо-западном направлении параллельно региональной структуре Скалистых гор; движения осуществлялись в северо-восточном направлении, как, например, по надвигу Льюис. Южный блок, находящийся юго-восточнее Бьютт, представляет собой крупный стабильный массив архейских гнейсов, кристаллических сланцев и гранитов. Степень деформации этого блока, как и положение его в региональной структуре, с докембрийского времени остались неизменными. Между северным и южным блоками располагается центральный клиновидный массив, ограниченный линеаментом Льюис-энд-Кларк и широтным линеаментом к югу от Бьютт, проходящим по северной границе архейского блока. С докембрия этот центральный массив испытывал неоднократные опускания. Пространственно он совпадал с заливом, отходящим в восточном направлении от бассейна накопления осадков серии Белт. По внутреннему строению этот массив отличается интенсивными дислокациями, захватившими как породы серии Белт, так и более молодые формации. Относительно северного и южного блоков центральный блок смещен к востоку, причем главное перемещение в северной его части произошло по линеаменту Льюис-энд-Кларк [3]. С юга подобное перемещение было затруднено стабильным архейским массивом. Здесь в центральном деформируемом блоке возникали вращательные движения по часовой стрелке, с воздыманием отдельных участков и надвиганием толщ в юго-восточном направлении на окраины жесткого кристаллического массива. Вращательное движение обусловило обратное S-образное искривление главного структурного направления с северо-западного в северном блоке через северо-восточное в центральном блоке и затем снова на северо-западное в южном блоке. К центральному тектоническому блоку приурочены батолит Боулдер и подавляющее большинство других интрузивов, развитых к востоку от батолита Айдахо.



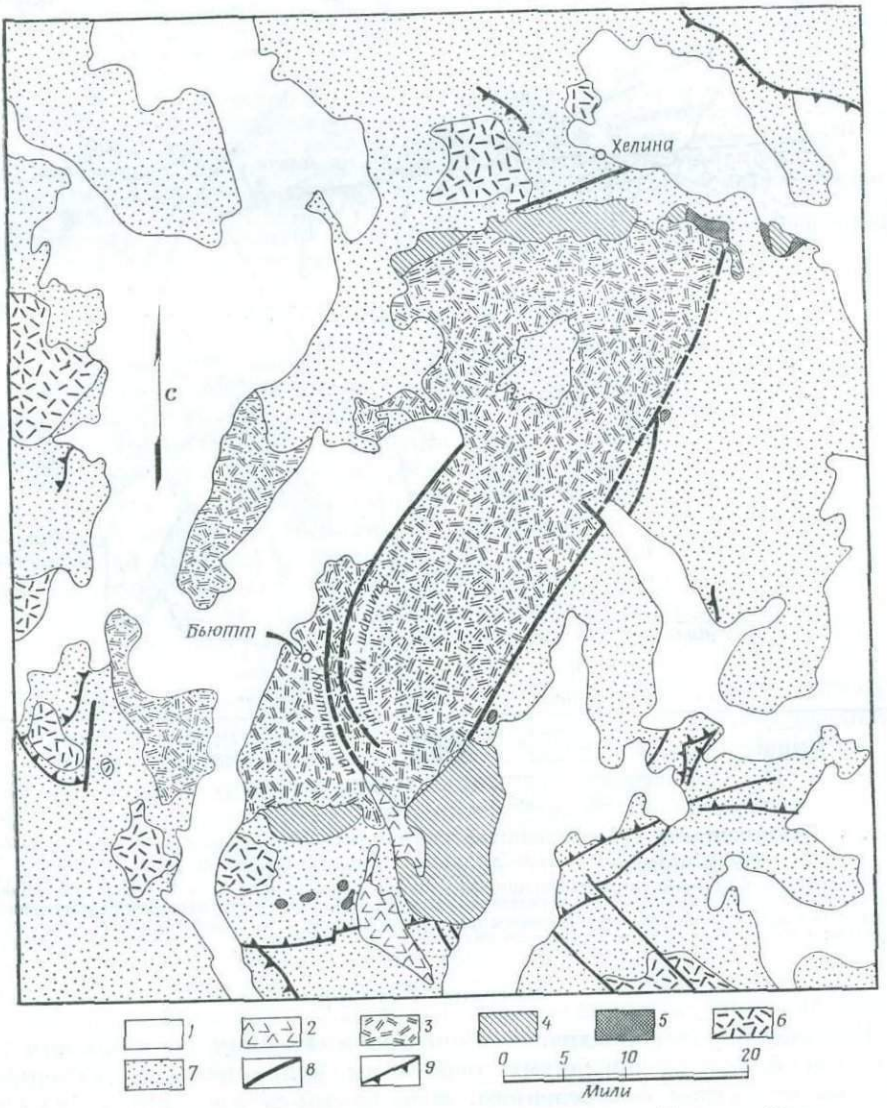
Ф и г. 1. Тектоническая схема западной части штата Монтана, иллюстрирующая положение батолита Боулдер относительно главных тектонических элементов.

1 — палеозойские и мезозойские образования; *2* — протерозойские породы; *3* — архейские гнейсы, кристаллические сланцы и граниты; *4* — третичные интрузивы; *5* — меловые и третичные вулканогенные породы; *6* — батолит Боулдер и связанные с ним интрузивы; *7* — батолит Айдахо и связанные с ним интрузивы; *8* — меловые габбро-диоритовые интрузивы; *9* — сбросы; *10* — надвиги; *11* — линеаменты.

Батолит Боулдер

Батолит Боулдер внедрился примерно в середину центрального тектонического блока между двумя периодами вулканической деятельности. Согласно последним определениям, абсолютный возраст интрузива составляет 70—78 млн. лет и относится к самому концу мелового периода. Другими словами, внедрение батолита произошло задолго до завершения деформации пород в северной части района, где движениями по надвигу Льюис были

затронуты верхнепалеоценовые отложения. Клеппер [19] полагает, что место внедрения батолита определялось добатолитовыми разломами северо-северо-восточного и север-северо-западного простираний, растяжение которых произошло во время ларамийской орогении. Исследования Нопфа [12] и Клеппера [19], кроме того, показали, что внедрение магмы происходило в несколько стадий и что батолит формировался как сложное тело, составленное из нескольких отдельных интрузивов. Как показано на фиг. 2, первыми сформировались тела основного состава, расположенные главным образом около северной и южной оконечностей батолита. Затем примерно на тех же участках внедрились массивные гранодиориты. Вслед за этим произошла интрузия кварцевых монцонитов Бьютт, которая образовала главную часть тела батолита; в этих породах располагаются рудные месторождения Бьютт. Эта интрузивная фаза, возможно, идентична «гранодиоритам Кланси», описанным Нопфом [12]. Наконец, еще более молодые кварце-



Фиг. 2. Геологическая схема района батолита Боулдер [7].

1 — послебатолитовые породы; *2* — кварцевые монцониты; *3* — кварцевые монцониты Бьютт; *4* — гранодиориты; *5* — интрузивы основного состава; *6* — породы неизвестного возраста; *7* — добатолитовые породы; *8* — сбросы; *9* — надвиги.

вые монцониты прорывают ранние породы в виде огромных дайкообразных тел к югу от Бьютт, а также слагают небольшие неправильные тела в северной части батолита. Позднемагматические аляскит-аплитовые тела разных размеров, формы и текстуры устанавливаются во всех главных интрузивных фазах, но в большинстве своем они связаны с кварцевыми монцонитами Бьютт.

Важнейшие рудные месторождения, приуроченные к батолиту Боулдер, локализуются в кварцевых монцонитах Бьютт или на их контакте с окружающими породами. Ранние гидротермальные жилы обычно несут убогую рудную минерализацию; в зонах разломов и скалывания, часто параллельных ранним структурам, на них иногда накладывается более поздняя сульфидная минерализация. За пределами рудного поля Бьютт крупные месторождения в батолите содержат главным образом свинец, цинк и серебро. Месторождения Бьютт связаны с иной и, вероятно, более поздней минерализацией, проявленной в совершенно другой структурной обстановке. Они уникальны по запасам меди и выдержанности оруденения на глубину.

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ РАЙОНА

Во время формирования месторождений в районе Бьютт имелось три типа горных пород. Они соответствуют двум периодам внедрения интрузива — кварцевым монцонитам Бьютт с сопутствующими аплитами и пегматитами, а также дайкам и штокам кварцевых порфиров. Еще одна серия интрузивов, носящих местное название «риолитовые дайки», сформировалась после оруденения. Эти дайки смещают и брекчируют рудные жилы, местами вызывая метаморфизм жильных минералов. Риолиты будут описаны в одном из последних разделов настоящей статьи.

Кварцевые монцониты Бьютт и связанные с ними аплиты и пегматиты

В кварцевых монцонитах рудного поля Бьютт содержится около 65 % SiO_2. Кварц и ортоклаз (микропертит) содержатся примерно в равных количествах и вместе составляют 40—45% породы. Содержание плагиоклаза колеблется от 36 до 40%, а роговой обманки и биотита — от 15 до 20%.

Текстура породы средне- и крупнозернистая, структура гранитная; местами устанавливаются пойкилитовые вкрапленники калиевого полевого шпата. Однородность состава и текстуры благоприятствует изучению минералогического и химического аспектов процесса гидротермального изменения боковых пород.

Отдельные дайки и неправильные тела аплитов и пегматитов встречаются на всей площади выходов кварцевых монцонитов. Эти породы сложены главным образом кварцем и пертитовым калиевым полевым шпатом; местами в качестве самостоятельной фазы появляется и альбит. Кое-где обнаруживаются небольшие скопления черного турмалина; редко встречаются сульфиды — пирит, халькопирит, молибденит и совсем редко пирротин. В центральных зонах пегматитов сульфиды обычно ассоциируют с кварцем. Местами кварцевые ядра пересекают свою гранофировую или аплитовую оболочку и проникают на небольшое расстояние в кварцевые монцониты в виде неправильных кварц-молибденитовых линз или прожилков.

Как правило, аплиты и пегматиты тесно связаны с кварцевыми монцонитами и образуют с ними взаимные переходы с возникновением множества разновидностей по структуре и величине зерна, например, аляскитов, «кварцевых монцонит-аплитов», «гранит-аплитов» и др. В количественном отношении такие породы играют важную роль на участке к востоку от разлома Континентал. Этот участок интересен еще и потому, что там развиты кварцевые и кварц-молибденитовые прожилки. Огромное тело гранит-апли-

тов залегает около рудника Блу-Берд, на крайней западной оконечности рудного поля.

По большей части тела аплитов выполняют трещины в кварцевых монцонитах и имеют плитообразную форму. Вместе с тем некоторые тела характеризуются и более сложной линзообразной формой; при этом в них иногда возникает внутренняя зональность с переходом к пегматитам с кварцево-сульфидным ядром. Такие линзы располагаются в кварцевых монцонитах изолированно без видимых «подводящих» каналов. Пластовая форма аплитовых тел более обычна в западной части рудного поля у современной дневной поверхности и на участке Ист-Ридж восточнее Бьютт, где мощность пластовых тел и даек аплитов достигает 40 футов. Крупные тела аплитов установлены на верхних горизонтах рудника Анселмо в западной его части; эти тела примерно параллельны жиле Гамбринус.

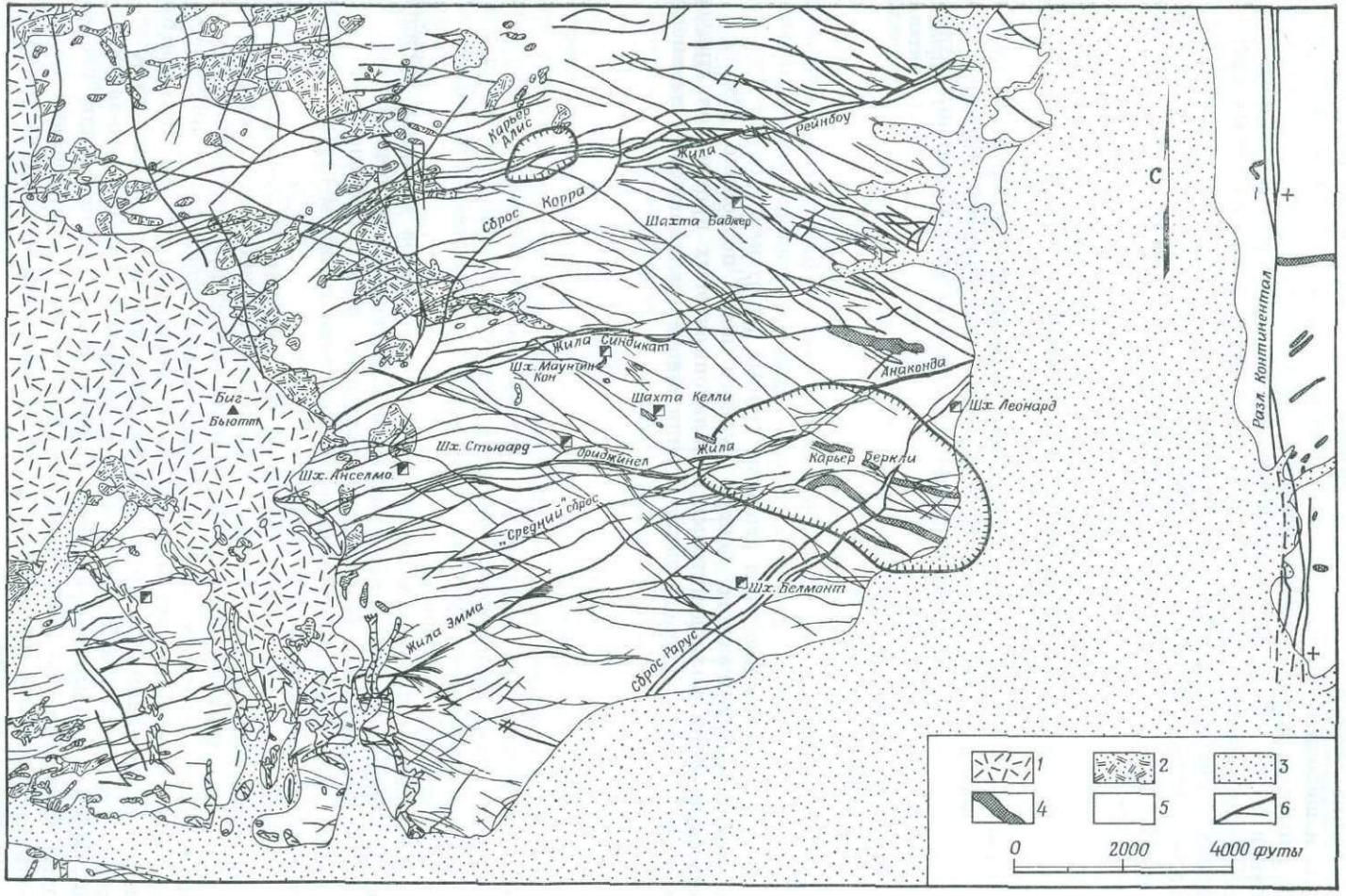
Дайки и штоки кварцевых порфиров

В восточной части рудного поля кварцевые монцониты и сопровождающие их аплиты пересекаются тремя сложными дайкообразными телами порфиров с эффектными вкрапленниками кварца округлой или лапчатой формы (фиг. 3). Эти дайки мощностью 10—50 футов залегают примерно параллельно друг другу и характеризуются вертикальным падением. Мощность двух южных даек меньше, чем у северной дайки, а простирание их западных флангов составляет примерно 300°. Здесь они прослеживаются на глубину до горизонта 4200 футов, все еще сохраняя свою дайкообразную форму. В юго-восточном направлении дайки изгибаются в широкую дугу на месте карьера Беркли, а затем под аллювиальными отложениями около разлома Континентал их простирание становится почти широтным. С восточной стороны этого разлома дайки продолжаются лишь с очень небольшим горизонтальным смещением.

Северное аплитовое тело (дайка Модок) находится примерно в 2000 футов северо-восточнее двух южных даек и обладает значительно менее правильной формой (фиг. 3). Западный фланг дайки не прослеживается на глубину ниже горизонта 2000 футов, а около шахты Леонард эта дайка с глубиной переходит в шток, по форме напоминающий луковицу, со сложными извилистыми контактами. Максимальная ширина штока достигает примерно 1000 футов на горизонте 2800 футов (см. фиг. 5). Ниже этого горизонта размеры штока несколько уменьшаются, а его форма становится удлиненной в северо-восточном направлении.

В более крупном масштабе контакты тел кварцевых порфиров тоже извилистые, со следами слабого дробления кварцевых монцонитов. Такой характер контакта позволяет отличать кварцевые порфиры от близких к ним по составу послерудных риолитовых даек, обладающих резкими угловатыми контактами. Действительно, кварцевые монцониты в момент внедрения кварцевых порфиров должны были испытывать более пластическую деформацию, так как раннее время этой интрузии заставляет предполагать более высокотемпературную обстановку, хотя и в риолитах, и в кварцевых порфирах наблюдается зона закалки с уменьшенным размером зерен породообразующих минералов, в том числе даже и округлых вкрапленников кварца.

Первичный состав кварцевых порфиров точно определить не удается, так как все дайки испытали более или менее сильное гидротермальное изменение. В самых свежих образцах, помимо вкрапленников кварца, устанавливаются угловатые вкрапленники щелочного полевого шпата, а также небольшие, предположительно реликтовые вкрапленники плагиоклаза. Около 5% породы составляют мелкие листочки биотита, практически нацело хлоритизированного или серицитизированного.



Ф и г. 3. Геологическая карта рудного поля Бьютт.

1 — риолиты; *2* — аплиты; *3* — аллювий; *4* — кварцевые порфиры; *5* — кварцевые монцониты; *6* — жилы и разрывные нарушения.

На тонкозернистую сахаровидную основную массу приходится примерно половина объема породы. По-видимому, она состояла из равных долей кварца и щелочных полевых шпатов, откуда следует, что первичная порода была риолитом или кварцевым латитом. По своей сахаровидной структуре основная масса напоминает вмещающие породы некоторых «медно-порфировых» месторождений. Между прочим, в основной массе из самых свежих образцов кварцевых порфиров, взятых в нескольких десятках футов к северу от зоны типа «конского хвоста» Ист-Колуса на горизонте 3200 футов рудника Леонард, было обнаружено несколько рассеянных вкрапленников халькопирита.

ДОРУДНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

Процессы трещинообразования и минерализации в истории геологического развития рудного поля Бьютт тесно переплетаются. Вместе с тем они, по-видимому, находятся в причинной связи и, следовательно, должны рассматриваться совместно.

В рудном поле Бьютт почти вся руда добывается из крупных жил и из зон сближенных трещин, называемых рудными телами типа «конского хвоста». Эта продуктивная минерализация может рассматриваться как минерализация «главной стадии». Фактически все ранее опубликованные описания месторождения Бьютт касались только главной стадии минерализации.

Однако в последние годы развитие горных работ на глубоких горизонтах около географического центра рудного поля позволило установить интересные серии молибденитовых и халькопиритовых прожилков, причем некоторые из них сопровождаются серицит-биотит-калишпатовым изменением боковых пород [11, 23]. Эти образования в минералогическом отношении резко отличаются от рудных жил главной стадии и связанных с ними изменений боковых пород и, кроме того, они отчетливо и постоянно древнее структурных элементов главной стадии. Такие ранние жилы важны для понимания генезиса оруденения, поскольку они дают возможность выяснить временные и химические соотношения между магматической деятельностью и главной стадией гидротермальной минерализации. Вместе с тем их наличие является предвестником будущих запасов небогатых медных и молибденовых руд на глубоких горизонтах.

По внешним признакам выделено несколько типов «ранних» прожилков. В общем же они характеризуются следующими особенностями:

1. Протяженность отдельных прожилков редко превышает первые десятки футов. Частью они выполняют короткие трещины отрыва и имеют мощность до 10 дюймов при длине 2—3 фута.

2. Многие из них характеризуются беспорядочными элементами залегания, часто они бывают пологими. Однако на глубоких горизонтах на участке между шахтами Келли, Маунтин-Кон и Стьюард преобладающим простиранием более крупных кварц-молибденитовых прожилков оказывается северо-восточное при крутом падении. К западу от шахты Маунтин-Кон ниже горизонта 4200 отдельные молибденовые прожилки, насколько об этом можно судить, изгибаются и меняют свое простирание до юго-западного, 250°. Именно такому направлению следуют более поздние жилы главной стадии. Вероятно, эта особенность отражает начало формирования системы трещин в кварцевых монцонитах до раскрытия основных структур главной стадии минерализации.

3. Большинство ранних прожилков выполняет простые трещины; следы повторных приоткрываний отсутствуют. Нет в них и осевой линии как свидетельства условий роста жильного выполнения. По-видимому, стенки трещин, отчетливо пересекающих все породообразующие минералы кварце-

Таблица I

Гипогенные жильные минералы

Минерал	Химическая формула	Встречаемость и распространенность						
		Дорудная стадия		Главная стадия				Послерудная стадия
		Калий-силикатное изменение	Жилы	Глубинная халькопиритовая зона	Центральная зона	Промежуточная зона	Периферическая зона	Метаморфическое изменение
Айкинит	$PbCuBiS_3$			1			1?	
Акантит (аргентит)	Ag_2S					1	3	
Алабандин	MnS							3
Алунит	$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$				2			
Ангидрит	$CaSO_4$	3						
Андорит	$PbAgSb_3S_6$					1	1?	
Анкерит	$Ca(Fe, Mg)(CO_3)_2$			2	2	2	3	
Апатит (люистонит)	$Ca_5(F, Cl, OH)(PO_4)_3$ $(Ca, K, Na)_5OH(PO_4)_3$	2		2	2 1?	2	3	
Арсенопирит	FeAsS					1		
Барит	$BaSO_4$			2	2	2	2	
Бетехтинит?	$Cu_{10}(Fe, Pb)S_6(?)$			2	2	2		
Борнит	Cu_5FeS_4			4	2	5		4
Вавеллит	$Al_3(OH)_3(PO_4)_2 \cdot 5H_2O$				1			
Виттихенит	Cu_3BiS_3			2	2	2		
Вольфрамит	$(Fe, Mn)WO_4$						2	
Вюртцит	ZnS				1?	1	1	
Галенит	PbS			2	2	2	4	
Гейландит	$CaAl_2Si_7O_{18} \cdot 6H_2O$						1	
Гельвин	$Mn_4SSi_3Be_3O_{12}$						1	
Гематит	Fe_2O_3	2					1	4
Гинсдалит	$PbAl_3(OH)_6PO_4SO_4$				2			
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$			1		1	2	
Гринокит	CdS						1	
Гюбнерит	$MnWO_4$			2	2	2	2	
Джарлеит	$Cu_{1,96}S$				3?	2?		
Дигенит	Cu_9S_5			1	3	2		
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$			3	2	3	4	
Зелигманит	$PbCuAsS_2$						1?	
Золото	Au				1	1	1	
Кальцит	$CaCO_3$	2		3	2	3	4	
Кварц (халцедон)	SiO_2	55	55	55	55	55	55 3	5
Ковеллин	CuS			1	3	2		
Колусит	$Cu_3(As, Sn, V, Fe, Te)S_4$			2	3	2		
Люцонит	Cu_3AsS_4				2			
Магнетит	Fe_3O_4	2	1					
Мангананкерит	$Ca(Fe, Mn)(CO_3)_2$					1	2	
Манганокальцит	$(Mn, Ca)CO_3$					2	3	
Манганосидерит	$(Mn, Fe)CO_3$					1	2 1	
Марказит	FeS_2							
Молибденит	MoS_2	2	3					
Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$	4	3					
Пираргирит	Ag_3SbS_3						1	
Пирит	FeS_2	3	3	55	55	55	4	
Пирсеит	$(Ag, Cu)_{16}As_2S_{11}$						2	
Полибазит	$(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$						1	
Прустит	Ag_3AsS_2						2	
Родонит	$(Mn, Fe, Ca)SiO_3$						4	
Родохрозит	$MnCO_3$			2	2	2	5	

Продолжение табл. I

Минерал	Химическая формула	Встречаемость и распространенность						
		Дорудная стадия		Главная стадия				Послерудная стадия
		Калий-силикатное изменение	Жилы	Глубинная халькопиритовая зона	Центральная зона	Промежуточная зона	Периферическая зона	Метаморфическое изменение
Рутил	TiO_2	2						
Серебро	Ag			1	2	2	2	4
Сидерит	$FeCO_3$					1	2	
Стефанит	Ag_5SbS_4						1	
Стильбит	$CaAl_2Si_7O_{18}\cdot 7H_2O$						1	
Сфалерит	ZnS				2	2	5	
Теннантит	$Cu_{12}As_4S_{13}$			4	2	3	2	3
Тетраэдрит	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$						1	
Уранинит	UO_2			1?	1?	1?	1	
Ферберит	$FeWO_4$						2	
Флюорит	CaF_2	2		2	2	3	3	
Хабазит	$CaAl_2Si_4O_{12}\cdot 6H_2O$						1	
Халькозин	Cu_2S			3	5	4		
Халькопирит	$CuFeS_2$	4	3	5	1	4	3	4
Шеелит ± повеллит	$Ca(W, Mo)O_4$	2		2	2	2	2	
Штромейерит	*CuAgS*			1	2?	2	2	
Энаргит	Cu_3AsS_4			3	5	4		

Условные обозначения: 55 — очень много; 5 — много; 4 — обычный; 3 — мало; 2 — редкий; 1 — очень редкий или единичные находки.

Вопросительный знак после названия минерала обозначает сомнение в его идентификации; вопросительный знак около цифры, характеризующей распространенность минерала, указывает на неуверенность такой оценки.

вых монцонитов, при образовании прожилков были просто раздвинуты. Следов замещения как возможного механизма жилообразования не найдено.

4. Ни один из ранних прожилков не обладает размерами, сопоставимыми с жилами главной стадии минерализации. Мощность большинства прожилков не превышает 1 дюйма.

5. В прожилках широко развиты только три минерала — кварц, пирит и молибденит; кварц и пирит могут встречаться в отдельности, но молибденит всегда устанавливается вместе с кварцем. В некоторых важных типах прожилков могут также содержаться халькопирит, ангидрит, карбонаты (Fe, Mg, Ca), флюорит, магнетит, гематит, калиевый полевой шпат, мусковит и зеленый или бурый биотит (табл. I). Сфалерит в структурах распада твердого раствора халькопирита установлен в ранних прожилках преимущественно в районе Континентал, к востоку от одноименного разлома.

6. Основная масса прожилков пересекает свежие кварцевые монцониты и не сопровождается околожильным изменением. Однако около прожилков *двух важных типов устанавливаются оторочки серицитового или биотит*-серицит-калишпатового изменения, о чем речь пойдет ниже. Аргиллизация вмещающих пород не обнаружена.

Типы ранних прожилков и околожильные изменения

Критерии, позволяющие различать некоторые типы ранних прожилков, не всегда безусловны из-за наличия взаимных переходов. Подобным образом невозможно охарактеризовать последовательность формирования

различных типов прожилков для рудного поля в целом, так как отсутствует уверенность, что какой-либо тип прожилков возникал на всей площади месторождения в одно и то же время. Некоторые типы, например безрудные кварцевые прожилки, не сопровождающиеся околожильным изменением, по-видимому, формировались в течение продолжительного периода времени, насколько об этом можно судить по многочисленным разрозненным наблюдениям их возрастных соотношений с прочими типами ранних прожилков и дайками кварцевых порфиров. Тем не менее условная группировка возможна, если исходить из минерального состава прожилков, околожильных изменений и структурных особенностей.

Линзы и сложные жилы кварц-молибденитового состава. В нескольких случаях эти непротяженные жилоподобные образования, сложенные крупнозернистым кварцем и сульфидами, переходят в ядерные зоны пегматитов, а поэтому они, вероятно, должны быть отнесены к ранним проявлениям кварц-молибденитовой прожилковой минерализации. Молибденит, как и кварц, обычно встречается в виде крупных кристаллов. Часто присутствует пирит, редко халькопирит и гематит. Околожильных изменений не наблюдается.

Полосчатые кварц-молибденитовые прожилки. Мощность этих прожилков редко превышает 2 дюйма, в среднем составляя $^1/_4$—$^1/_2$ дюйма; форма их значительно более правильная, чем у ранее описанных кварц-молибденитовых линз. Молибденит находится в виде небольших вкраплений или чешуек, часто концентрирующихся в двух симметричных полосках, параллельных зальбандам прожилка. Другие минералы редки.

Кварц, слагающий прожилки от зальбанда до зальбанда, обладает мозаичной структурой, причем отдельные зерна кварца могут пересекаться молибденитовыми полосками. В прожилках этого типа сосредоточена основная масса молибденита, связанного с глубинной минерализацией месторождения Бьютт.

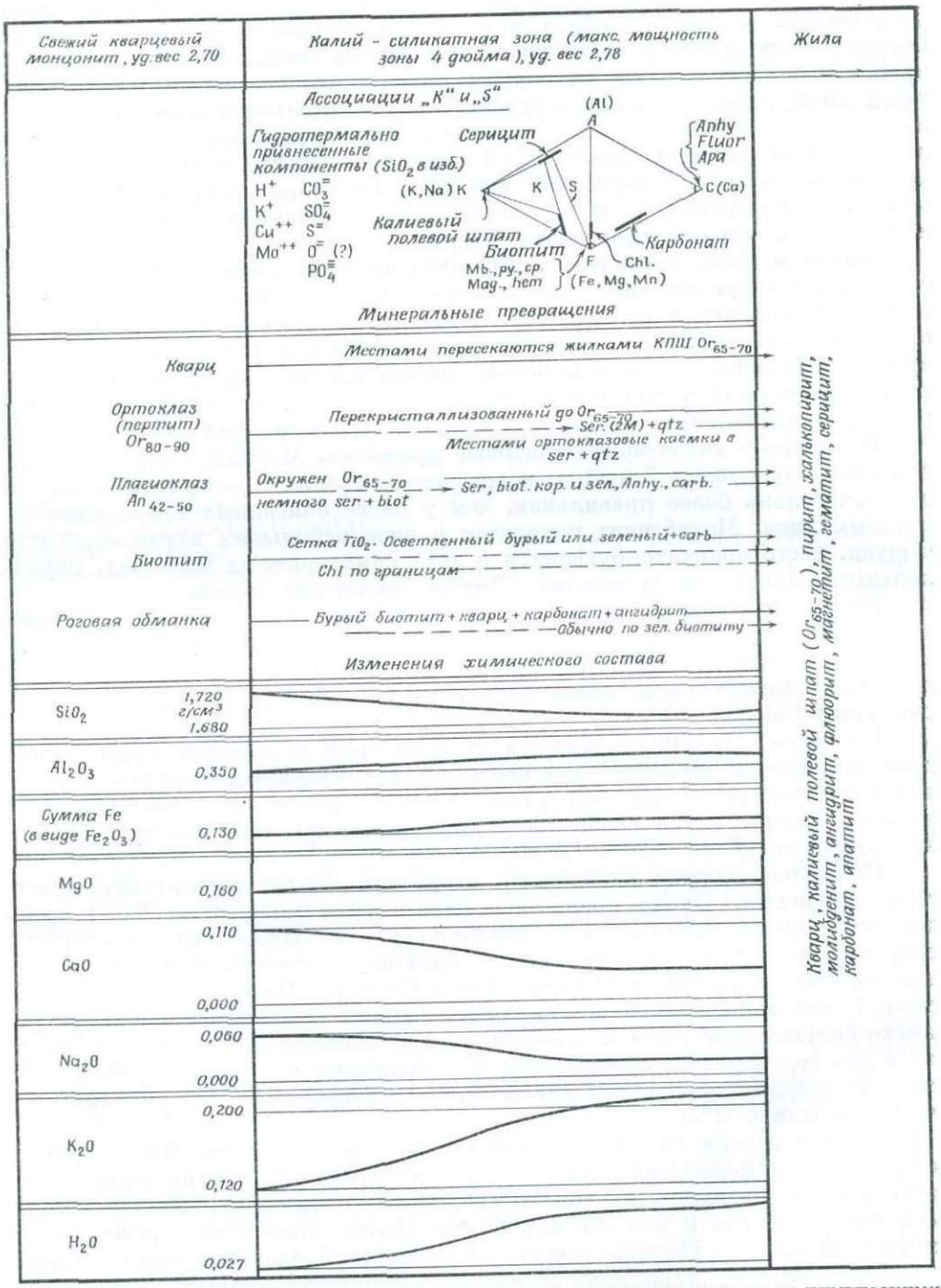
На востоке центральной части рудного поля полосчатые кварц-молибденитовые прожилки пересекают контакт дайки кварцевых порфиров с кварцевыми монцонитами, но следов околожильных изменений в обеих породах не обнаружено. Такая особенность характерна для большинства прожилков кварц-молибденитового состава.

Прожилки, сопровождающиеся оторочкой биотит-серицит-калишпатового изменения. Около прожилков одного типа мощностью $^1/_8$—1 дюйм имеется хорошо различимая зеленовато-серая метасоматическая оторочка шириной до 8 дюймов. Серия этих прожилков установлена только на глубоких горизонтах рудников Маунтин-Кон и Стьюард. Необычная для рудного поля Бьютт минеральная ассоциация и ранний возраст этих образований имеют большое генетическое, а возможно, и экономическое значение, поскольку в них содержится вкрапленность халькопирита; по данным проб, взятых на всю ширину прожилков и околожильных оторочек, содержания меди часто достигают 2%;

Обычно в этих прожилках заметно преобладает кварц. Часто присутствуют также молибденит, халькопирит и пирит, устанавливаются магнетит, гематит, ангидрит, карбонаты (Fe, Mg, Ca), флюорит, калиевый полевой шпат, серицит и зеленый или бурый биотит. Любой из перечисленных минералов на иных участках может оказаться преобладающим вместо кварца.

Минеральные ассоциации и данные по привносу-выносу компонентов в околожильной оторочке показаны на фиг. 4. Основной ассоциацией в зоне изменения является серицит-калишпат-биотитовая, названная Крези [14] для некоторых меднопорфировых месторождений «калий-силикатной»; этим термином воспользуемся и мы.

Зеленый и бурый биотит в ранних околожильных оторочках замещает темноцветные минералы и отчасти плагиоклаз [23]. Серицит вместе с биотитом развиваются по плагиоклазу и замещают большую часть первичного



Ф и г. 4. Минеральные ассоциации, сопоставленные с минеральными и химическими превращениями в измененных оторочках около ранних прожилков.

Индексами «K» и «S» на треугольнике состава показаны две типичные ассоциации околожильно-измененных пород — биотит-серицит-калишпатовая («K») и серицит-пиритовая («S»).

ортоклаза. В замещаемом ортоклазе возникает специфическая структура с образованием каемок нового, более натрового калиевого полевого шпата между вторичным кварцем и серицитом.

Важным членом такой калий-силикатной метасоматической ассоциации является ангидрит. Он присутствует в самих прожилках, а также развивается при замещении плагиоклаза и при перекристаллизации биотита. Встречаются даже собственно ангидритовые прожилки, иногда содержащие биотит, которые пересекают кварцевые прожилки и оторочки калий-силикатного изменения, где развиты такие оторочки. Поэтому не исключена возможность, что ангидритовые прожилки являются результатом ремобилизации, предшествующей главной стадии минерализации. В любой другой обстановке ангидрит в рудном поле Бьютт не обнаружен. При наложении более поздней минерализации главной стадии на ранние прожилки, сопровождающиеся оторочкой калий-силикатного изменения, ангидрит выносился, оставляя за собой небольшие пустотки.

Породы за пределами околожильных оторочек могут содержать до 2—3% рассеянных сульфидов, главным образом пирита, без видимых следов изменения других силикатных минералов, кроме роговой обманки.

Заслуживает внимания то обстоятельство, что калий-силикатные оторочки вместе с контролирующими их прожилками пересекаются и смещаются жилками безрудного кварца, которые не сопровождаются околожильными изменениями. И те, и другие прожилки отчетливо пересекаются жилами и околожильными оторочками главной стадии. Появление безрудного белого кварца без околожильного изменения в промежутке между временем формирования калий-силикатных зон и серицитизацией — аргиллизацией главной стадии заставляет предполагать, что этот разрыв во времени мог быть значительным. Поскольку в обоих продуктах изменения присутствуют калиевые слюды примерно одинакового размера (в среднем 10—20 мкм), интересно сравнить данные K^{40}/Ar^{40}-анализа.

Мелкочешуйчатый биотит из геологически более древних оторочек имеет возраст 62,8 $\pm$ млн. лет (константы распада: $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ лет; $\lambda_\varepsilon = 0{,}585 \cdot 10^{-10}$ лет), а серицит главной стадии — 57,5 $\pm$ 1,8 млн. лет. Крупнолистоватый биотит из неизмененных кварцевых монцонитов на том же участке дает возраст 78,4 $\pm$ 2,0 млн. лет [16]. Результаты радиометрического анализа согласуются с возрастными соотношениями прожилков, но не исключена возможность вторичного нагрева более древних слюд гидротермальными растворами главной стадии. Это нагревание могло вызывать ускоренную потерю аргона из тонкочешуйчатого биотита ранней стадии изменения по сравнению с крупнолистоватым биотитом кварцевых монцонитов, сближая таким образом их радиометрический «возраст». Следовательно, общий промежуток времени между периодом кристаллизации кварцевых монцонитов Бьютт и выделением серицита главной стадии мог достигать 20 млн. лет. Однако ранний метасоматический биотит по возрасту мог быть ближе к биотиту кварцевых монцонитов, чем на указанные ранее 15 млн. лет, и соответственно более чем на 5 млн. лет древнее серицита главной стадии.

Кварц-пиритовые жилы без оторочек калий-силикатного изменения. По составу эти жилы меняются от чисто кварцевых до чисто пиритовых с самыми постепенными переходами; более обычны все же прожилки, сложенные одним белым кварцем. Мощность кварцевых жил этого типа достигает 2 футов, а мощность чисто пиритовых прожилков редко превышает четверть дюйма; чаще они представлены просто примазками в плоскости трещин. Прожилки обоих типов распространены очень широко, но могут образовывать и локальные скопления. Пирит, по-видимому, более обычен на средних и глубоких горизонтах рудника Маунтин-Кон к северу от шахтного ствола.

Жилки белого кварца могли формироваться в течение значительного промежутка времени между образованием пегматитов и минерализацией главной стадии, поскольку часть из них древнее кварцевых порфиров, а часть моложе. Кроме того, они могут быть и древнее, и моложе кварц-молибденитовых прожилков, сопровождающихся калий-силикатным изменением на глубоких горизонтах рудников Маунтин-Кон и Стьюард. В ранних кварцевых жилках иногда содержится и калиевый полевой шпат.

Кварц-пиритовые жилы с переменным количеством молибденита развиты в основном на средних и глубоких рудничных горизонтах в зоне преобладающего северо-западного простирания жил главной стадии на участке между шахтами Хай-Ор, Келли и Стьюард. В этих кварц-пиритовых жилах иногда устанавливаются следы внутриминерализационного дробления, заметные по ветвящимся полоскам сульфидов в сером кварце. Кварц-пиритовые жилы сопровождаются оторочками серицитизации, содержащими пирит и такое количество халькопирита, которое дает содержание меди в пробах до 2—3%. Вместе с серицитом часто присутствует калиевый полевой шпат, а также устанавливаются небольшие количества хлорита, придающего измененной породе яблочно-зеленый цвет. Аргиллизация проявлена неравномерно, иногда она совершенно отсутствует.

По структурным и минералогическим данным эти жилы, очевидно, следует отнести к переходным образованиям между кварц-молибденитовыми прожилками с оторочками калий-силикатного изменения, с одной стороны, и серицитизацией — аргиллизацией главной стадии минерализации—с другой. Возможно, что они являются также промежуточными и по возрасту. Заслуживает внимания тот факт, что эти жилы, имеющие северо-западное простирание, пересекаются жилами главной стадии примерно того же северо-западного простирания.

В экономическом отношении рассматриваемые жилы имеют большое потенциальное значение, поскольку они образуют широкие компактные зоны, характеризующиеся почти кондиционными содержаниями, особенно на тех участках, где на них накладывается медная минерализация, связанная с более поздней главной стадией.

Молибденовая минерализация является переходной по отношению к минерализации жил главной стадии, причем молибденит устанавливается и в этих более поздних жилах. Время привноса молибдена не известно.

Молибденитовая зона

Судя по всем минералогическим данным, накопленным за многие годы на месторождении Бьютт, к западу от разлома Континентал выше горизонта 2800 молибденит встречается лишь в самых незначительных количествах. Однако на самом горизонте 2800 и ниже молибденитовые прожилки интенсивно развиты в грубо куполовидном объеме породы с центром примерно в 1500 футов к северу от шахтного ствола Белмонт. Это место известно под названием молибденитовой зоны (см. фиг. 10). Здесь сосредоточены практически все кварц-молибденитовые прожилки, обнаруженные в пределах рудного поля. Совсем малая часть молибденитовых проявлений, развитых вне этой зоны, связана с пегматитами.

Ниже горизонта 3000 футов восточная и южная граница молибденитовой зоны не известна из-за отсутствия там горных выработок, но в северном и западном направлениях размеры зоны быстро увеличиваются, достигая примерно 2000 футов на горизонте 4500 футов, к западу от шахты Маунтин-Кон. В районе к востоку от разлома Континентал молибденитовые проявления устанавливаются на дневной поверхности. Этот участок может оказаться поднятым восточным продолжением молибденитовой зоны, поверхность которой с западной стороны разлома проходит ниже горных выработок.

Контур молибденитовой зоны пересекается извилистой границей сфалеритовой зоны, образованной в главную стадию минерализации (см. фиг. 10 и 12). Это находится в соответствии с фактами постоянного пересечения отдельных кварц-молибденитовых прожилков жилами главной стадии.

Молибденитовая зона, несущая также раннюю рассеянную и прожилковую халькопиритовую минерализации, по-видимому, быстро расширяется ниже горизонта 3800 футов. Со временем она может стать важным источником меди и молибдена.

СТРУКТУРА РУДНЫХ ЖИЛ БЬЮТТ

Насколько можно судить по ориентировке даек кварцевых порфиров [1] и самых крупных выдержанных кварц-молибденитовых жил и прожилков из числа только что описанных, основные структурные элементы рудного поля были сформированы до раскрытия жильных структур главной стадии. Обратный S-образный изгиб главного структурного направления в районе месторождения повторяет региональное направление структурных элементов, определивших ориентировку самого батолита Боулдер. Подобная картина видна на фиг. 5 — плане горизонта 2800 футов.

Жильная система Анаконда

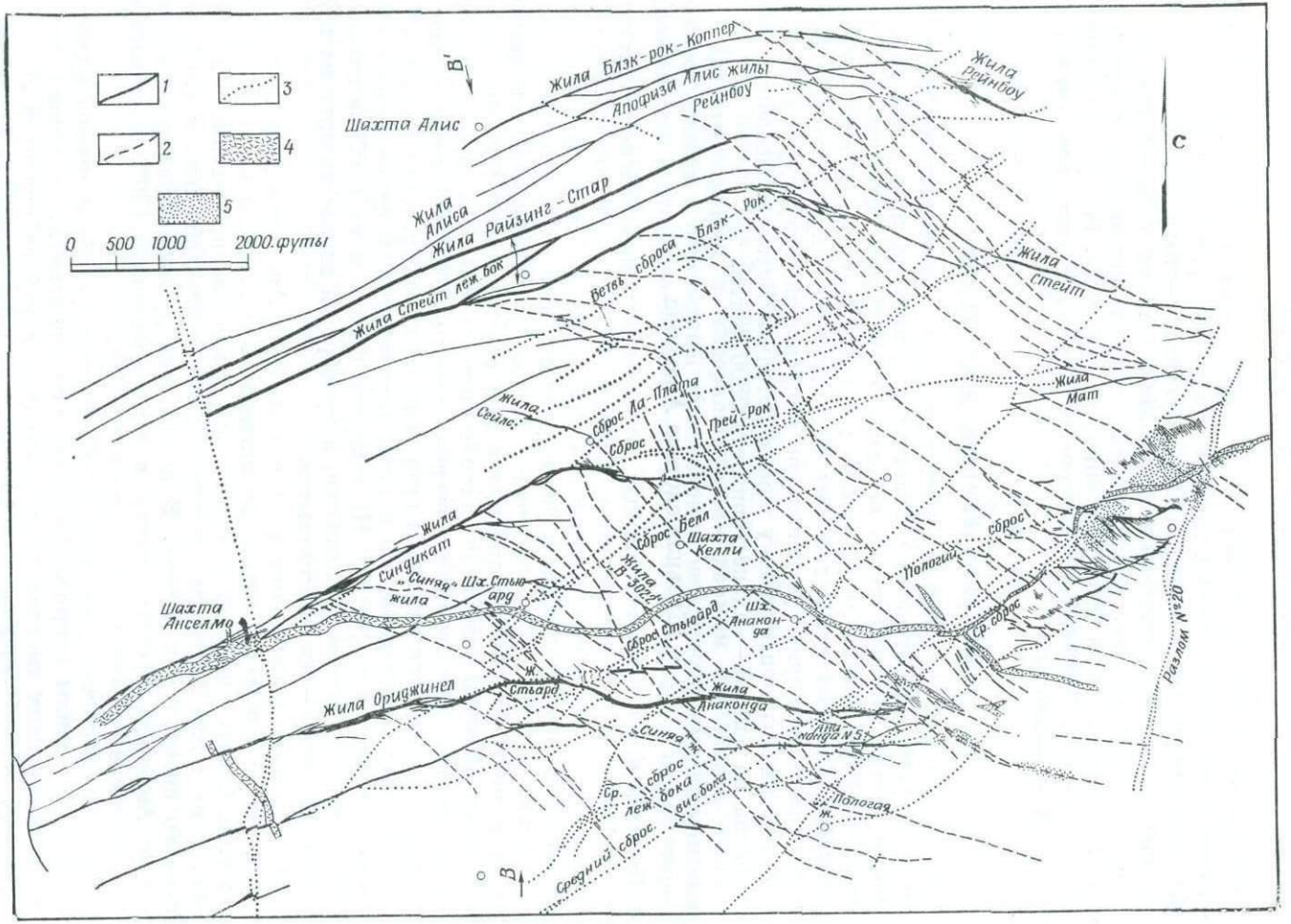
Пользуясь критериями взаимных пересечений и минерального состава, Сейлс в 1913 г. [1] установил, что первыми из крупных жил месторождения сформировались жилы почти широтного простирания. Эти жилы он назвал системой Анаконда. В западной части рудного поля отрабатывались пять главных жил системы Анаконда вместе с 12 или 15 другими менее крупными жилами и многочисленными апофизами или ответвлениями (см. фиг. 7).

В западной части рудного поля жилы системы Анаконда характеризуются относительно выдержанным северо-восточным (60—70°) простиранием. На севере рудного поля эти жилы круто падают к северу, но на более глубоких горизонтах они изгибаются и ниже горизонта 2800 футов падают уже в южную сторону (см. фиг. 7). На западном фланге и на глубине главные жилы системы Анаконда сближаются, а приобретая южное падение на глубоких горизонтах — выполаживаются.

В восточном направлении разрывы системы Анаконда изменяют свое простирание с северо-восточного до широтного и даже до юго-восточного. На жилах Стейт, Синдикат и Боннер это изменение происходит довольно резко, а на жиле Анаконда постепенно; место перегиба жил с глубиной несколько смещается к западу. В целом зона дугообразного изгиба жил системы Анаконда прослеживается в северо-восточном (30°) направлении и падает к северо-западу под углом около 70°.

Немного восточнее участка дугообразного перегиба в центре рудного поля главные жилы системы Анаконда выклиниваются, появляясь снова лишь в нескольких тысячах футов восточнее, в районе рудников Леонард и Трамвей. Зона пережима жил Анаконда на горизонте 2800 футов имеет площадь примерно 4800×3000 футов. Северная граница этой зоны на верхних горизонтах проходит по жиле Стейт, а на нижних горизонтах жила Стейт приобретает южное падение и вслед за жилой Синдикат изгибается к юго-востоку и выклинивается. Жила Рейнбоу, залегающая севернее жилы Стейт, прослеживается в восточном направлении без перерыва, хотя и меняет свое простирание в соответствии с общим изгибом жил системы Анаконда, расположенных южнее.

К югу от этой зоны жила Гамбринус — Ориджинел — Анаконда меняет свое простирание с северо-восточного (70°) до широтного, далее на восток приобретает кулисообразное строение и смыкается с жилой Шаннон-



Ф и г. 5. План части рудного поля Бьютт на горизонте 2800 футов.

1 — жилы системы Анаконда; *2* — «синие» жилы; *3* — разрывные нарушения; *4* — риолиты; *5* — кварцевые порфиры.

Колуса. От кулисообразных отрезков жилы отходят многочисленные сближенные трещины юго-восточного простирания, создающие структуру «конского хвоста» с богатым медным оруденением. Зоны развития трещин типа «конского хвоста» простираются в северо-восточном (30°) направлении и сами располагаются кулисообразно.

Выше горизонта 2400 футов мощная выдержанная жила Синдикат тоже непрерывно прослеживается до восточного фланга рудного поля, где смыкается с жилой Белл-Спекьюлейтор через серию кулис (фиг. 6). Но и на верхних горизонтах жила Синдикат — единственная из жил анакондского возраста в полосе между жилами Стейт и Анаконда, пересекающая все рудное поле с запада на восток.

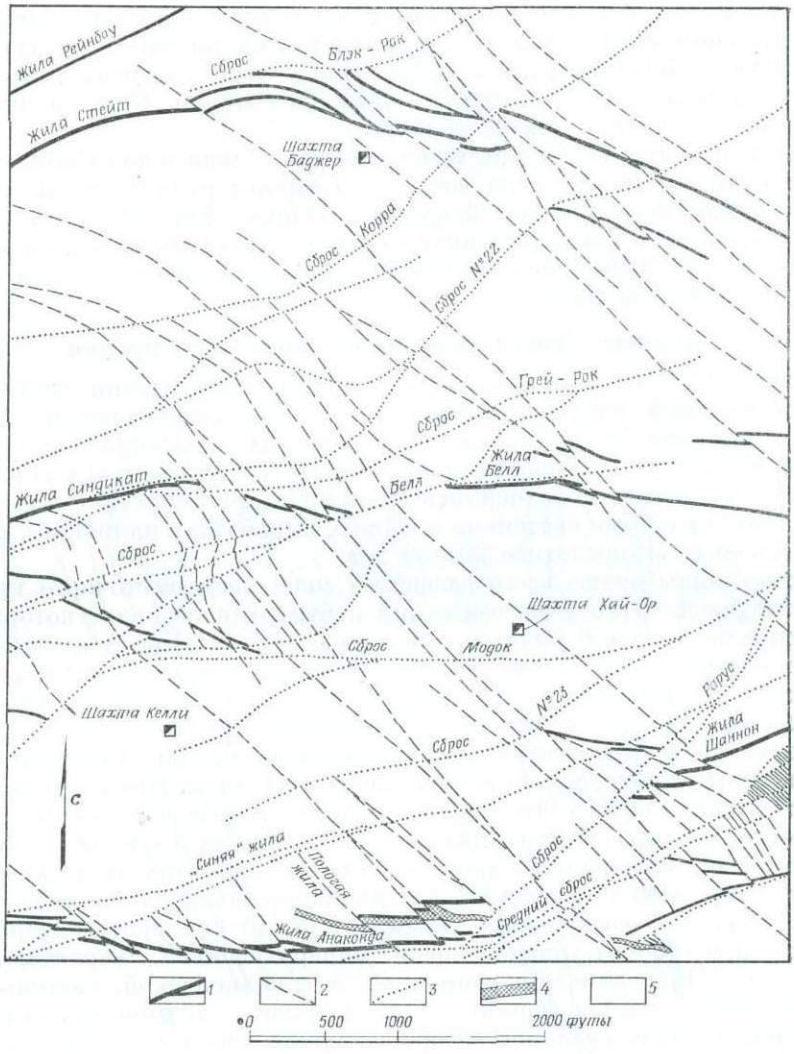
«Синие» жилы северо-западного простирания

Сейлс в 1913 г. прекрасно описал случаи пересечения жил системы Анаконда «синими» жилами, особенно отчетливые выше горизонта 2000 футов, где в то время были хорошие обнажения. Его описания и выводы полностью подтвердились в новых горных выработках на верхних горизонтах; некоторые дополнения понадобились лишь при характеристике соотношений между двумя жильными системами в горных выработках на нижних горизонтах, пройденных за последние 20—30 лет.

«Синие» жилы лучше всего развиты в зоне северо-восточного простирания, проходящей через географический центр рудного поля, который примерно совпадает с зоной выклинивания разрывов системы Анаконда. Самые северные «синие» жилы обычно характеризуются крутым южным падением, но местами наблюдаются и обратные падения. Южнее углы падения жил этой системы становятся все более пологими, достигая 45°.

«Синие» жилы повсеместно пересекают жилы системы Анаконда с левым горизонтальным смещением на расстояние до 200 футов. При этом на верхних горизонтах можно видеть, что «синие» рудные жилы пересекают раздробленные окончания жил системы Анаконда. Однако на глубоких горизонтах наблюдается все большая тенденция к слиянию жил этих двух систем. Так, на участке пересечения можно видеть, например, кварцево-пиритовую жилу системы Анаконда, содержащую энаргит и (или) сфалерит, которая пересекается пирит-борнит-халькозиновой минерализацией, характерной для «синих» жил. Минерализация широтной, или анакондской, системы разрывов, несомненно, *начала* формироваться раньше того момента, когда мощная система «синих» разломов северо-западного простирания стала доступной для минерализующих растворов. Пересекая разрыв системы Анаконда, любая данная «синяя» жила в западном направлении может изменить свое простирание с широтного до северо-западного и слиться со следующей, более северной жилой системы Анаконда. Область подобных пересечений примерно совпадает с зоной дугообразного перегиба жильной системы Анаконда.

Поздние подвижки в плоскости «синих» жил в большинстве случаев как бы переходят от «синих» разрывов к жилам системы Анаконда, причем тектоническая глинка «синих» разрывов прослеживается вдоль висячего бока анакондских жил. В промежуточной зоне халькопирит, борнит и халькозин на участке такого пересечения обычно развиваются вдоль тектонической глинки, цементируя обломки ранних сфалерит-теннантит-кварцевых руд в раздробленном теле жил системы Анаконда. В то же время на участке тектонического шва, соединяющего дугой «синюю» и анакондскую структуры, устанавливается относительно слабое дробление как руд, так и боковых пород. Вероятно, поздние перемещения в основном происходили вдоль круто ориентированной линии пересечения жил двух рассмотренных систем. Амплитуды перемещения по «синим» жилам, как и по сериям более поздних разломов, по-видимому, максимальны в интенсивно минерализованной части рудного поля и уменьшаются к его периферии.



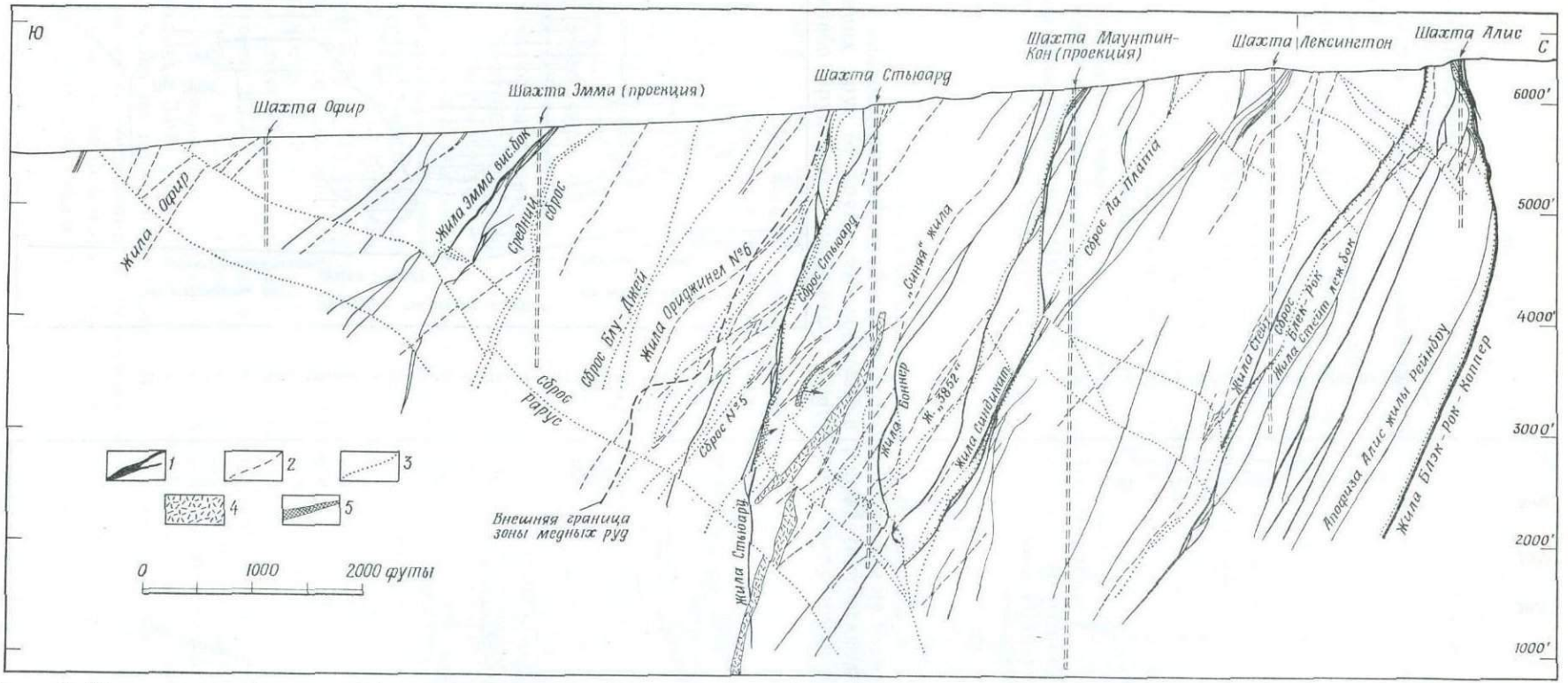
Ф и г. 6. План горизонта 1800 футов (рудник Хай-Ор), иллюстрирующий кулисообразное строение жил Стейт, Синдикат и Анаконда в центральной части рудного поля.

Восточное продолжение жилы Синдикат, носящее название Белл-Спекьюлейтор, ниже этого горизонта выклинивается, но две другие жильные зоны, не несущие минерализации «анакондского» возраста, становятся более компактными и продолжаются на большую глубину. *1* — жилы системы Анаконда; *2* — синие» жилы, *3* — разрывные нарушения; *4* — кварцевые порфиры; *5* — кварцевые монцониты Бьютт.

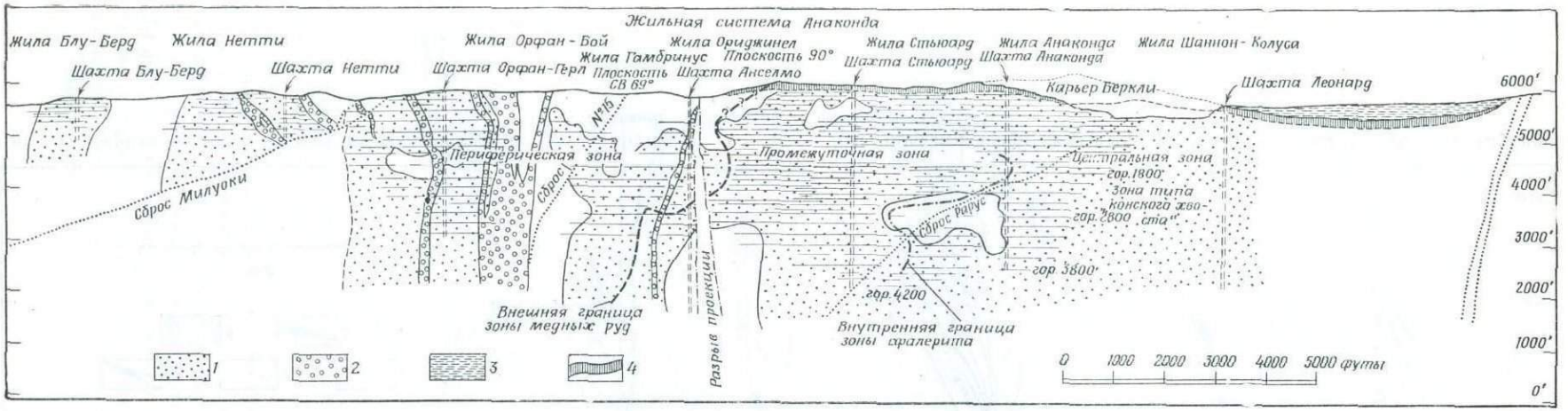
Рудные столбы в анакондских и «синих» жилах

Основная масса жильных руд на месторождении Бьютт добыта из жил анакондского возраста. Эти жилы отличаются выдержанностью оруденения как по горизонтали, так и в вертикальном направлении (фиг. 8 и 9). По простиранию жилы вскрыты на расстояние около 5 миль, а по падению на 4500 футов. В жиле Синдикат, например, на этой глубине оконтурены блоки богатых медных руд шириной до 30 футов. Здесь жилы еще не эксплуатируются.

Средняя мощность жил системы Анаконда находится в пределах 20—30 футов, но иногда встречаются раздувы мощностью до 100 футов и более. В некоторых таких раздувах на верхних горизонтах рудника Анаконда были выявлены богатейшие скопления (бонанцы) халькозиновых руд, а на руднике Эмма — огромные родохрозитовые тела. Участки жил с максимальной

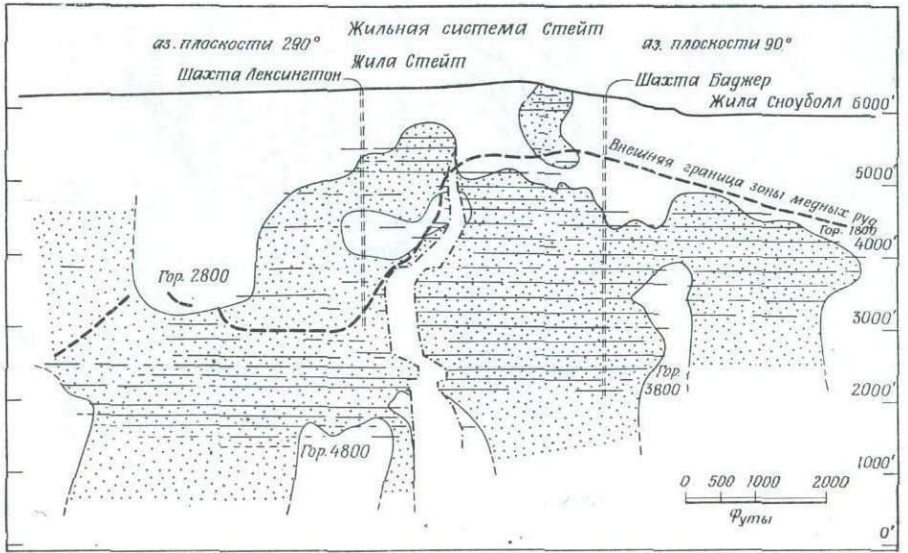


Ф и г. 7. Меридиональный разрез (обозначенный на фиг. 5 буквами $B - B' - B''$), показывающий поведение разрывов системы Анаконда с глубиной.
Условные обозначения те же, что на фиг. 5.



Фиг. 8. Продольный разрез по жиле Анаконда.

Показаны рудные столбы и приблизительное положение минеральных зон. *1* — рудные столбы; *2* —риолиты; *3* — аллювий; *4* — зона окисления.



Фиг. 9. Продольный разрез по жиле Стейт.

Показана верхняя граница очистных выработок по медным рудам и зона убогой минерализации над медным фронтом. Разрыв в центральной части фигуры, ограниченный пунктирной линией, связан с построением проекции искривленной поверхности жилы.

мощностью приурочены в основном к зоне дугообразного изгиба, где, по-видимому, создавались наилучшие условия для раскрытия стенок трещин и происходило повторное трещинообразование в связи с движениями по «синим» разломам.

На восточном фланге рудного поля значительная часть медных руд анакондского возраста была добыта из знаменитых зон типа «конского хвоста». Длина таких рудных тел измеряется сотнями футов, ширина составляет 200 футов, а вертикальный интервал отработки достигает 200 футов. Эти зоны вытянуты в северо-восточном (70°) направлении вкрест простирания основной массы минерализованных трещин, составляющих эту зону. Подобная ориентировка северного и южного контуров промышленных рудных тел типа «конского хвоста» определяется тем, что медные руды здесь отрабатываются не вдоль отдельных рудоносных трещин, а из блоков, разбиваемых по простиранию зоны в целом. В результате каждую небольшую рудоносную трещину или трещинную зону можно рассматривать как миниатюрный рудный столб, ограниченный по простиранию с обеих сторон безрудной минерализацией. Пустые интервалы в пределах рудных тел этого типа относительно невелики, что, собственно, и допускает валовую отработку рудных блоков в контуре, определяемом экономическими соображениями.

К рудным зонам типа «конского хвоста» можно отнести примерно полдюжины рудных участков. В иных случаях в подобных зонах выделяются *рудоносные трещины северо-западного простирания, нормальные к общему* структурному направлению; они представлены мощными жилами, достаточными для индивидуальной отработки, но расположенными на таких больших расстояниях друг от друга, что совместная разработка богатых жильных руд и слабо оруденелых кварцевых монцонитов между ними становится невыгодной.

Севернее и южнее района действующих рудников крупные жилы системы Анаконда прослежены по поверхностным обнажениям или по данным неглубоких горных выработок. На этих уровнях жилы не имеют промышленного значения, но при разведке на более глубоких горизонтах, вероятно, удастся выявить рудные столбы, которые в будущем станут важным источником меди.

На юге центральной части рудного поля выделен огромный блок оруденелой породы, *допускающий отработку системой массового обрушения.* Размеры этого блока в плане составляют 2000 × 500 футов, по вертикали 3000 футов. В геологическом отношении блок представляет собой серию жил системы Анаконда и минерализованных трещин типа «конского хвоста». Наиболее богатые части жил уже разрабатываются раздельным способом.

Рудные столбы в «синих» жилах не отличаются такой мощностью и выдержанностью, как в жилах системы Анаконда. Размеры их колеблются в очень широких пределах, а мощность — от 5 до 20 футов. Отдельные рудные столбы могут достигать 1000—2400 футов в длину и распространяться по вертикали на 600—1800 футов. Известны также сотни совсем небольших рудных столбов, размеры которых по вертикали и горизонтали составляют всего 200—300 футов. Расположение столбов не подчиняется какой-либо определенной закономерности, расстояния между ними могут составлять в одних случаях *несколько сотен футов, в других — несколько тысяч.*

Некоторые из самых богатых и наиболее выдержанных рудных столбов в «синих» жилах развиты на нижних горизонтах в западной части рудного поля. Здесь в северо-западной части жилы Хай-Ор богатые руды прослежены с горизонта 3400 футов до горизонта 4800 футов, причем длина этого рудного столба по простиранию составляла несколько тысяч футов — если считать до места сочленения ее на юго-востоке с богатой жилой Стейт.

Вблизи от дневной поверхности рудные столбы в «синих» жилах редко имеют промышленное значение. Медное оруденение этих жил достигает

верхних горизонтов в области сплошной серицитизации, в центральной зоне и не доходит до этого уровня на тех участках, где серицитизация образует *лишь неширокие околожильные оторочки среди неизмененных вмещающих* пород. В то же время рудные столбы в «синих» жилах нигде не поднимаются так высоко, как в непосредственной близости от жил системы Анаконда; на эту закономерность указывал еще Сейлс в своей Джэклингской лекции [10].

Тем не менее «синие» жилы Бьютт играют существенную роль в балансе высокосортных медных руд. Важным экономическим фактором является относительная сближенность этих жил по сравнению с жилами системы Анаконда. Так, 15 или 20 главных жил системы Анаконда залегают на расстоянии 300—2000 футов друг от друга, а интервалы между 20—40 крупнейшими «синими» жилами составляют лишь 150—400 футов; наличие многочисленных апофиз также благоприятствует более интенсивному развитию рудной минерализации.

Жилы и система разломов Стьюард

Система разломов Стьюард — *самая ранняя серия разрывов* северо-восточного простирания со сбросовым характером подвижек. Сбросы Стьюард проявлены лучше в восточной части рудного поля и хуже в западной, где они следуют вдоль сдвигов более ранней системы Анаконда. На верхних горизонтах в сбросах Стьюард устанавливается слабое оруденение (так называемые жилы Стьюард). Самая богатая жила этого типа известна под № 16; она разрабатывается рудниками Рарус и Леонард между горизонтами 1000 и 2500 футов. Ниже горизонта 2800 футов сбросы Стьюард, как правило, сливаются с более древними структурами, где на раннюю минерализацию может накладываться минерализация стьюардского возраста.

Жилы Стьюард очень важны для структурного анализа, так как они свидетельствуют о продолжающемся привносе рудных компонентов в начале процесса структурной релаксации, выразившейся в гравитационном сбросообразовании. Видимое в плане перемещение по сбросам Стьюард — левое, *т. е. такое же, как и направление движений по «синим» жилам.*

Разлом Рарус

Разлом Рарус представляет собой зону шириной до 50 футов, состоящую из серии ветвящихся тектонических швов. Имея северо-восточное 45° *простирание и северо-западное падение под углом около 45°, этот разлом* пересекает рудное поле Бьютт в его средней части. Разлом смещает жилы и разрывы трех ранних систем и не содержит рудной минерализации, за исключением относительно небольших обломков руд, затащенных в него при тектонических подвижках. Движения по разлому, по-видимому, происходили в направлении падения и предположительно были вызваны гравитационными силами.

Системы «средних» разломов

«Средние» разломы простираются в восток-северо-восточном направлении и круто падают к югу. Видимый характер перемещения сбросовый. «Средние» разломы не несут оруденения и в северо-восточной части рудного поля пересекают свежие кварцевые монцониты между оторочками околожильного изменения, связанными с «синими» разрывами. Здесь эти разломы минерализованы кальцитом, а около них проявлена аргиллизация плагиоклаза (см. фиг. 14).

Первые подвижки по «среднему» разлому могли быть связаны с внедрением широтной риолитовой дайки в районе рудника Леонард, но главные движения по этому разлому были «послериолитовыми».

Система разлома Континентал

Важнейшим представителем системы меридиональных сбросов является сам разлом Континентал, прослеженный на восточном фланге рудного поля. Дайки кварцевых порфиров пересекаются этим разломом, но, судя по отсутствию видимого горизонтального смещения кварцевых порфиров и риолитов, направления подвижек по разлому Континентал со времени внедрения даек были ориентированы преимущественно по линии падения. По топографическим данным амплитуда такого перемещения оценивается в 1500 футов. В то же время имеются убедительные доказательства, вытекающие из сопоставления типов горных пород и минерализации с обеих сторон разлома, говорящие о том, что подвижки по нему в послеминерализационное время могли быть во много раз большими.

Гипогенной минерализации в разломе Континентал установить не удалось. Вероятно, его следует считать целиком послерудным.

Послерудные разломы меридионального направления, развитые в западной части рудного поля, например разлом Москоу, характеризуются значительно меньшими амплитудами перемещения по сравнению с разломом Континентал.

Анализ последовательности образования разломов

В связи с исключительной сложностью дизъюнктивной тектоники рудного поля Бьютт границы между упомянутыми выше структурными эпохами были нечеткими, точнее, периоды движения по разломам каждой системы не разделялись периодами полного покоя. С началом каждого нового периода дробления происходили почти непрерывные небольшие перемещения, проявившиеся в дифференциальном скольжении почти по каждой жиле или разлому. Многочисленные повторные подвижки вдоль ранее заложенных зон разломов продолжались как в период минерализации, так и после него, накладываясь друг на друга. Тем самым уменьшалась возможность простой однородной реакции на изменение направления сжимающих усилий. *Начало* движений по разрывам системы Анаконда имело место раньше *начала* подвижек по «синим» разломам и так далее в последовательном ряду развития структуры. Тот факт, что новые трещины, пересекающие в иных местах свежие кварцевые монцониты, формировались в процессе минерализации и даже позднее, имеет огромное значение для интерпретации геохимической последовательности рудоотложения и механизма жилообразования. Вдоль большинства самых ранних небольших трещин, несущих молибденитовую минерализацию, следы перемещений не устанавливаются, какое бы простирание эти трещины ни имели — широтное, северо-западное или любое другое. Приоткрывание трещин системы Анаконда в самом начале главной стадии тоже происходило при отсутствии видимых продольных смещений. Первым свидетельством подвижек по *«синей»* жиле было смещение по типу левого сдвига и наличие тектонической глинки, но и они возникли только после того, как анакондские жилы уже формировались полным ходом. В восточном направлении с приближением к разлому Континентал жилы системы Анаконда, по-видимому, постепенно выклиниваются, хотя западнее некоторые из этих жил залегают в мощных разрывах, но не достигают современных промышленных кондиций. В центральной части рудного поля были большими даже амплитуды перемещений по «синим» разломам и *послерудным* сбросам. Таким образом рудное месторождение Бьютт явилось местом концентрации *как* тектонической активности, *так* и рудной минерализации. Тогда развита ли минерализация в этой части батолита, потому что растворы были подведены по разломам независимо от действия региональных тектонических сил? Или в пределах батолита над местом глубинной аккумуляции

рудоносных флюидов давление локализовалось таким образом, что на первых порах куполовидного воздымания начиналось раскрытие анакондских и «синих» трещин, которое потом сменилось растяжением и гравитационным опусканием, а начало этого процесса совпало со временем образования сбросов Стьюард при завершении гидротермальной деятельности? Обращает внимание, что *ориентировка* анакондских и «синих» разломов и место максимального раскрытия рудовмещающих трещин системы Анаконда согласуется с общей региональной ориентировкой (по часовой стрелке) скручивающих усилий в западной Монтане, возникших в связи с перемещением более северных тектонических элементов в восточном направлении.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ

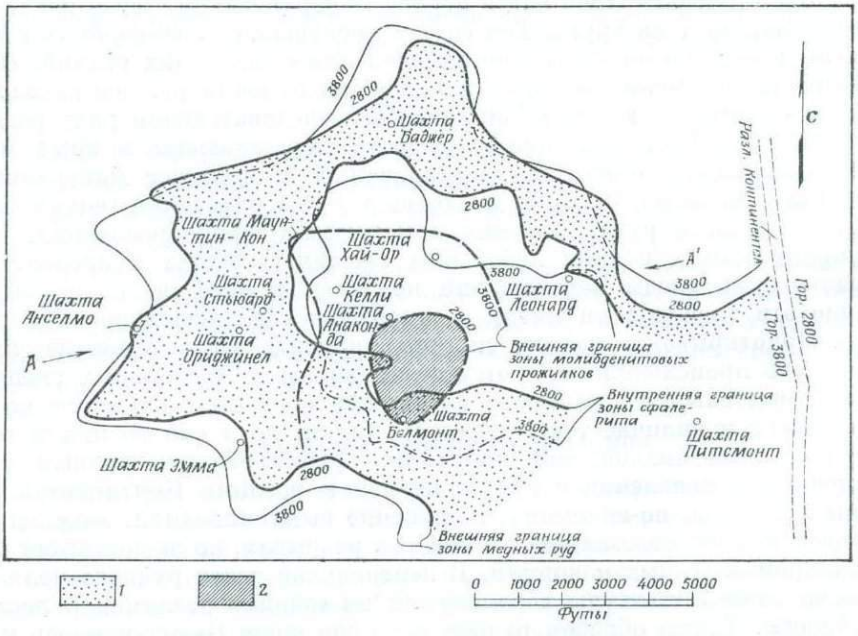
Месторождение Бьютт — один из ярчайших примеров зонального распространения металлов и минералов. Сейлс в 1913 г. [1] выделил три грубо концентрические зоны:

1. Центральная зона, «совпадающая с участком измененных гранитов, в пределах которого руды, как правило, не содержат сфалерита и минералов марганца».

2. Промежуточная зона, «в которой развиты преимущественно медные руды, почти всегда сопровождающиеся сфалеритом».

3. Периферическая зона, «в которой медь в промышленных количествах не встречается».

На фиг. 10 схематически показаны границы перечисленных зон на горизонтах 2800 и 3800 футов. На горизонте 2800 футов внутренний контур затемненного участка представляет собой линию, очерчивающую район практического отсутствия сфалерита в главных структурах; здесь сфалерит может присутствовать только в мелких прожилках в междужильных пространствах.



Ф и г. 10. Сводный план горизонтов 2800 и 3800 футов.

Показаны зона, в которой сфалеритовая минерализация отсутствует, зона, вне которой нет медных руд, и внешний контур зоны кварц-молибденитовых прожилков. Промежуточная зона перекрытия меди и цинка на фигуре затемнена только для горизонта 2800 футов, а для горизонта 3800 ограничена линиями. *1* — зона перекрытия медных руд и сфалеритовой минерализации на горизонте 2800 футов; *2* — зоны интенсивного развития кварц-молибденитовых прожилков на том же горизонте.

Следовательно, эта линия может быть названа внутренним контуром распространения сфалерита и ею можно ограничивать центральную зону, выделенную Сейлсом. Внешний контур затемненного участка окружает область, в пределах которой медные руды могут быть найдены в главных структурах; этот участок и есть промежуточная зона. Сам контур на плане — это «медный фронт» на горизонте 2800 футов. Вне его в периферической зоне разрабатываются только цинковые, марганцевые и серебряные руды. По положению аналогичной линии на уровне горизонта 3800 футов можно судить о центробежном направлении смещения медного фронта с глубиной, особенно заметного на западном фланге крупных анакондских структур. Смещение зон в южном направлении с увеличением глубины согласуется с южным падением рудных жил.

Согласно вышеприведенному определению, «медный фронт» включает и некоторые «островки» медных руд, залегающих вне зоны сплошной медной минерализации. По большей части такие «островки» являются горизонтальными срезами «пиков» медных руд, которые в плоскости рудных жил соединяются с главной медной зоной на более глубоких горизонтах.

Распространение минералов в периферической зоне

В периферической зоне наибольшее значение имеют руды марганца, цинка и серебра. Серебро сейчас извлекается попутно из медных и цинковых руд, но в первые годы разработки на северном, западном и юго-западном флангах рудного поля добывались гипергенное самородное серебро и небольшие количества акантита, стефанита и рогового серебра. Серебро приурочено к кварцевым жилам, содержащим карбонаты, а также немного сфалерита и совсем мало пирита (*более полный список гипогенных минералов см.* в табл. I). В периферической зоне цинковые руды развиты во всех главных жилах системы Анаконда и в некоторых «синих» жилах. Единственный минерал цинка — сфалерит, обычно в нем устанавливается вкрапленность халькопирита, образовавшаяся за счет распада твердого раствора. Другие медные минералы в периферической зоне встречаются редко и то обычно около медного фронта. Иногда в пустотах среди родохрозита или манганосидерита наблюдаются друзы халькопирита и теннантита.

Как указывалось ранее, Бьютт является важным поставщиком марганца. Добыча руд этого металла почти полностью осуществляется за счет родохрозита периферической зоны, причем подавляющая его масса поступает из жилы Эмма — Травона — самой южной из крупных жил системы Анаконда. Остальная часть марганцевой руды извлекается главным образом из северной группы анакондских жил, в основном из жилы Рейнбоу. В северных жилах присутствует родонит; местами этот минерал становится даже преобладающим. В северо-восточной части поля в структурах «конского хвоста», отходящих на юго-восток от жилы Рейнбоу, родохрозитовая минерализация развита на глубоких горизонтах, но в количествах, недостаточных для промышленной отработки.

На восточном фланге жилы Эмма имеется мощный родохрозитовый раздув шириной до 100 футов, почти весь карбонат в котором представлен чистым крупнокристаллическим $MnCO_3$. В западном направлении марганец в родохрозите вытесняется Ca и Fe, причем возникают сложные многофазные карбонатные ассоциации.

Изредка в крупных родохрозитовых залежах жильной системы Эмма на глубоких горизонтах (ниже 1000 футов) встречается пирит. Этот минерал здесь связан с ранними кварц-сфалерит-пиритовыми рудами, подробленными и сцементированными родохрозитом и светлоокрашенным сфалеритом. Подобные явления брекчирования и цементации характерны также для крупных *жил из периферической зоны в северной части рудного поля* (*рудная залежь*

Рейнбоу и др.). Определенно установлено, что кварц-пирит-сфалеритовые руды были подроблены, а обломки испытали вращение до процесса формирования цементирующей карбонатной массы или во время него. Неясно, однако, *привнесены* ли карбонаты и светлоокрашенный сфалерит или они были просто перекристаллизованы после брекчирования. В промежуточной зоне на руднике Белмонт небольшие количества родохрозита обнаружены в медных рудах, сложенных энаргитом, борнитом и халькозином. Этот родохрозит, как правило, цементирует обломки энаргита, но местами в нем по плоскостям спайности развиваются халькозин и борнит.

Распространение медных минералов в промежуточной и центральной зонах (медная зона)

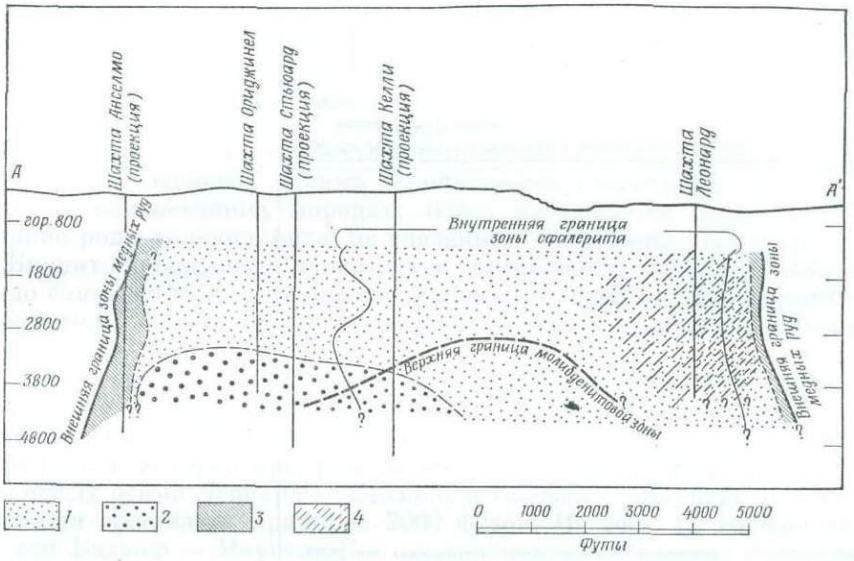
Почти в любой части рудного поля у внешнего контура медной зоны преимущественно развивается халькопирит. Однако в глубине зоны распространения меди сколько-нибудь отчетливой симметрии относительно внешнего контура не установлено.

Крупнейшими поставщиками богатых халькозин-энаргитовых руд являются рудники Леонард, Трамвей и верхние горизонты рудника Анаконда в пределах центральной зоны; добыча этих руд производится как из крупных жил, так и из зон сближенных рудоносных трещин типа «конского хвоста». В этих рудах, как, впрочем, и во всех других минеральных ассоциациях медной зоны, в избытке присутствуют кварц и пирит. Здесь же концентрируются относительно высокосернистые медные минералы ковеллин, дигенит и, возможно, основная масса джарлеита. Одно из крупнейших скоплений дигенита и ковеллина в ассоциации с подчиненным сфалеритом, однако, было найдено в рудном теле типа «конского хвоста» Ист-Колуса на севере участка рудника Леонард. Положение рудного тела Ист-Колуса по отношению к внешнему контуру распространения меди, внутреннему контуру распространения сфалерита и к зоне сплошной серицитизации пород совершенно асимметрично в общей картине минеральной зональности рудного поля. С геохимической точки зрения важно, что сфалерит может развиваться в высокосернистой минеральной ассоциации рудного тела Ист-Колуса, как и в любой другой ассоциации медных минералов в медной зоне (фиг. 11).

Главным рудным минералом системы Cu — Fe — S для рудного тела Ист-Колуса (типа «конского хвоста») является халькозин, содержащий 2—5% вкрапленного борнита. Конечно, борнит и халькозин первоначально отлагались в виде однородного гомогенного твердого раствора сульфида меди в равновесии с широко распространенным пиритом [6]. В то же время на горизонте 1600 футов рудника Леонард выше рудного тела Ист-Колуса в жилах Хатти и Харви присутствует и халькопирит. Этот минерал не появляется на горизонте 2800 футов севернее рудного тела Ист-Колуса, исключая одну выдержанную жилу северо-западного простирания примерно в 300—400 футах от рудного тела Ист-Колуса. На горизонте 3800 футов халькопирит в небольших количествах встречен под рудным телом Ист-Колуса в квершлаге, пройденном от Ист-Колусы в сторону шахтного ствола Хай-Ор. Другими словами, халькопирит встречается как под пирит-халькопирит-дигенитовой минерализацией в рудном теле Ист-Колуса типа «конского хвоста», так и над ней; кроме того, халькопирит развит севернее, а само рудное тело Ист-Колуса представляется выдвинутым форпостом медного фронта на средних рудничных горизонтах. Область сплошной серицитизации кварцевых монцонитов и кварцевых порфиров также ограничивается той частью этого рудного тела, где лучше всего развиты пирит, халькозин, дигенит и ковеллин. В промежутке между жилами выше, ниже и севернее рудного тела Ист-Колуса околорудное изменение по большей части пред-

ставлено лишь узкими полосами серицитизации и аргиллизации [5], развитыми вдоль крупных разрывов в относительно свежих породах.

В ассоциации халькозин-дигенит-ковеллин-пирит содержится больше серы, чем в пирит-халькопиритовой ассоциации при одинаковом отношении меди к железу. Таким образом, наиболее сернистая ассоциация рудного поля Бьютт развита у самого края области сплошной серицитизации, а смена



Ф и г. 11. Схематический поперечный разрез по линии A — A' на фиг. 10 через шахты Ориджинел и Леонард.

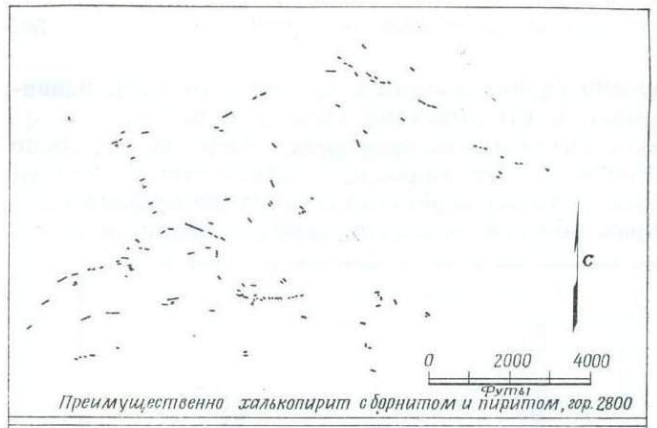
В распространении сульфидов меди и железа видна асимметрия относительно внешнего контура медной минерализации и внутреннего контура распространения сфалерита. Глубинная халькопиритовая зона и зона высокосернистых минеральных ассоциаций (*ру*, *сс*, *cr*, *dg*) располагаются в пределах зоны существенно кварц-пирит-халькозин-борнит-энаргитовых руд, характерной для большей части медной зоны, но отличаются по структурному положению и частично перекрываются сфалеритовой минерализацией. Молибденитовая зона пересекается как контуром распространения сфалерита, так и границей глубинной халькопиритовой зоны.

1 — энаргит-халькозин-борнитовая зона; *2* — глубинная халькопиритовая зона в крупных жилах; *3* — зона халькопирита, развитого по медному фронту; *4* — зона развития халькозин-пиритовой ассоциации с ковеллином и дигенитом.

ее халькопиритом и при менее интенсивном изменении боковых пород происходит на северо-восточном фланге рудного поля очень резко. Подобный быстрый переход объясняется также очень крутым положением медного фронта при крутой ориентировке внутренней границы распространения сфалерита в этом же месте.

Как показано на фиг. 12, халькозин-пиритовые руды преобладают также в других рудных телах типа «конского хвоста» и жилах района рудников Леонард и Трамвей к юго-западу от шахтного ствола Леонард. Это особенно относится к горизонту 2800 футов, где большинство рудных залежей с минерализацией подобного типа достигает своих максимальных размеров. Ковеллин развит повсеместно, вплоть до глубочайших рудных подсечений в районе рудника Леонард. На горизонте 3800 футов в «конском хвосте» Минни-Хили было обнаружено переслаивание ковеллина с каолинитом и диккитом, которые, по-видимому, образовались путем замещения серицита в прилегающих измененных боковых породах (см. табл. I).

Энаргит, содержащий бóльшую долю серы, чем теннантит, является главным среди минералов системы Cu — As — S, связанных с этими существенно халькозиновыми рудами. На данную высокосернистую минеральную ассоциацию приходится примерно половина меди, добытой в рудном поле Бьютт.



Преимущественно халькопирит с борнитом и пиритом, гор. 2800



Преимущественно халькопирит с борнитом и пиритом, гор. 3800



Преимущественно халькозин с борнитом и пиритом, гор. 2800



Преимущественно халькозин с борнитом и пиритом, гор. 3800

Ф и г. 12. Сопоставление характера распространения халькозина и халькопирита главной стадии минерализации.

Линиями на планах показаны те участки жилы, на которых наблюдались халькозин или халькопирит (или оба минерала вместе), без экстраполяции. Горных выработок на горизонте 2800 футов значительно больше, чем на горизонте 3800 футов, что сказывается на представительности приводимых планов. Под «халькозином» здесь подразумеваются также джарлеит и дигенит; в количественном отношении эти минералы несущественны, за исключением отдельных участков в районе рудника Леонард. Обращает внимание отношение халькопирита к халькозину на горизонте 3800 футов по сравнению с горизонтом 2800 футов. В гипогенных рудах халькозин и халькопирит почти никогда не образуют взаимных контактов. Они часто могут встречаться в одном образце, но всегда между этими двумя минералами устанавливается борнит. Борнит может являться главной минеральной фазой в системе Cu — Fe — S в обеих рассматриваемых ассоциациях независимо от содержания в рудах меди.

Фактически из-за возрастания общего количества сульфидов или повышения доли сульфидов меди по отношению к пириту содержание меди в отдельных рудных телах может возрастать с глубиной, даже на фоне смены «преимущественно халькозиновой» ассоциации на «преимущественно халькопиритовую».

Далее на юго-восток, в направлении к шахте Питсмонт халькозин и энаргит остаются главными рудными минералами, но жил здесь уже не так много. То же самое можно сказать и про северо-западное направление (к руднику Баджер), хотя здесь наблюдается возрастание роли борнита в «синих» жилах на том участке, где жилы системы Анаконда отсутствуют.

К юго-западу, в сторону шахты Белмонт, т. е. по оси рудных тел типа «конского хвоста» и области сплошной серицитизации, доля борнита, вкрапленного в халькозине, остается на уровне 2—5%. На руднике Белмонт южнее этой зоны найдены «очковые» структуры борнита [6]; содержание борнита здесь скачкообразно возрастает, достигая 25% и более. Структуры «конского хвоста» на участке рудника Белмонт больше не встречаются, но зато устанавливаются относительно непротяженные анакондские и «синие» жилы, сопровождающиеся узкими серицитовыми оторочками в аргиллизированных и неизмененных породах. Здесь наблюдается лишь некоторое возрастание роли халькопирита, не связанного с внешним контуром медной зоны. Борнит продолжает значительно преобладать над халькопиритом вплоть до самых глубоких горизонтов рудника, причем он чаще ассоциирует с халькозином, чем с халькопиритом. Главным мышьяковым минералом остается энаргит.

Северо-западнее оси Леонард — Белмонт минерализация проявлена довольно слабо, особенно на том участке, где вместо анакондских жил развиты «синие» жилы. Такая картина сохраняется вплоть до оси Баджер — Маунтин-Кон, к которой приурочены мощные и богатые рудные тела. Расстояние между осями Леонард — Белмонт и Баджер — Маунтин-Кон в средней их части составляет примерно 2000 футов. Из фиг. 12 хорошо видно, что на оси Баджер — Маунтин-Кон от горизонта 3800 футов к горизонту 2800 футов происходит отчетливое увеличение отношения халькопирита к халькозину. Такое изменение характерно для всей полосы к юго-западу от рудника Баджер, включая площадь рудников Стьюард и Ориджинел, но особенно резко оно проявлено в районе шахты Маунтин-Кон по рудным жилам анакондского возраста Стейт, Синдикат и Анаконда, а также по «синим» жилам Хай-Ор и Дерньер. Медные жилы на большинстве горизонтов рудника Баджер сложены рудами халькозин-борнит-пиритовой ассоциации, по своим текстурам и количественным соотношениям элементов незначительно отличающимися от медной минерализации рудника Белмонт. В то же время в борнит-халькопиритовых рудах участка Баджер главным мышьяковым минералом является теннантит, а не энаргит, и отношение борнита к халькозину здесь несколько выше, чем на руднике Белмонт.

В настоящем разделе на соотношения халькозина и халькопирита особое внимание обращается потому, что они антитетичны. Борнит — главный минерал меди для многих жил рудников Белмонт и Баджер. Встречается он повсеместно, по меньшей мере в виде тонкой каемки между халькопиритом и халькозином. Смена халькозина халькопиритом с глубиной (фиг. 12), таким образом, означает смену существенно халькозин-борнит-пиритовых руд существенно халькопирит-борнит-пиритовыми, причем все перечисленные минералы могут встречаться в контакте друг с другом, *кроме* пары халькопирит — халькозин. Более того, существенно халькозин-борнит-пиритовые руды могут содержать вкрапленность халькопирита, и *наоборот*. По-видимому, первоначальной формой отложения меди был халькопирит-борнитовый твердый раствор, близкий по составу к халькопириту, или однородный твердый раствор борнит-халькозинового состава [6]. Наличие тонких оторочек борнита может означать, что при установлении равновесия диффузия в распадающемся халькозине была эффективной лишь на самом небольшом расстоянии, измеряемом долями миллиметра при температуре ниже сольвуса борнита и халькозина. Обычные минералогические образцы сложены, как правило, неравновесными минеральными ассоциациями.

На рудниках Маунтин-Кон и Стьюард борнит-халькозиновые руды характерны для горизонта 2800 футов и более высоких горизонтов, не считая обычной каймы халькопирита вдоль поверхности медного фронта. Глубже горизонта 2800 футов отношение халькозина к халькопириту постепенно падает, а на горизонтах 3800 футов и ниже халькопирит становится главным минералом медных руд в большинстве крупных жил. Из мышьяковых минералов с халькопиритовыми рудами ассоциирует теннантит, а не энаргит.

На флангах мощных халькопиритовых жил, развитых на глубоких горизонтах рудников Маунтин-Кон и Стьюард, часто встречаются небольшие прожилки, преобладающим минералом в которых является борнит наряду со сфалеритом и вездесущим пиритом. В подобных случаях направление изменения минерального состава руд от существенно халькопиритового в крупных жилах до существенно борнитового в прожилках повторяет изменение, происходящее в самих крупных жилах: к верхним горизонтам существенно халькопиритовое оруденение сменяется борнит-халькозиновым.

Ранее было показано, что борнит-халькозин-энаргитовая минерализация верхних горизонтов рудников Маунтин-Кон и Стьюард в восточном направлении к руднику Леонард постепенно сменяется высокосернистой ассоциацией халькозин — пирит — дигенит — ковеллин — энаргит. Из фиг. 11 и 12 также следует, что здесь особенности минерального состава руд в общем подобны тем же особенностям в районе рудников Баджер и Белмонт, а также особенностям руд в зоне «синих» жил между рудниками Баджер и Белмонт. Вместе с тем из фиг. 11 видно, что на глубоких горизонтах распространение борнит-халькозин-энаргитовой ассоциации с запада граничит с глубинной халькопиритовой зоной. Это особенно четко проявлено в жилах Синдикат и Гагнон, где подобная смена минеральных ассоциаций происходит до появления халькопирита во внешней кайме медного фронта. Другими словами, глубинные халькопиритовые рудные тела могут переходить в борнит-халькозин-энаргитовые руды как в направлении снизу вверх, так и во все стороны в плане. Следовательно, глубинная халькопиритовая зона представляет собой купол очень неправильной формы, вершина которого достигает горизонта 3000 футов чуть западнее шахтного ствола рудника Маунтин-Кон. На горизонте 3800 футов глубинная халькопиритовая зона имеет в диаметре 1 милю и включает в себя главные рудоносные интервалы жил Стейт, Синдикат и Гагнон, а также отрезки небольших жил системы Анаконда и «синие» жилы Хай-Ор и Дерньер. С западной стороны кайма борнит-халькозин-энаргитовых руд в плоскости анакондских жил очень узкая, но ее ширина резко возрастает на верхних горизонтах рудника Маунтин-Кон и по оси Белмонт—Баджер, включая промежуточную область слабоминерализованных «синих» жил. Глубинная халькопиритовая зона, возможно, продолжается в восточном направлении под высокосернистыми рудами района Леонард, но на недоступных пока глубинах.

Симметрия минеральной зональности

Из фиг. 10 следует, что внутренний контур распространения цинка и медный фронт располагаются примерно концентрически. Центр молибденитовой зоны также находится невдалеке от центра медного оруденения, хотя структуры главной рудной стадии сформировались позже трещин, контролирующих молибденитовую минерализацию.

Сразу обращает на себя внимание разрыв концентров зональности, обращенный к юго-востоку. Ни одну из трех минеральных зон нельзя замкнуть на этом участке из-за отсутствия горных выработок. Промышленное оруденение к юго-востоку от рудной зоны Леонард — Трамвей типа «конского хвоста» исчезает не потому, что жилы переходят в периферическую

зону с убогой минерализацией, а в связи с постепенным выклиниванием рудовмещающих структур. Здесь все еще встречаются энаргит и халькозин с борнитом, но только в отдельных жилах (Уиндлас, Беркли) их содержание достигает промышленного. В еще меньших количествах добывались руды на руднике Питсмонт около разлома Континентал за счет разработки небольших жил до горизонта 2800 футов, причем и сейчас в некоторых этих жилах сохранились рудные интервалы. Интересно, что центр питсмонтского рудоносного участка находится примерно на том же расстоянии к юго-востоку от рудника Леонард, как и центр участка Баджер к северо-западу от той же шахты. На участке Питсмонт руды представлены энаргитом и халькозином с редкими изолированными вкрапленниками сфалерита. Таким образом, проекция границы распространения цинка и медного фронта на плоскость разлома Континентал должна приходиться на участок, не освещенный горными выработками рудника Питсмонт, а сам рудник, следовательно, оказывается в центральной зоне. По ту сторону разлома Континентал убогая медная минерализация распространяется дальше на север и на юг, чем это установлено для западного блока разлома. Восточнее разлома Континентал сфалерит в виде мелкой вкрапленности присутствует даже в прожилках, содержащих молибденит.

Полоса распространения халькозин-энаргитовых руд в юго-восточной части рудного поля по маломощным, слабоминерализованным жилам прослеживается от разлома Континентал в северо-западном направлении до оси Леонард — Белмонт, почти не меняя минерального состава лишь при некотором увеличении отношения количества медных минералов к пириту; максимальное развитие эта минерализация получает в богатых рудах крупных и многочисленных жил оси Леонард — Белмонт. На северо-восточной границе распространения рудной минерализации по этой оси медные руды высокосернистой ассоциации перекрываются сфалеритовой минерализацией вблизи от внешнего контура распространения медного оруденения. Юго-западнее, в направлении к Белмонту, и западнее, к оси Баджер — Маунтин-Кон, доля борнита относительно халькозина возрастает, текстура руд типа «борнитовых глаз» [6] становится более обычной. На участке Белмонт преобладающим минералом мышьяка остается энаргит, а на участке Баджер более широко развит теннантит. Эта борнит-халькозин-энаргитовая минерализация распространяется и далее на запад при постепенном повышении содержания борнита на горизонте 2800 футов вплоть до халькопиритовой каймы, развитой по медному фронту. Однако на больших глубинах содержание халькопирита тоже растет, знаменуя приближение к «глубинной» халькопиритовой зоне, появляющейся ниже горизонта 3800 футов.

Очевидна симметрия распространения металлов и минеральной зональности относительно плоскости с почти вертикальным падением и северо-западным 300° простиранием, проходящей через шахту Питсмонт. Вероятно, эта плоскость двусторонней симметрии точнее всего описывает закономерности распространения молибденита и рассеянного халькопирита, а также меди, цинка и марганца главной стадии минерализации.

Куполовидные выступы зоны развития молибденита на горизонте 2800 футов и «глубинной» халькопиритовой зоны на горизонте 3800 футов, возможно, представляют собой «протуберанцы» этих зон, развитые по благоприятным структурам, обеспечившим повышенную проницаемость еще до периода максимального растяжения главных близширотных структур.

Структурные соотношения и последовательность образования рудных минералов

Соотношения между минералами меди, цинка и марганца описаны и зарисованы в ряде ранних публикаций [6, 9]. За редким исключением, сфалерит отчетливо замещается всеми медными минералами. Как указывалось

ранее, это связывается с положением сфалерита во внешней зоне по отношению к меди и надвиганием медного фронта в течение процесса минерализации.

Сфалерит-кварц-пиритовые руды в периферической зоне обычно брекчированы и сцементированы карбонатными минералами, главным образом родохрозитом. В южных жилах рудника Белмонт родохрозит накладывается на медные руды: здесь он цементирует подробленные энаргитовые руды, но в нем самом по плоскостям спайности развивается борнит-халькозиновая минерализация. Очень редко удается встретить сфалерит в таких структурных соотношениях, которые могли бы свидетельствовать о более позднем его выделении по отношению к карбонату марганца. Это, конечно, не согласуется со взаимным зональным положением основной массы карбоната марганца и основной массы сфалерита. Именно сфалерит и энаргит обнаруживают отчетливую тенденцию концентрироваться в ранних анакондских структурах, а не в более поздних «синих» жилах. Следовательно, не исключено, что отношение суммы энаргита и сфалерита к минералам системы Cu — Fe — — S снижается по мере развития гидротермальной деятельности. Другое возможное объяснение подобных соотношений минералов цинка и марганца заключается в том, что жилы, содержащие сфалерит, кварц, пирит и родохрозит, были подроблены при возобновлении тектонических движений, а процессу перекристаллизации подвергся только карбонат марганца.

По-видимому, все рудные минералы замещают пирит, если с ним контактируют. Пирит часто встречается в виде обломков, заключенных в другие минералы, особенно относящиеся к системе Cu — Fe — S. В то же время известны прекрасные сверкающие кристаллы пирита из друзовых пустот в рудах всех типов, пиритовые оторочки в зальбандах большинства жил и прожилков главной стадии минерализации, где структурные соотношения жильных минералов не искажены позднейшими подвижками. Эффектные кристаллы пирита в контакте с кубическими кристаллами халькозин-борнитового твердого раствора, ныне распавшегося, особенно хорошо развиты в небольших пустотах среди массивных халькозиновых руд.

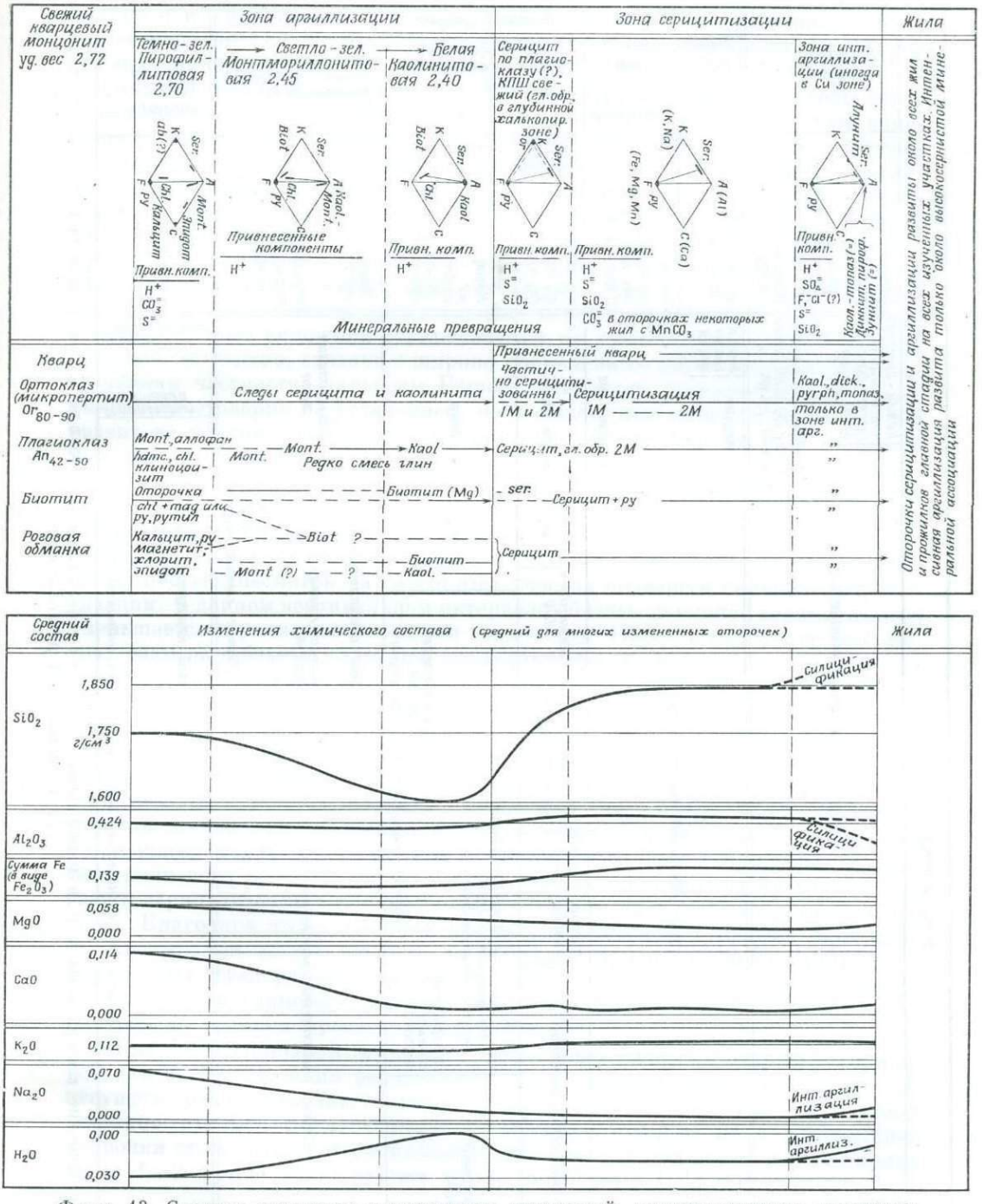
Эти пустоты напоминают трещины «усадки», возникающие при уменьшении объема твердых фаз после их осаждения. Ассоциация пирита с существенно халькозиновым твердым раствором имеет несколько меньший объем, чем, например, эквивалентная ассоциация халькопирита с дигенитом. Отсутствие халькопирита на границах пирита с борнитом и пирита с халькозином, а также непрекращающийся рост кристаллов пирита заставляют предполагать, что пирит оставался устойчивой высокожелезистой фазой на протяжении всего процесса распада твердого раствора борнита и халькозина.

Энаргит повсеместно замещается теннантитом, где бы эти два минерала ни контактировали друг с другом. Такое замещение, осуществляемое в направлении понижения содержания серы, в то же время приводит к снижению хрупкости.

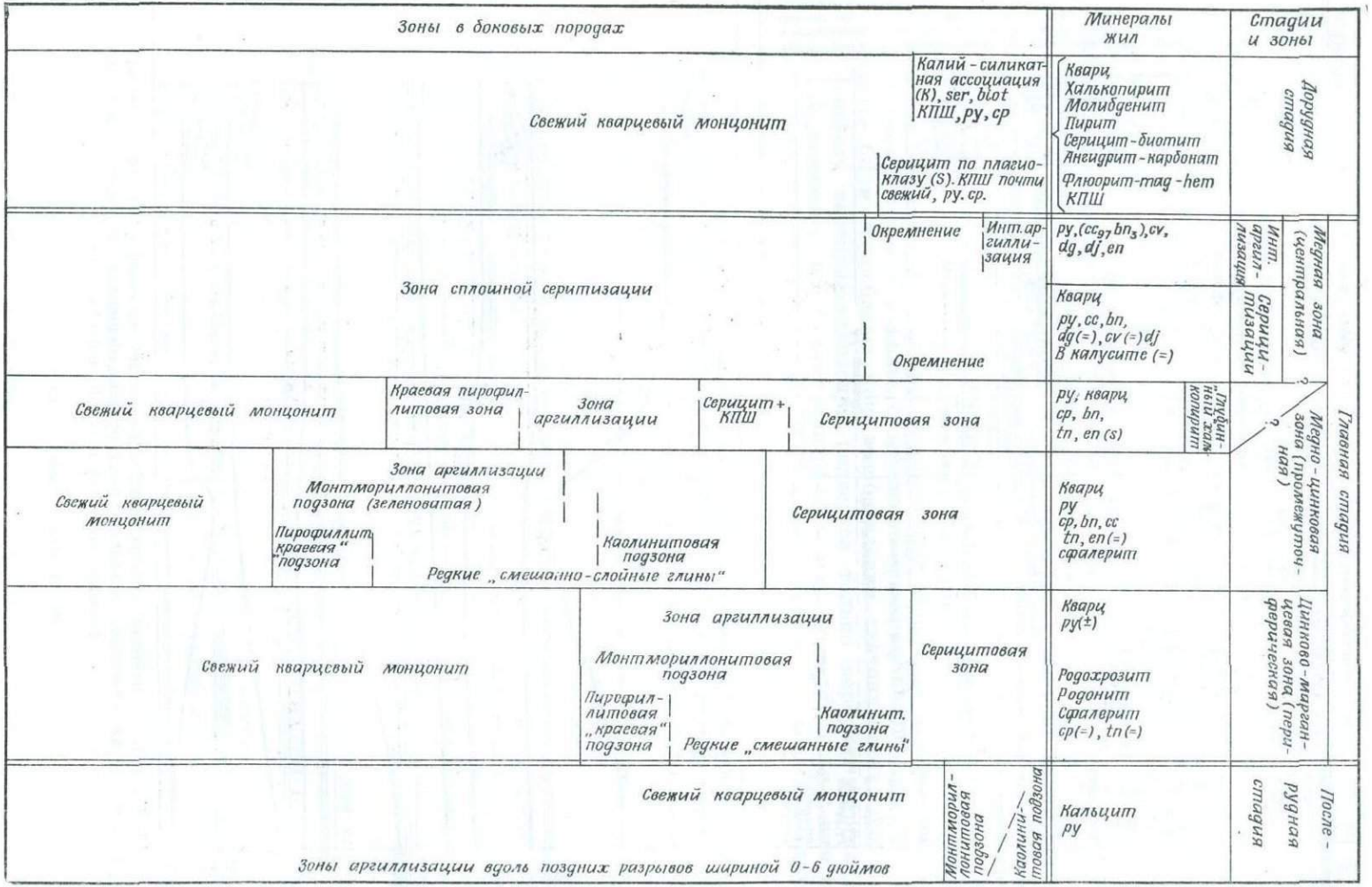
Структурные соотношения между различными минералами системы Cu — Fe — S рассмотрены в одной из ранних работ [6]. Заключая этот раздел, можно сказать, что наблюдаемые структурные соотношения очень сложны, как того, собственно, и можно было ожидать, имея в виду продолжительный сложный процесс рудоотложения и послерудные химические и термальные изменения для столь крупных рудных тел.

Околорудные изменения

Минералогия и закономерности распространения околорудных изменений вмещающих пород, связанных с главной стадией минерализации, описаны в двух ранее опубликованных работах [5, 7]. Особенности мине-



Ф и г. 13. Сводная диаграмма минеральных ассоциаций, иллюстрирующая изменения минерального и химического состава в околорудно-измененных породах, связанных с главной стадией гидротермальной деятельности.



Ф и г. 14. Сопоставление минеральных зон в измененных боковых породах, связанных с дорудной, главной и послерудной стадиями гидротермальной деятельности.

рального и химического состава для всех типов и зон измененных пород сведены на фиг. 13. На фиг. 14 продукты изменения, связанного с главной стадией минерализации в различных минеральных зонах, сравниваются с дорудным калий-силикатным изменением (фиг. 4), развитым около некоторых ранних кварц-молибденитовых прожилков, и с послерудным изменением, проявленным в зонах поздних разломов типа «среднего» сброса.

Термины «калий-силикатная» ассоциация, зона «интенсивной аргиллизации» и «пропилитовая» зона заимствованы из литературы, посвященной околорудным изменениям [14, 20]. Термином зона «интенсивной аргиллизации» обозначается каолинит-диккитовая ассоциация, развитая около жил за счет замещения серицита из каолинитовой подзоны зоны аргиллизации, в которой каолинит замещает монтмориллонит и плагиоклаз. В рудном поле Бьютт «интенсивная аргиллизация» играет существенную роль только в пределах зоны сплошной серицитизации на участке Леонард — Трамвей, хотя она, возможно, связана с широко проявленным пирофиллитом, который вскрыт, в частности, карьером Беркли. Характер распространения пирофиллита достоверно не установлен, но в общем этот минерал более широко развит на верхних горизонтах, например в карьере Беркли, чем в подземных горных выработках на руднике Леонард к северу от этого карьера. Распространение пирофиллита под карьером не выяснено из-за отсутствия разведочных выработок. Если пирофиллит входит в состав минеральной ассоциации зоны интенсивной аргиллизации, то можно считать, что последняя существенно развивается между горизонтом 2000 футов и современной поверхностью, несмотря на то что этот участок подвергся сплошной серицитизации. В данном вертикальном интервале область сплошной серицитизации уменьшается в размерах к верхним горизонтам. Ниже, к горизонту 2800 футов, размеры области сплошной серицитизации возрастают, а далее снова уменьшаются таким образом, что на горизонте 3800 футов площадь ее горизонтального сечения становится немногим больше, чем на горизонте 1800 футов.

Оторочки измененных пород около халькозиновых рудных тел на глубоких горизонтах рудника Маунтин-Кон сложены концентрическими зонами серицитизации и аргиллизации, похожими на околорудные изменения главной стадии минерализации в других частях рудного поля, но местами по внешнему контуру серицитовой оторочки происходит совмещение серицита и калиевого полевого шпата. Таким образом, плагиоклаз иногда подвергается серицитизации на большем расстоянии от жил, чем калиевый полевой шпат. Благодаря этому внешняя граница серицитовой оторочки более диффузионная, чем та же граница на верхних горизонтах около халькозин-борнитовых, сфалеритовых или родохрозитовых жил, где при одновременной серицитизации калиевого полевого шпата и каолинита возникает характерная резкая граница фронта серицитизации.

Вне зоны сплошной серицитизации концентрические оторочки серицитизации и аргиллизации развиваются вокруг каждой жилы или прожилка, несущего минерализацию главной стадии, вплоть до самых отдаленных участков рудного поля. Однако на флангах рудного поля серицитовые оторочки становятся совсем маломощными; иногда они достигают в ширину всего 1—2 футов около рудной жилы мощностью 10 футов.

ПОСЛЕРУДНАЯ ИНТРУЗИВНАЯ И ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

Магматическая деятельность в рудном поле Бьютт ко времени главной стадии минерализации, по-видимому, замерла. Однако после формирования рудных тел дважды внедрялись дайки. В обоих случаях состав их был риолитовым или кварцево-латитовым, почему они и получили общее название риолитовых.

Для этих даек обычны округлые вкрапленники кварца наряду с идиоморфными вкрапленниками альбита и калиевого полевого шпата. Устанавливаются также тонкие чешуйки биотита. Основная масса породы имеет преимущественно афанитовое сложение.

Первыми сформировались дайки близширотного простирания с почти вертикальным падением. Самая крупная из этих даек пересекает все рудное поле с востока на запад. Во многих местах она наследует ранее существовавшие ослабленные зоны вроде широтных трещин системы Анаконда и послерудные сбросы в западной части рудного поля. На востоке дайка имеет северо-восточное (60°) простирание, причем на некоторых участках она следует вдоль системы разломов Стьюард и самых ранних «средних» сбросов (фиг. 5). Та же дайка почти непрерывно прослеживается на горизонте 2800 футов и ниже при мощности от нескольких футов до 100 с небольшим футов. Дайка отчетливо пересекает и брекчирует рудные жилы в любом месте их взаимного соприкосновения, а иногда под влиянием интрузивного тепла в рудах происходят минеральные превращения [9]. По своим угловатым контактам риолитовые дайки резко отличаются от дорудных тел кварцевых порфиров с плавными волнистыми контактами, особенно на участке рудника Леонард.

Рассматриваемая близширотная дайка достигает поверхности только на западном фланге рудного поля около горы Биг-Бьютт и к востоку от разлома Континентал в горах Рампарт. Дайка подходит почти к поверхности в районе рудника Анселмо в западной части рудного поля, достигая горизонта 500 футов. В восточном направлении верхняя оконечность дайки круто погружается до горизонта 2000 футов около рудника Стьюард в географическом центре рудного поля и затем выполаживается примерно на том же горизонте, продолжаясь вплоть до самых восточных горных выработок рудника Леонард. Дайка в самой верхней своей части переполнена обломками боковых пород, жильного материала и, наконец, обломками мелкозернистого вещества самой дайки — все это сцементировано песчанистым материалом, возникшим при гидротермальном преобразовании в восточной части рудного поля.

В восточной части рудного поля брекчия над верхней оконечностью дайки залегает в виде трубообразных и плоских тел, отходящих от дайки более или менее по вертикали. Риолитовые обломки в этой брекчии встречаются на расстоянии до 400 футов над линией выклинивания дайки. Еще выше в брекчии содержатся только обломки боковых пород и жильного материала. Подобные тела по первым публикациям [1] были известны под названием брекчии Маунтин-Вью. Вероятно, рассматриваемая близширотная дайка связана с интрузивами и экструзивами района горы Биг-Бьютт на западной оконечности рудного поля.

На участке рудника Анселмо и к западу от него выявлены дайки меридионального простирания, пересекающие близширотную дайку; в местах пересечений в зальбандах меридиональных даек устанавливается зона закалки. Большая часть меридиональных даек доходит до поверхности, где их мощность составляет несколько сотен футов. Эти дайки претерпели гидротермальное изменение, но менее интенсивное, чем близширотная дайка. Определения абсолютного возраста K/Ar-методом по неизмененному биотиту из даек обеих групп показали, что возраст близширотной дайки и экструзивов в районе Биг-Бьютт составляет 48 млн. лет, а возраст меридиональных даек — только 40 млн. лет [16]. Следует указать, что более ранняя близширотная дайка на 10 млн. лет моложе серицитовых оторочек, связанных с главной стадией минерализации. Вероятно, это значение минимально, так как тонкозернистый метасоматический серицит должен легче терять аргон, чем крупночешуйчатый биотит из даек. Как следствие, приведенные данные позволяют оценить продолжительность гидротермальной

деятельности, ибо близширотная дайка подверглась интенсивному гидротермальному изменению. Это особенно характерно для восточного фланга дайки, где широкое развитие получили глинистые минералы группы монтмориллонита и иллитовые слюды; иногда устанавливается почти полное замещение биотита пиритом.

На участке рудника Маунтин-Вью вдоль верхнего края близширотной дайки развиты многочисленные приконтактовые лестничные жилки. Эти жилки сложены халькозином и борнитом, проникающими в глубь дайки на расстояние 1—2 фута от ее зальбанда [8]. Вокруг этих сульфидных просечек не развивается оторочка измененных пород, хотя порода в целом аргиллизирована. Подобные образования скорее всего являются результатом регенерации сульфидов, мобилизованных из ближайших рудных жил под воздействием интрузивного тепла.

На участке рудника Леонард в местах пересечения халькозин-пирит-энаргитовых руд дайками эти сульфиды вследствие термального метаморфизма сменяются халькопирит-борнит-теннантитовой ассоциацией, которая может развиваться на расстоянии до 20 футов от зальбандов секущей дайки [9]. Подобное превращение сопровождается выносом серы согласно реакции типа

$$2FeS_2 + Cu_2S = 2CuFeS_2 + \frac{1}{2}S_2. \qquad (1)$$

В иных случаях в зонах «горячих» контактов шириной не более 6 дюймов пирит замещается гематитом, что также сопровождается выносом серы. Интересно, что остывание было достаточно медленным, чтобы возникли неправильные структуры распада твердого раствора халькозина и борнита в ассоциации, где борнит выделился главным образом благодаря реакции пирита и халькозина. Такие наблюдения, конечно, свидетельствуют о возможности образования подобных неправильных структур в неметаморфизованных рудах в результате распада твердого раствора.

В юго-западной части рудного поля меридиональные риолитовые дайки пересекают залежи карбоната марганца жил системы Эмма. Здесь на расстоянии до 40 футов от зальбандов дайки по плоскостям спайности карбонатных минералов иногда образуется алабандин [8].

Послерудная аргиллизация в «средних» сбросах

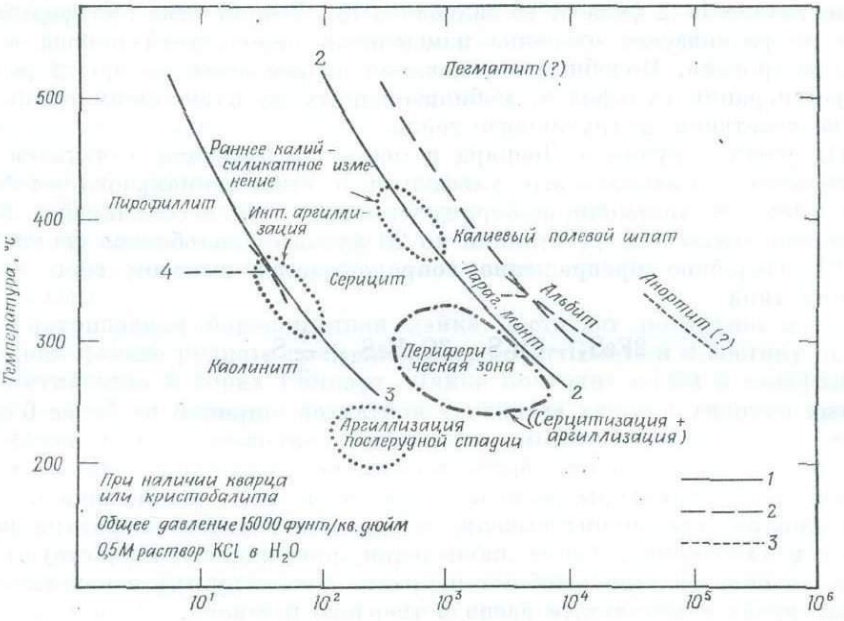
На фиг. 14 показано, что вдоль «средних» сбросов в северо-восточной части рудного поля устанавливается аргиллизация неизмененных кварцевых монцонитов [7]. Зона «средних» сбросов имеет ширину около 10 футов, но ширина полос измененных пород (каолинизация и монтмориллонитизация, иногда с пиритизацией биотита) не превышает 6 дюймов. В самих сбросах существенно развит только кальцит. Поздние подвижки по сбросам этой системы затронули и риолиты.

Гипергенное изменение и отложение сульфидов

Карьер Беркли находится в восточной части рудного поля, где очень широко развита площадная серицитизация. Гипогенная минерализация здесь представлена в основном пиритом, развитым как в жилах, так и в боковых породах по биотиту. Первичные сульфиды меди — главным образом энаргит и халькозин с подчиненным количеством борнита. Поэтому гипергенное изменение здесь определяется мощным воздействием серной кислоты, образующейся при окислении пирита. Серицит при этом разлагается до слабо упорядоченного каолинита с небольшой примесью галлуазита и, возможно,

аморфных глинистых минералов. Промежуточная стадия перехода от 2M серицита до каолинита не установлена.

Уже давно было отмечено, что важным минералом в зонах изменения на участке карьера Беркли является пирофиллит. В то же время на других действующих рудниках восточной части рудного поля на больших глубинах пирофиллит в зонах интенсивной аргиллизации развит значительно менее широко. Сейчас распространено мнение, что пирофиллит имеет только



Ф и г. 15. Экспериментально установленные равновесия минералов в системе K_2O — Al_2O_3 — SiO_2 — H_2O в 0,5 моляльном растворе KCl.

Подобные кривые даны для соотношений альбит — парагонит — монтмориллонит и для условий, близких к разложению анортита. Линиям 2, 3 и 4 соответствуют следующие реакции:

$$\underset{\text{калиевый полевой шпат}}{3KAlSi_3O_8} + 2H^+ \rightleftarrows \underset{\text{серицит}}{KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2} + 6SiO_2 + 2K^+, \quad (2)$$

$$\underset{\text{серицит}}{2KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2} + 2H^+ + 3H_2O \rightleftarrows \underset{\text{каолинит}}{3Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 2K^+, \quad (3)$$

$$\underset{\text{каолинит}}{Al_2Si_2O_5(OH)_4} + 2SiO_2 \rightleftarrows \underset{\text{пирофиллит}}{Al_2Si_4O_{10}(OH)_2} + H_2O \quad (4)$$

Точками выделены поля, соответствующие предполагаемому положению (но не точным пределам) отдельных типов околорудных изменений, рассмотренных в тексте, насколько об этом можно было судить по минеральным ассоциациям и наиболее вероятным температурам.

Сплошной линией показано отношение m_{KCl}/m_{HCl} для системы с K (по Хемли); штрих-пунктирной — отношение m_{NaCl}/m_{HCl} (для системы с Na равновесие только *ab* — *parag* — *mont*); пунктирной — отношение m_{CaCl_2}/m^2_{HCl} для системы с Ca (условия, близкие к разложению одного анортита).

гипогенное происхождение, но подобный вывод тщательно пересматривается на основе детального изучения особенностей распространения этого минерала в связи с другими типами изменений. Поле устойчивости пирофиллита при низких температурах должно расширяться относительно поля каолинита благодаря метастабильному возрастанию активности кремнезема выше того значения, которое характеризует равновесие с кварцем. Это с очевидностью следует из рассмотрения реакции пирофиллит + вода = каолинит + + кремнезем (фиг. 15). Вероятно, пирофиллит был минералом типа «горячих источников» и возникал в обстановке, существовавшей около дневной поверхности во время гипогенной минерализации.

Гипергенные рудные минералы представлены главным образом «халькозином» нескольких разновидностей по структуре и составу. Вторичный

Таблица II

Гипергенные минералы

Минерал	Химическая формула	Обстановка и распространенность	
		много пирита	мало пирита
Азурит	$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$		1
Аллофан-гизингерит	$Al_2SiO_5 \cdot nH_2O$ (?)	2	2
Алунит	$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$	2	
Аморфный MnO_2	MnO_2		2
Англезит	$PbSO_4$	1	1
Арсенолит	As_2O_3		2
Бераунит	$Fe''Fe'''_4(PO_4)_3(OH)_5 \cdot 3H_2O$	2	
Бёмит	$AlO(OH)$		1?
Бирюза	$CuAl_6(PO_4)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$		2
Брошантит	$Cu_4(OH)_6SO_4$	2	
Вавеллит	$Al_3(OH)_3(PO_4)_2 \cdot 5H_2O$	2	1
Вульфенит	$PbMoO_4$		1
Галлуазит	$Al_4(OH)_8Si_4O_{10} \cdot nH_2O$	3?	3
Гематит (лимонит)	Fe_2O_3	55	3
Гётит (лимонит)	$Fe_2O_3 \cdot H_2O$	5	4
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2	2
(селенит)		2	2?
Золото	Au		2
Кальцит	$CaCO_3$		4
Каолинит	$Al_4(OH)_8Si_4O_{10}$	5	3?
Кварц	SiO_2		2
(халцедон)			4
Ковеллин	CuS	2	
Корнваллит	$Cu_5(AsO_4)_2(OH)_4 \cdot H_2O$		1
Криптомелан	$K_2Mn_8O_{16}$		4
Куприт	Cu_2O		3
Либетенит	$Cu_2(PO_4)OH$		1
Малахит	$Cu_2CO_3(OH)_2$		2
Медь	Cu	1	2
Нонтронит	$Fe_4(OH)_4Si_8O_{20} \cdot 8H_2O$	1?	1?
Отенит	$Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10-12H_2O$		1
Пиролюзит	MnO_2		4
Псевдомалахит	$Cu_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot H_2O$ (?)		1
Псиломелан	$(Ba, H_2O)_2Mn_5O_{10}$		4
Рамсделлит	MnO_2		3
Рутил (лейкоксен)	TiO_2		3
Сепиолит	$H_4Mg_3Si_3O_{10}$	2	
Серебро	Ag		2
Смитсонит	$ZnCO_3$		2
Тенорит	CuO		3
Халькантит	$CuSO_4 \cdot 5H_2O$	3	
Халькозин	Cu_2S	3	2
Халькосидерит	$CuFe_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$		1
Хлораргирит (кераргирит)	AgCl		2
Хлорит	$(Mg, Fe, Al)_6(OH)_8(Al, Si)_4O_{10}$	1?	1?
Хризоколла	$CuSiO_3 \cdot 2H_2O$		4
Церуссит	$PbCO_3$		2
Ярозит	$KFe_3(OH)_6(SO_4)_2$	4	3

Условные обозначения: 55—очень много; 5—много; 4—обычный; 3—мало; 2—редкий; 1—очень редкий или единичные находки.

ковеллин развит лишь в маломощной сложной по форме полосе непосредственно под зоной окисления. Небольшие количества ковеллина устанавливаются в халькозине по всей зоне гипергенного обогащения. Халькозин обычно образует каемки вокруг пирита и других первичных сульфидов,

причем наиболее широкие оторочки халькозина возникают на участках зон максимальной проницаемости в самих жилах. Энаргит оказывается более устойчивым и сохраняется значительно выше нижней границы зоны окисления. Глубина проникновения процессов окисления и мощность зоны вторичного сульфидного обогащения крайне непостоянны из-за влияния участков повышенной проницаемости около жил и разломов. Как правило, следы окисления не обнаруживаются с глубины 200—300 футов, но вдоль каналов окисления по некоторым разрывам вторичные минералы устанавливаются на глубинах свыше 1000 футов.

На выходах марганценосных жил периферической зоны развиты криптомелан и псиломелан с подчиненным количеством рамсделлита и следами аморфного MnO_2. Обычно в таких окисленных зонах встречается самородное серебро вместе с самородным золотом и кераргиритом (см. табл. II, где дается более полный список гипергенных минералов).

Восточнее разлома Континентал сульфидная минерализация представлена в основном вкрапленностью и прожилками халькопирита при подчиненной роли пирита. В результате окисления таких руд образуются хризоколла, куприт, тенорит, очень мало малахита и азурита с самородной медью. Вторичное халькозиновое обогащение под такой окисленной зоной относительно невелико, участки его проявления имеют неправильную форму, исключая лишь площадь, примыкающую к разлому Континентал, где из-за широкого развития пирита в висячем блоке создавались более кислые гипергенные растворы.

ХИМИЗМ ПРОЦЕССА РУДООТЛОЖЕНИЯ

Установленные закономерности текстурно-структурных соотношений минеральных ассоциаций и минеральная зональность, описанные в предыдущих разделах, намечают геологические границы возможного химизма процессов рудообразования в пределах рудного поля Бьютт.

Исходя из этих данных, во-первых, приходится считать, что околорудные изменения и отложение сульфидов — процессы одновременные [5, 7]. Следовательно, по условиям равновесия и кинематики реакций на различных фронтах замещения в зоне околожильных изменений представляется возможность оценить состав рудообразующего флюида.

Во-вторых, закономерная смена ассоциаций в околорудно-измененных породах, происходящая как с глубиной, так и в связи с изменением минерального состава выполнения рудных жил, позволяют судить о некоторых аспектах эволюции рудоносного флюида (насколько это возможно по вскрытой части системы рудообразования), а также о вероятном механизме переноса рудных компонентов.

Наконец, несомненно более ранний возраст кварц-молибденитовых прожилков уменьшает возможности рассуждений об «источнике» рудообразующего флюида. Последовательно рассмотрим три названные группы вопросов.

Химическая обстановка стадии дорудного изменения

Минеральные ассоциации, связанные с оторочками калий-силикатного изменения около части кварц-молибденитовых прожилков, резко отличаются от минеральных ассоциаций, возникающих при серицитизации и аргиллизации вдоль рудных жил главной стадии минерализации (см. фиг. 4, 13, 14):

1. Серицит непосредственно замещает плагиоклаз, глинистые минералы не образуются. Биотит замещает роговую обманку. Калий привносится в систему. Калиевый полевой шпат присутствует даже в прожилках.

2. Биотит образуется в условиях равновесия с магнетитом, железистым карбонатом, пиритом и халькопиритом — для района Бьютт это малосернистая ассоциация.

3. Медь диффундирует в боковые породы до внешней границы оторочки околожильного изменения и осаждается в виде халькопирита. Это явление характерно для ранних метасоматических ассоциаций «К» и «S» (см. фиг. 4 и 14).

4. Сульфат обычно осаждается почти целиком в виде ангидрита как в прожилках, так и в околожильных оторочках.

5. Оторочки калий-силикатного изменения в молибденитовой зоне развивались, безусловно, до времени формирования жил и прожилков главной стадии минерализации. Ассоциация «К», по-видимому, образовывалась раньше ассоциации «S», но это не вполне доказано. Если так, то ассоциации «S» серицит + пирит без глинистых минералов занимает промежуточное положение между ранней ассоциацией с обильным темноокрашенным биотитом и жилами главной стадии как по времени выделения, так и по предполагаемым химическим характеристикам.

О температуре образования ранних прожилков известно немного. В кварце, выполняющем эти прожилки, содержатся многочисленные газово-жидкие включения, температура гомогенизации которых в среднем на 50° выше, чем в кварце из более поздних крупных жил главной стадии минерализации на том же участке.

Химические превращения в измененных оторочках, связанных с главной стадией

Оторочки серицитизированных и аргиллизированных пород развиты вдоль всех трещин главной стадии и, по-видимому, должны были возникать одновременно. Зоны изменения боковых пород расширялись за счет движения внешнего фронта замещения, в то время как с внутренней стороны от зальбанда жилы наступала следующая внутренняя зона. Поступление реагирующих компонентов и удаление некоторых продуктов реакции должны были осуществляться путем двусторонней диффузии в оторочке изменения, что позволяет оценить некоторые химические градиенты этой диффузии. Из данных химического анализа очевидно (фиг. 13), что в зоне аргиллизации основной химический процесс заключался в гидролитическом замещении таких ионов, как Na^+, Ca^{++} и Mg^{++}, ионом H^+. (Здесь при гидролизе происходило изменение отношения H^+/OH^- в водной фазе из-за реакции водного раствора с силикатными минералами; см., например, уравнение 2 на фиг. 15.) Следовательно, градиент активности иона H^+ должен снижаться в направлении от жилы к внешней границе зоны изменения по аппроксиматической диффузионной кривой, наклон которой будет меняться по мере течения реакций в зоне околожильного изменения.

Пропилитовая ассоциация (в данном случае включающая монтмориллонит) во внешней кайме зоны изменения, несомненно, связана с прямым воздействием растворов на минералы кварцевого монцонита. Поскольку такое воздействие выражалось главным образом в вытеснении щелочных и основных ионов в поровом растворе водородными ионами, отношение активностей *ионов водорода к сумме ионов щелочных и основных металлов здесь должно* быть минимально необходимым, чтобы вызвать химические превращения в плагиоклазе и темноцветных минералах. Из-за чрезвычайной сложности таких растворов при недостатке точных сведений о суммарных концентрациях дать достоверную характеристику кислотности — основности этих *растворов не представляется возможным. Однако есть основания полагать*, что гидротермальный поровый раствор в пропилитовой зоне был очень близок к нейтральному. Это заключение подтверждается тем фактом, что

иногда в плагиоклазе и роговой обманке наряду с хлоритом, монтмориллонитом и карбонатом образуются небольшие количества эпидота. Выделение эпидота свидетельствует о фиксации ионов Ca^{++} и OH^- с освобождением H^+. В то же время другие реакции типа аргиллизации и хлоритизации андезина или хлоритизации биотита ведут к снижению активности H^+. Реакции второго типа в количественном отношении резко преобладают над реакциями первого типа даже во внешней зоне околорудного изменения главной стадии. Предпринимались попытки экспериментального исследования условий разложения плагиоклаза, но кинетические проблемы образования зародышей устойчивых фаз все еще препятствуют глубокому пониманию *рассматриваемых минеральных равновесий. В эксперименте при температуре* 300° анортит разлагался 1-моляльным соляным раствором до аморфной глины, вайракита и монтмориллонита (?) при квотанте реакции $m CaCl_2/m^2 HCl$, равном примерно 10^5 (фиг. 15). Это разложение происходило в условиях pH, не отклонявшихся от нейтрального более чем на 1, при данных температуре и концентрации. Отношение активностей K^+/H^+ во внешнем фронте замещения было достаточно высоким, чтобы не допускать разложения небольших количеств калиевого полевого шпата, равно как и серицита, развитого по плагиоклазу.

Из таких почти нейтральных растворов кристаллизовались пирит и существенно кальциевый карбонат. Однако ближе к жилам, в каолинитовой подзоне, оба эти минерала начинают снова переходить в раствор, причем железная составляющая фиксируется в тонкозернистом новообразованном биотите. Карбонат же выщелачивается, вероятно, вследствие повышения активности H^+ около жилы.

На переднем фронте серицитовой зоны одновременно осуществляются три реакции: 1) взаимодействие калиевого полевого шпата и каолинита ведет к образованию серицита, 2) биотит замещается серицитом и пиритом, 3) кремнезем осаждается в виде кварца.

Представляется более вероятным, что три названные реакции взаимозависимы и что их одновременность неслучайна. Из возможных химических соотношений между ними самым важным фактором является стабилизация активности кремнезема по отношению к кварцу [20, 17]. Наличие алюмосиликатных «аморфных» глин как начального продукта разложения плагиоклаза и отсутствие кварца среди новообразований в зоне аргиллизации с несомненностью свидетельствуют о том, что активность кремнезема здесь была выше равновесного ее значения по отношению к кварцу в слабокислых или нейтральных растворах. Обычно это ведет к повышению устойчивости калиевого полевого шпата относительно серицита (фиг. 15) и, что также возможно, биотита относительно серицит-пиритовой ассоциации в зоне аргиллизации, если прочие важные параметры примерно соответствуют условиям равновесия. Ближе к жиле, где происходит отложение кварца, активность кремнезема в растворе, по-видимому, резко снижается и возникают условия для серицитизации всех алюмосиликатов, сопровождающейся осаждением пирита.

В кварцевых монцонитах Бьютт соотношение между первичными ортоклазом и плагиоклазом примерно таково, что серицитизация может происходить без привноса калия после предшествующей аргиллизации плагиоклаза в каолинитовой подзоне. В таких случаях при серицитизации каолинита, предшествующей серицитизации калиевого полевого шпата, ионы калия должны были перемещаться путем диффузии по меньшей мере от фронта разложения ортоклаза в направлении от жилы до того места, где каолинит замещается серицитом.

Сведения о взаимодействии водных комплексных соединений кремнезема с другими водными комплексами (например, с содержащими серу) в подобных сложных системах все еще неопределенны, но распад растворимых комп-

лексов кремнезема вследствие возрастания активности H^+— явление хорошо известное. Таким образом, положение «серицитового фронта» при изменении боковых пород во время главной стадии минерализации на расстоянии от жилы могло контролироваться некоторым критическим значением активности иона H^+. Судя по всему, эта критическая величина не очень сильно отличается от нейтрального значения pH, т. е. от условий, в которых вероятность изменения кремнеземсодержащих компонентов в растворе высокая.

Почти повсеместно вдоль зальбандов жил главной стадии минерализации развито серицит-пирит-кварцевое изменение боковых пород. Единственным исключением могут служить диккит-каолинит-топаз-алунитовая ассоциация на глубоких горизонтах участка Леонард и, возможно, пирофиллит, развитый на площади карьера Беркли, т. е. минеральные ассоциации, относящиеся к зоне интенсивной аргиллизации. Серицит и кварц, по-видимому, ассоциируют со всеми упомянутыми минералами, так что состав рассматриваемых растворов, вероятно, никогда не попадал глубоко в поля устойчивости каолинита или пирофиллита, а буферировался на границе поля устойчивости серицита (фиг. 15).

Из уравнения 4 на фиг. 15 следует, что высокая активность кремнезема и низкая активность воды повышают устойчивость пирофиллита по отношению к каолиниту (или диккиту, упорядоченному политипу каолинита). Образование пирофиллита за счет каолинита и кремнезема — реакция эндотермическая, так что ее осуществлению благоприятствует повышение температуры. Равновесие устанавливается примерно при 350 °С, когда раствор насыщен кремнеземом относительно кварца и общее давление составляет 15 000 фунт/кв. дюйм [20].

Кремнезем, по-видимому, должен осаждаться в виде кварца вместе с пирофиллитом или каолинитом, но это не предотвращает возможность местного пересыщения гидротермальных растворов по мере приближения их к дневной поверхности. Низкое давление воды в верхних частях гидротермальных каналов также будет благоприятствовать осаждению пирофиллита, особенно в случае резкого снижения активности воды вследствие ее вскипания или пересыщения. К сожалению, смещение равновесия для уравнения 4 (фиг. 15) при изменении активности кремнезема и воды недостаточно исследовано с количественной стороны, чтобы равновесие каолинит-пирофиллита можно было бы использовать для оценки температуры минералообразования в центральной зоне. Следует указать, что относительное положение пирофиллита и каолинита на диаграмме равновесных состояний даже не говорит о необходимости повышенной температуры для образования пирофиллита в природных условиях, поскольку невозможно точно определить другие требующиеся химические параметры. Отсюда можно лишь сделать вывод, что растворы в центральной зоне имели состав, отвечающий «кислому» краю поля серицита, а не средней части этого поля, и что именно в такой обстановке отлагались высокосернистые рудные минеральные ассоциации.

Установлены довольно большие колебания в температуре гомогенизации первичных (?) жидких включений из жильного кварца главной стадии и не слишком большие различия между средними значениями таких температур для центральной и периферической зон. Прийти к каким-то общим выводам на этот счет затруднительно из-за отсутствия точных данных относительно синхронности процессов роста кварца в разных местах, но, судя по всему, в периферической зоне температура минералообразования была ниже, чем в центральной зоне, не более чем на 50°С. Вместе с тем расхождение между крайними определениями для одного образца жильного кварца из любой зоны может достигать 100°. Общий температурный интервал минералообразования находится в пределах 200—350 °С.

Еще одно независимое косвенное определение верхнего предела температуры минерализации главной стадии для крупных западных жил удается

получить по K^{40}/Ar^{40}-отношениям в калиевых слюдах из боковых пород. Для образца свежего кварцевого монцонита, взятого в западной части рудника Маунтин-Кон на горизонте 4500 футов, удалось установить, что во время рудной минерализации биотит не терял радиогенный аргон [16]. Возраст этого породообразующего биотита 78 млн. лет; возраст серицита из зоны изменения около жилы Стейт составляет 60 млн. лет. Если это различие возрастов реально и само не обусловлено предпочтительной утечкой Ar^{40} из тонкочешуйчатого серицита, то приведенные данные свидетельствуют о том, что биотит из свежей породы в процессе рудообразования не нагревался выше температуры 325°, поскольку уловимая потеря аргона в атмосферу, согласно экспериментам над скоростями диффузии, выполненными в Беркли [13], происходит начиная с 350°.

Химическая и термальная эволюция рудоносного флюида по пути его следования

Представляется вероятным, что в пределах изученных частей рудного поля гидротермальные растворы были существенно восходящими. Горизонтальная составляющая пути следования растворов была особенно мала на восточном краю рудной зоны типа «конского хвоста» Ист-Колуса, где интенсивная аргиллизация и высокосернистые сульфидные ассоциации наложились на сфалеритовую минерализацию у самой границы медного фронта с неизмененными породами. Более существенная горизонтальная миграция растворов, возможно, происходила по крупным жилам в западной части рудного поля. Во всяком случае, вероятность горизонтального перемещения растворов от центральной зоны к крупным жилам западного фланга рудного поля, по-видимому, исключается. В обоих этих случаях циркулировавшие растворы, вероятно, вели себя по-разному, хотя очень может быть, что они были связаны с единым магматическим процессом в первичном «источнике», где находились в равновесии с кристаллизующимися кварцевыми монцонитами.

Глубинные халькопиритовые рудные тела и измененные оторочки около западных жил более равновесны с вмещающими кварцевыми монцонитами, чем любая прочая минерализация центральной зоны. Действительно, как указывалось ранее, здесь устанавливается почти незаметный переход (химический и временной) от калий-силикатного изменения через серицит-пиритовую ассоциацию до минерализации крупных жил в системах Хай-Ор, Дерньер, Синдикат и Стейт. Эти жилы окружены обычной серицитовой оторочкой и зоной аргиллизации, но иногда вместе с серицитом на внешней границе серицитовой оторочки наблюдается и калиевый полевой шпат. Конечно, такой переход в любом данном месте осуществлялся с течением времени путем нескольких последовательных изменений.

Растворы главной стадии, протекая сквозь глубинную халькопиритовую зону, приводили к образованию типичных измененных оторочек главной стадии; по мере проникновения на более высокие горизонты над этой зоной из них формировались пирит-борнит-халькозин-энаргитовые руды с высоким содержанием серы, а у границы медной зоны из этих же растворов снова отлагалась халькопирит-пиритовая ассоциация. Сфалерит в этой зоне развит повсеместно, главным образом в мелких прожилках между крупными жилами. Промышленное содержание цинка в собственно цинковых рудах никогда не устанавливается в полосе шириной несколько сотен футов непосредственно за границей распространения медных руд, а пиритовая составляющая сфалеритовых руд значительно ниже пиритовой составляющей в медной зоне. В халькопиритовой зоне небольшие количества карбонатов обнаруживаются довольно часто, но к числу главных рудных минералов их можно отнести только в ассоциации с главной массой сфалерита.

Что же касается зональности в околорудно измененных породах вдоль крупных западных жил, то, к сожалению, из-за недоступности горных выработок выше горизонта 3800 футов необходимые исследования в полном объеме провести не удалось. Однако даже простое сравнение данных по горизонтам 3800 и 4500 футов обнаруживает закономерное снижение интенсивности замещения ионов H^+ катионами щелочных и цветных металлов ниже горизонта 3800 футов и постепенное уменьшение общей ширины измененных оторочек, происходящее, по-видимому, как ниже, так и выше этого горизонта. Перекрытие зон развития серицита и калиевого полевого шпата по внешней границе серицитовых оторочек на некоторых глубинных жилах главной стадии служит дополнительным свидетельством изменения характера раствора. Следовательно, пока любая данная бесконечно малая порция гидротермального раствора, оставаясь в серицитовой оторочке, перемещалась вдоль западных жил снизу вверх, в ней сначала, по-видимому, происходило небольшое увеличение способности раствора к выщелачиванию оснований. Параллельно этому в жилах вместо халькопиритовых руд стали отлагаться борнит-халькозиновые, но затем, как только данная порция раствора достигала верхних горизонтов близ границы между внешней зоной медной минерализации и цинковой зоной, способность раствора производить серицитизацию и аргиллизацию постепенно снижалась. Сказанное заставляет предполагать, что боковые породы выступали в роли буфера, поддерживая такое отношение активностей ионов H^+ и щелочных ионов, которое не выходило за пределы поля устойчивости серицита; сужение измененных оторочек выше горизонта 3800 футов, вероятно, является следствием уменьшения *количества* продуктов реакции. Другими словами, взаимодействие раствора с боковыми породами оказывалось вполне достаточным, чтобы компенсировать потерю раствором ионов H^+, а при снижении скорости реакции и количества участвующего в ней H^+ оторочки измененных пород около жил становились более узкими. Это в свою очередь предполагает, что рассматриваемые реакции замещения, вероятно, происходили при достаточно высоком уровне активности H^+, необходимом для поддержания такого градиента в боковых породах, который определял обстановку практической нейтральности на фронте серицитизации при осаждении кремнезема.

На горизонте 3800 футов рудника Леонард на участке сплошной серицитизации развиты жилы (Минни-Хили и др.) с кварц-пирит-ковеллин-дигенитовой ассоциацией, сопровождающиеся наряду с серицитизацией также и каолинит-диккитовым изменением. Выше, с приближением к горизонту 2800 футов, область сплошной серицитизации (при полном замещении биотита пиритом) разрастается, но относительная роль процесса интенсивной аргиллизации, по-видимому, снижается. Высокосернистые рудные ассоциации здесь развиты примерно в тех же количествах, как и на горизонте 3800 футов. Выше горизонта 2800 футов область сплошной серицитизации вновь сокращается, но к югу от рудника Леонард на участке карьера Беркли важное значение среди продуктов интенсивной аргиллизации приобретает пирофиллит, количество которого, вероятно, увеличивается к верхним уступам ныне действующего карьера.

Далее на участке рудника Леонард данная бесконечная малая порция восходящего раствора на глубоких горизонтах была близка к равновесию с высокосернистой минеральной ассоциацией и с зоной интенсивной аргиллизации. Указанные особенности не могли быть следствием реакции с боковыми породами: если бы раствор когда-то на глубине находился в равновесии с кварцевыми монцонитами, то, покидая эту область, он должен был эволюционировать в сторону приобретения повышенной способности к выщелачиванию, отмечаемую для всего вертикального интервала центральной зоны. Выше горизонта 2800 футов серицитизация в количественном отношении сокращается, но относительная роль пирофиллита возрастает. По всем дан-

ным температура минералообразования в жилах рудника Леонард была по меньшей мере столь же высокой, как и в западной части рудного поля. *Отсюда следует сделать вывод, что растворы, протекавшие на участке Леонард, обладали более высоким отношением активностей* H^+ к щелочным ионам *на всем* доступном для наблюдения вертикальном интервале по сравнению с растворами в западной части рудного поля. Действительно, как было показано ранее, эти растворы могли буферироваться очень близко к границе равновесия серицит — каолинит. Сульфиды меди также осаждались на всем пути следования растворов, но здесь содержание серы было более высоким, *нежели в халькопиритовых ассоциациях западных жил.*

В итоге на месторождении Бьютт гидротермальные растворы главной стадии минерализации достигали максимальной способности к водородному метасоматизму и соответственно химического потенциала серы при приближении к *вскрытой части* рудного поля Бьютт. Состав раствора благодаря буферной реакции с боковыми породами поддерживался в пределах поля устойчивости серицита, что было характерно для всего пути следования растворов, *за исключением области сплошной серицитизации пород* в центральной зоне. Здесь буферирующее воздействие боковых пород на раствор по мере его протекания снижалось и вследствие диссоциации выделялось больше ионов H^+. Дополнительное поступление ионов H^+ «нарушало» серицит-полевошпатовый буфер и по мере повышения активности H^+ раствор начинал разлагать сам серицит, приводя к образованию минеральной ассоциации зоны интенсивной аргиллизации. По меньшей мере часть водородных ионов *возникала вследствие диссоциации серной кислоты, поскольку в самой* этой ассоциации активность сульфат-иона не соответствовала активности кремнезема, необходимой для осаждения алунита.

Наличие тесно сжатых трещин в зонах типа «конского хвоста», по-видимому, способствовало сквозному просачиванию гидротермального раствора через массу породы, что приводило к возникновению зоны сплошной серицитизации; в западной зоне количество раствора, просочившегося через эквивалентный *объем породы, было меньше. Кроме того, вполне возможно, что* «источник» растворов был смещен в юго-восточном направлении и более длинный извилистый путь циркуляции растворов до западных жил способствовал тому, что эволюция активности ионов H^+ происходила на большем интервале пути с более постепенными изменениями давления и температуры.

Конечно, хотя эволюция химических потенциалов H^+ и серы при восходящем движении растворов по западным жилам осуществлялась в том же направлении, *что и в центральной зоне, ни один из указанных компонентов* гидротермального раствора здесь не достигал столь высокого уровня активности. Да и вертикальное расстояние между глубинной халькопиритовой зоной и халькопиритом, развитым вдоль медного фронта, например в жиле Стейт на участке рудника Маунтин-Кон, по-видимому, было значительно меньше, чем в центральной зоне до эрозии.

Несомненно, что высокая активность ионов H^+ способствовала устойчивости высокосернистых минеральных ассоциаций, но через какое равновесие осуществлялось это влияние? Возможным представляется взаимодействие сульфатных ионов с серой или полисульфидными ионами; одна из таких реакций рассчитана Барнсом и Куллерудом [18]:

$$(SO_4^{2-})_{aq} + 2\,(H^+)_{aq} = \frac{1}{2}\,(S_2)_g + \frac{3}{2}\,(O_2)_g + H_2O. \qquad (2)$$

Это уравнение описывает чистое взаимодействие, а потому возрастание активности иона H^+ будет, очевидно, вызывать увеличение фугитивности серы. Любая подобная реакция с участием сульфата будет также источником дисульфид-иона, фиксируемого в пирите при сульфидизации биотита на фронте серицитизации. Количественное исследование соответствия мине-

ральных ассоциаций зоны изменения с сульфидными ассоциациями явилось темой специальной статьи [24].

Наличие сульфатных ионов в растворе подтверждается осаждением алунита при интенсивной аргиллизации в центральной зоне, а также небольшими количествами барита, рассеянного во многих рудных жилах.

Судя по тому, что сфалерит встречается как в низко-, так и в высокосернистых ассоциациях, распространенность этого минерала не должна зависеть от фугитивности серы, но будет контролироваться растворимостью, которая к тому же определяет положение медного фронта, симметричного по отношению к зоне развития сфалерита.

Петрогенический цикл и источник рудоносного флюида

Кварцевые порфиры и кварц-молибденитовые прожилки, вероятно, следует рассматривать как ранние фазы того рудогенерирующего цикла Бьютт, кульминация которого выразилась в образовании огромных рудных жил главной стадии минерализации. Хотя кварц-молибденитовые прожилки повсеместно пересекаются жилами главной стадии, имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют об общей концентрической зональности распространения медного оруденения главной стадии относительно кварц-молибденитовой минерализации. Существенно также, что эти прожилки занимают промежуточное положение как по химизму околожильных изменений, так и по времени между позднемагматической деятельностью (пегматиты) и водородным метасоматизмом главной стадии минерализации. Итак, самые ранние эпигенетические изменения вмещающих пород на самых нижних рудничных горизонтах привели к образованию равновесных слюд и щелочных полевых шпатов. С ними связана сульфидная халькопирит-молибденитовая ассоциация, очень характерная для многих медно-порфировых месторождений.

Рассматриваемые ранние прожилки имеют небольшие размеры, распространены, насколько пока известно, незакономерно и просты в структурном отношении, так как не несут следов повторных приоткрываний. По этой минерализации устанавливается структурный «центр» рудного поля. Самые поздние из кварц-молибденитовых прожилков сопровождаются оторочками серицит-пиритового изменения; такие прожилки по элементам залегания, а иногда и по особенностям внутреннего строения напоминают еще более поздние жилы главной стадии, но пересекают центр минерализации без видимых изменений. В процессе кристаллизации глубинных частей батолита, продолжавшейся в течение нескольких последующих миллионов лет, через изученную часть рудного поля проникали эпигенетические растворы, постепенно менявшие свой состав и способность к изменению боковых пород. К месту рудоотложения растворы, по-видимому, приходили с более низкой температурой, чем в глубинном «источнике».

Рудоносные растворы главной стадии минерализации должны были собираться из огромных объемов кристаллизующейся магмы. Объяснение механизма накопления и переноса компонентов этих гидротермальных растворов было предложено Сейлсом в его Джэклингской лекции 1954 г. Закономерности локализации порфировых даек и рудных тел месторождения Бьютт он связывает с выступом еще кристаллизующейся магмы, в виде «...колпакообразного купола, выдающегося над главным магматическим очагом и вставленным в другой купол, который сложен уже затвердевшим гранитом». «К моменту кристаллизации маломощных даек в верхней раскристаллизованной части гранитного купола система существования колпакообразного тела жидкой магмы становится закрытой... Магма, выполняющая этот купол, остается жидкой на фоне перемещения зоны кристаллизации магмы... книзу. Подобная купольная структура с выполняющей ее магмой представляет

собой чрезвычайно благоприятный коллектор и концентратор воды, серы и рудных компонентов... Внедрение порфировых даек на Бьютт привело к изменению системы внутренних напряжений в остывающем гранитном куполе и явилось причиной уменьшения прочности гранитов над куполом, что в свою очередь способствовало возникновению и развитию разрывов ранней близширотной жильной системы» [10].

Флюидное ядро батолита, несомненно, явилось центром концентрации легкоплавких (летучих) компонентов. Трещинообразование в таком флюидном ядре могло выводить часть самой магмы вверх и приводить к формированию даек. Снижение давления, происходящее вследствие этого процесса, должно автоматически регулировать количество магмы, покидающей очаг и идущей на образование даек, поскольку потеря давления вызывает затвердевание магмы на глубине из-за преимущественного выноса легколетучих компонентов. Продолжающаяся кристаллизация насыщенного водой ядра будет снова приводить к повышению давления. Если же кристаллизация зайдет достаточно далеко еще до того, как возникнут разрывные нарушения, то вместо магмы будут отделяться только вода и другие летучие компоненты. Возрастание давления в процессе кристаллизации и накопления летучих должно способствовать формированию свода и прерывистому трещинообразованию в «колпаке» над купольной структурой в течение большей части активного периода эволюции гидротермальной деятельности, которая в случае рудного поля Бьютт продолжалась вплоть до образования «синих» жил. Последующий период структурной релаксации продолжается вплоть до настоящего времени. Он сопровождается ослаблением гидротермальной деятельности, которая в конце концов оказалась способной только к аргиллизации кварцевых монцонитов и риолитов.

Если калий-аргоновые определения абсолютного возраста крупнолистоватого биотита из кварцевого монцонита и риолитовых даек правильны, то следует считать, что гидротермальное изменение риолитов произошло спустя 30 млн. лет после становления батолита и более чем через 10 млн. лет после формирования главных рудных жил.

СПИСОК ПРИНЯТЫХ СОКРАЩЕНИЙ

ab — альбит
an — анортит
anhy — ангидрит
apa — апатит
biot — биотит
bn — борнит
carb — карбонат
cc — халькозин
chl — хлорит
cp — халькопирит
cv — ковеллин
dg — дигенит
dick — диккит
dj — джарлеит
en — энаргит
hdmc — гидромусковит
hem — гематит
kaol — каолинит
mag — магнетит
mb — молибденит
mont — монтмориллонит
or — ортоклаз
parag — парагонит
plag — плагиоклаз
py — пирит
pyrph — пирофиллит
qtz — кварц
ser — серицит
tn — теннантит
fluor — флюорит
инт. арг. — интенсивная аргиллизация
К-слюда — калиевые слюды
КПШ — калиевый полевой шпат
зам. — замещающий
знак (—) — слаборазвитый
знак (=) — редковстречающийся.

ЛИТЕРАТУРА

1. Sales R. H., Ore deposits at Butte, Montana, A.I.M.E., Tr., **46**, 4—106, 1914.
2. Graton L. C., Discussion of paper by R. H. Sales, Ore deposits at Butte, Montana, A.I.M.E., Tr., **46**, 106—108, 1914.
3. Billingsley P., Grimes J. A., Ore deposits of the Boulder batholith of Montana, A.I.M.E., Tr., **58**, 284—361, 1918.
4. Hart L. H., (with section by Gidel M. H.), The Butte district, Montana, in Copper resources of the world, 16th Int. Geol. Cong., **1**, 287—305, 1935.
5. Sales R. H., Meyer C., Wall-rock alteration, Butte, Montana, A.I.M.E., Tr., **178**, 9—35, 1948.
6. Sales R. H., Results for preliminary studies of vein formation at Butte, Montana, Econ. Geol., **44**, 465—484, 1949.
7. Sales R. H., Interpretation of wall-rock alteration at Butte, Montana, Quarterly of Colorado School of Mines, 75th Ann. Vol. Mineral resources in World Affairs, **45**, № 1B, 261—273, 1950.
8. Meyer C., Hydrothermal wall-rock alteration at Butte, Montana, Unpublished Ph. D. thesis, Harvard University, 329, 1950.
9. Sales R. H., Meyer C., Effect of post-ore dike intrusion on Butte ore minerals, Econ. Geol., **46**, 813—820, 1951.
10. Sales R. H., Genetic relations between granites, porphyries, and associated copper deposits, First Jackling Lecture, Min. Eng., **6**, № 5, 499—505, 1954.
11. Sales R. H., Meyer C., Genetic significances of quartz-molybdenite mineralization in the Butte district, Montana, (abs.), Econ. Geol., **51**, 1—126, 1956.
12. Knopf A., The Boulder batholith of Montana, Amer. Jour. Sci., **255**, 81—103, 1957.
13. Reynolds J. H., Comparative study of argon content and argon diffusion in mica and feldspar, Geochim. et Cosmochim. Acta, **12**, 177—184, 1957.
14. Creasey S. C., Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits, Econ. Geol., **54**, 351—373, 1959.
15. Meyer C., Hemley J., Hydrothermal alteration in some granodiorites, Sixth National Clay Conference Pr., Pergamon Press, London, 89—100, 1959.
16. Woakes M., Potassium-argon dates on the mineralization at Butte, Montana, Unpublished master's thesis, Univ. of Calif, Berkeley, 1—43, 1959.
17. Fournier R. O., The porphyry copper deposit exposed in the Liberty Open-Pit mine near Ely, Nevada, Unpublished Ph. D. thesis., Univ. of Calif, Berkeley, 1—176, 1960.
18. Barnes H. L., Kullerud G., Equilibria in sulfur-containing aqueous solutions in the system Fe — S — O and, their correlation during ore deposition, Econ. Geol., **56**, 648—688, 1961.
19. Klepper M. R., Emplacement of the Boulder batholith, Address to Rocky Mountain Minerals Conference, A.I.M.E., Butte, Montana, 1962.
20. Hemley J. J., Jones W. R., Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism, Econ. Geol., **59**, 538—569, 1964.
21. Knopf A., Time required to emplace the Boulder batholith, Montana, a first approximation, Amer. Jour. Sci., **262**, 1207—1211, 1964.
22. Sakes R. H., Underground warfare at Butte, Caxton Printers, Ltd., Caldwell, Idaho, 1—77, 1964.
23. Meyer C., An early potassic type of wall-rock alteration at Butte, Montana, Amer. Mineral., **50**, 1717—1722, 1965.
24. Meyer C., Hemley J. J., Wall-rock alteration, 196—235, in Barnes H. L., Editor, Geochemistry of hydrothermal ore deposits, Wiley, N.Y., 1—670, 1967.

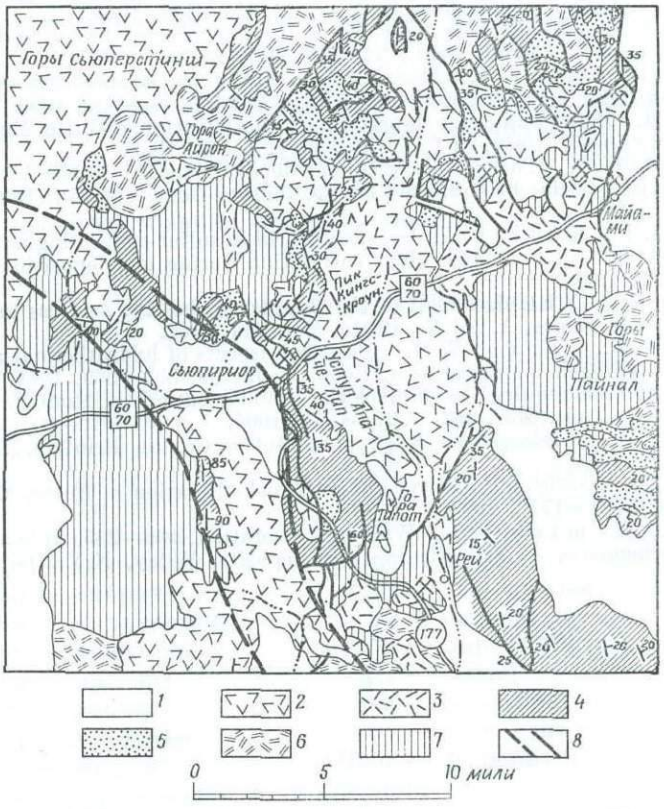
ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАГМА В АРИЗОНЕ

Д. Ф. Хеммер, Д. У. Петерсон

Месторождение Магма находится в 100 км восток-юго-восточнее столицы штата города Финикс. За 90 лет его разработки добыто около 700 тыс. т меди, 600 т серебра и 12 т золота; в настоящее время ежегодная добыча меди составляет примерно 15 тыс. т. Среднее содержание меди в руде около 5%.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

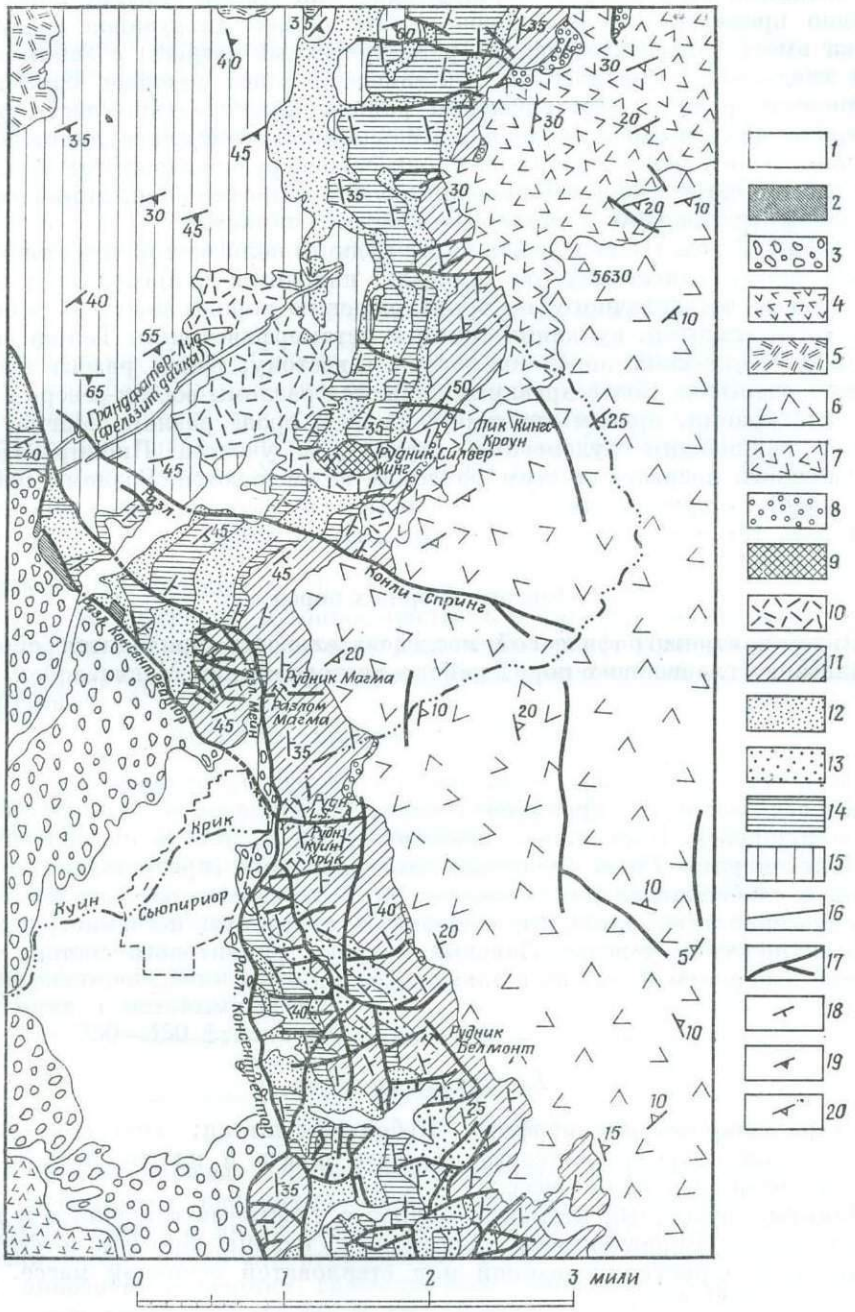
Схема геологического строения района месторождения Магма представлена на фиг. 1. На данной площади повсеместно обнажаются нижнедокембрийские метаморфические и изверженные породы, перекрытые осадочными



Ф и г. 1. Геологическая карта района месторождения Магма.

Составлена по данным Рансома [5], Н. Петерсона [18], Уилсона и др. [11, 12] и Д. Петерсона [13, 17] с упрощениями и уточнениями.

1—2 — третичные и четвертичные образования: *1* — осадочные; *2* — вулканогенные; *3* — мезозойские и третичные интрузивные породы; *4* — осадочные породы палеозоя и верхнего докембрия; *5* — верхнедокембрийские диабазы; *6—7* — нижний докембрий: *6* — изверженные породы; *7* — метаморфические породы; *8* — приблизительное положение главной структурной линии.



Ф и г. 2. Геологическая карта рудного поля Магма [17].

1 — аллювий (Q); *2* — базальты (Tr — Q); *3* — конгломераты Гила (Tr — Q); *5* — кварц-монцонитовые порфиры (Tr); *6* — дациты (Tr); *7* — риолиты (Tr); *8* — конгломераты Уайттейл (Tr?); *9* — диоритовые порфириты (Mz?); *10* — кварцевые диориты (Mz?); *11* — осадочные породы (Pz); *12* — диабазы (PCm_2); *13* — кварциты Трой (PCm_2); *14* — породы группы Апаче (PCm_2); *15* — кристаллические сланцы Пайнал (PCm_1); *16* — контакты; *17* — разломы; *18* — слоистость; *19* — сланцеватость; *20* — полосчатость в вулканогенных породах.

образованиями верхнего докембрия и палеозоя. Докембрийские породы интенсивно пронизаны телами диабазов. Несколько интрузивов гранитного состава имеет позднемезозойский—раннетретичный возраст; с заключительными стадиями магматической деятельности этого времени связывается большинство рудных месторождений района. Значительная часть района перекрыта третичными и предположительно четвертичными вулканическими породами, а этот чехол разбит на блоки серией разновозрастных разломов, *в том числе и четвертичных. Опущенные блоки и прочие пониженные участки* выполнены третичными и четвертичными галечниками.

На фиг. 2 дана геологическая карта рудного поля месторождения Магма. Возраст пород, слагающих эту площадь, находится в пределах от докембрийского до четвертичного; по происхождению породы могут быть осадочными, интрузивными, вулканическими и метаморфическими. Толщи осадочных и вулканических пород наклонены к востоку; район разбит сложной системой разрывов. Более древними являются разломы восток-северо-восточного простирания, причем некоторые из них, вроде разлома Магма, относятся к важнейшим рудоносным структурам участка Пионир. Породы кайнозойского возраста по этим разломам не смещаются. Разломы север-северо-западного простирания более молодые: они смещают как кайнозойские отложения, так и ранее упомянутые древние разрывы.

Описание горных пород

Ниже в стратиграфической последовательности приводится обобщенное описание главнейших пород района месторождения Магма.

Четвертичная и третичная системы

Базальты. Небольшие, сложные по форме интрузивные тела серых афанитовых базальтов, преимущественно плагиоклазовых и пироксеновых, реже оливиновых. Порода, как правило, плотная, иногда пузырчатая.

Конгломераты Гила. *Флювиальные отложения, представленные* угловатыми и слабоокатанными обломками всех древних пород, заключенными в крупнозернистую, плохо сортированную аркозовую песчанистую массу.

Вулканические породы. Лавовые покровы риолитового состава, переходящие в перлиты и пемзы, а также прослои туфа.

Несогласие

Третичная система

Кварц-монцонитовые порфиры. Небольшие штоки; светлоокрашенные вкрапленники кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза в очень тонкозернистой основной массе.

Дациты. Зональный пепловый покров с участками сваренных и несваренных туфов. *Вкрапленники плагиоклаза, кварца, биотита и санидина* в литоидной окристаллизованной или стекловатой основной массе. Мощность 500—2000 футов.

Риолиты. Лавовый покров риолитов, переходящих в перлитовый обсидиан и девитрифицированные светло-желтые фельзиты; небольшие залежи туфов и туфобрекчий. Мощность 0—2000 футов.

Третичная (?) система

Конгломераты Уайттейл. Флювиальные отложения угловатых и округлых обломоков древних подстилающих пород. Мощность 0—600 футов и более.

Несогласие

Мезозой

Диоритовые порфириты. Гипабиссальная интрузивная порода, слагающая эллиптическое тело на участке Силвер-Кинг, а также маломощные дайки и силлы. Плагиоклаз, иногда роговая обманка в афанитовой основной массе; частично или полностью порода замещена глинистыми минералами, серицитом и кальцитом.

Кварцевые диориты. Небольшой шток; средне- и тонкозернистая порода, сложенная плагиоклазом и переменными количествами роговой обманки, пироксена, биотита, иногда с кварцем.

Пенсильванская система

Известняки Нако. Средне- и тонкослоистые светло-серые до белых и слегка голубоватых известняков, содержащих местами кремнистые нодули и маломощные пропластки известковистых сланцев; в основании пласт красных глинистых сланцев. На отдельных участках фауна фузулинид, брахиопод, кораллов, мшанок. Мощность 0—1400 футов.

Миссисипская система

Известняки Эскаброса. Известняки от очень светлых до темно-серых. В верхней части средне- и тонкослоистые с обильными роговиками. В нижней части толсто- и среднеслоистые; включают пласт тонкослоистых известняков, образующих в рельефе характерный светло-серый уступ. Мощность 500 футов.

Девонская система

Известняки Мартин. Сверху вниз: серовато-желтые глинистые сланцы; перемежаемость известняков, доломитов, в меньшей степени песчаников и сланцев; тонко- и среднеслоистые известняки, иногда переполненные брахиоподами и члениками лилий; толстослоистые серые доломиты с редкими пропластками песчаников; 10—30-футовый горизонт среднеслоистых темно-серых кристаллических известняков, вмещающий метасоматические рудные тела на месторождении Магма и на других участках района; серовато-желтые известняки, с матовыми песчинками и темно-красными округлыми пятнами. Мощность 350—450 футов.

Несогласие

Кембрийская система

Осадочные породы. Верхняя часть: средне- и тонкозернистые кварциты и полевошпатовые кварциты — серые, желтые, бурые; средне- и толстослоистые, обычно с косой слоистостью; местами дают уступы в рельефе. Нижняя часть: плохо отсортированные серо- и красновато-бурые алевролиты, аркозовые песчаники, галечные конгломераты, граувакки; слоистость грубая или четкая. Мощность 0—360 футов.

Несогласие

Верхний докембрий

Диабазы. Силлы и дайки; офитовая и субофитовая структура; порода сложена главным образом плагиоклазом и пироксеном с подчиненными амфиболом, биотитом, непрозрачными окислами; цвет бурый, зеленый, серый, текстура крупнозернистая, до афанитовой.

Кварциты Трой. Верхняя часть: светло-серые, среднеслоистые тонко- и среднезернистые кварциты с глыбовыми формами выветривания. Нижняя часть: чередование пластов конгломератов, крупнозернистых аркозов и алевролитов; по составу слои невыдержанные. Мощность 0—730 футов.

Несогласие

Группа Апаче

Базальты. Лавовые и местами лавобрекчиевые покровы, сложенные темно-бурыми, афанитовыми базальтами. Первичные плагиоклаз, пироксен и оливин очень сильно замещены глинистыми минералами, непрозрачными окислами, серпентином, карбонатами, иддингситом. Иногда пузырчатые или амигдалоидные. Мощность 0—320 футов.

Известняки Мескал. Белые, серые, бурые тонкослоистые мелкозернистые кристаллические известняки с подчиненными доломитами; местами с роговиками. Иногда содержат асбест. В одном из пластов в самой верхней части разреза водорослевая текстура. Мощность 350 футов.

Кварциты Дриппинг-Спринг. Сверху вниз: серые и бурые тонкослоистые, очень мелкозернистые полевошпатовые кварциты, аркозы и алевролиты; бурые, желтовато-серые, среднеслоистые, средне- и крупнозернистые полевошпатовые кварциты и аркозы; горизонт конгломератов Барнс, с округлыми гальками и валунами кварцита, кварца и яшмы в средне- и крупнозернистой аркозовой основной массе. Мощность 650—800 футов.

Формация Пионир. Сверху вниз: тонкослоистые сланцы, алевролиты, мелкозернистые аркозы, темно-красные, испещренные светлыми пятнышками; бурые до темно-красных, крупно- и мелкозернистые аркозы и полевошпатовые кварциты с прослоями глинистых сланцев. Горизонт конгломератов Сканлан, округлые кварцевые и угловатые сланцевые обломки в крупнозернистой, плохо сортированной массе аркозового песчаника. Мощность около 400 футов.

Несогласие

Нижний докембрий

Сланцы Пайнал. Кварц-мусковитовые и кварц-мусковит-хлоритовые кристаллические сланцы, иногда полевошпатовые, реже андалузитовые и силлиманитовые. Неясно- или резкосланцеватые, слабо или сильно перемятые. Местами пересечены жилами белого кварца.

Структура

Основные черты строения района, изображенного на фиг. 2, характерны для провинции Бассейнов и Хребтов в целом. Крупные разломы разбивают район на ряд блоков, слоистость горных пород в которых наклонена в различных направлениях. Здесь же обнажается несколько интрузивных массивов предположительно позднемезозойского возраста, огромные площади покрыты кайнозойскими вулканогенными породами, а некоторые депрессии над опущенными блоками выполнены галечниковыми отложениями.

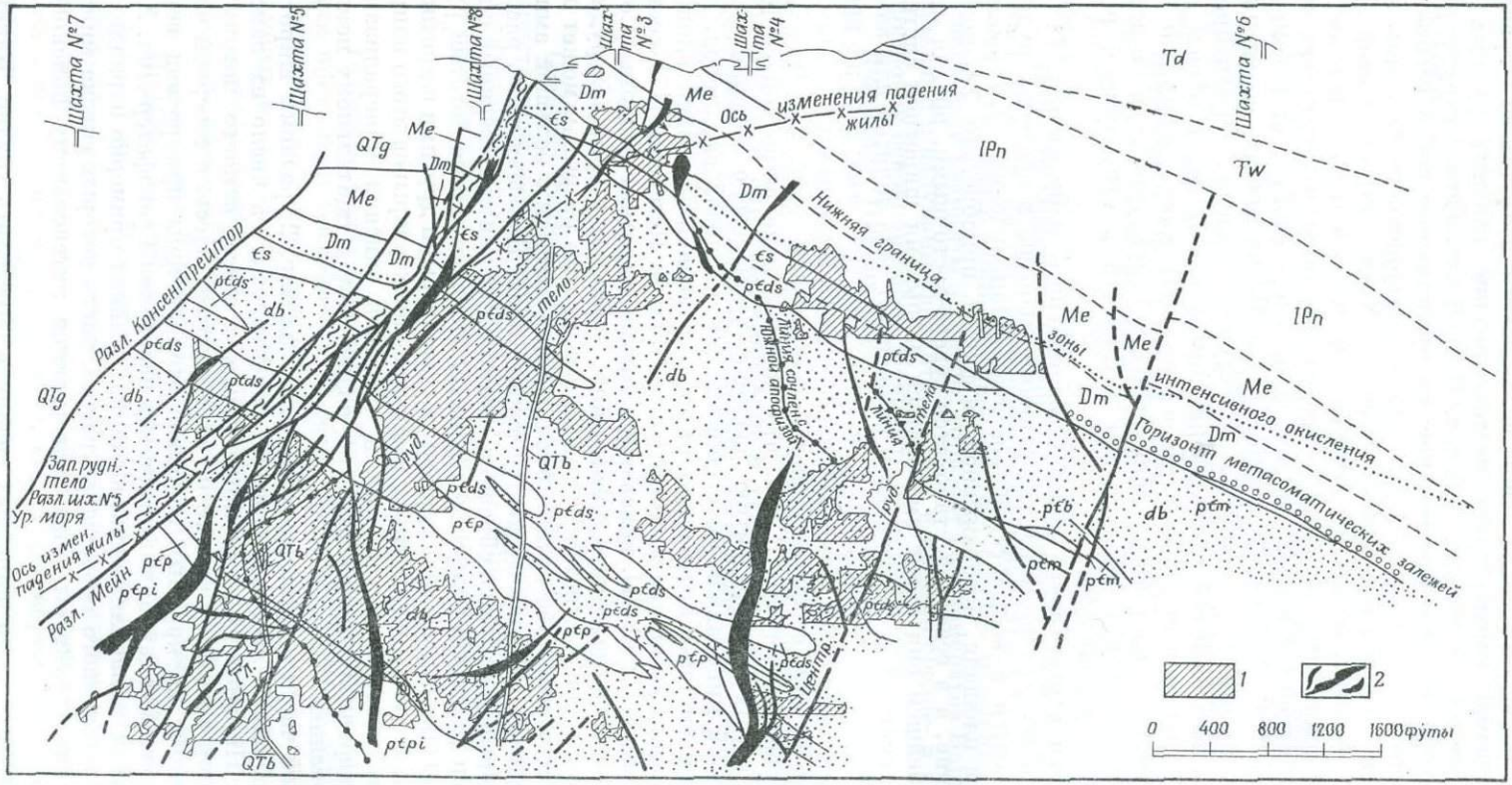
Н. Петерсон [18] детально рассмотрел вопрос о приуроченности рудных районов Глоб — Майами и Пионир (Сьюпириор) к месту пересечения двух широких структурных поясов. Простирание одного из этих поясов меняется от северо-восточного до широтного; он представлен тектонически ослабленной зоной, возникшей, вероятно, еще в докембрии. Эта зона грубо параллельна линии погребенного контакта между сланцами Пайнал на юге и нижнедокембрийскими гранитами на севере, а тот в свою очередь параллелен региональному простиранию сланцеватости в кристаллических сланцах.

Данная зона, явившаяся средоточием мезозойского и третичного гранитоидного магматизма, контролирует местоположение главных рудных тел обоих вышеупомянутых рудных районов. Второй важнейший структурный пояс имеет северо-западное простирание; он представляет собой региональную зону деформации и по диагонали пересекает территорию Аризоны, примерно совпадая с горной провинцией Рансома. Хотя о строении этой зоны известно еще немногое, но все же установлено, что вдоль нее происходили мощные деформации и что породы в ее пределах подняты относительно соответствующих горизонтов в плато Колорадо, к северо-востоку от рассматриваемого района [18]. В пределах рудного поля Магма проявлены специфические признаки обоих упомянутых структурных поясов. Ориентировка разломов и рудных залежей, локализация интрузивных тел в общем контролируются структурным поясом северо-восточного направления, но рудные тела и видимые в настоящее время элементы структуры, судя по всему, формировались в связи с проявлением активности в структурном поясе северо-западного направления.

Особенности структурного пояса близширотного направления. Разлом Магма и почти все другие минерализованные разрывы в пределах рудного поля простираются в восток-северо-восточном направлении. Эти разломы в южной части площади, изображенной на фиг. 3, приобретают близширотное простирание, а в северной становятся северо-восточными, но для краткости в дальнейшем они будут именоваться разрывами широтной системы. Разрывы этой системы не пересекают и не смещают тела дацитов или какие-либо иные кайнозойские образования, но перекрываются ими; в то же время разломы широтной системы постоянно пересекаются и смещаются разломами меридионального или северо-западного простирания (фиг. 2.) Подобные соотношения свидетельствуют о том, что формирование широтной системы разломов предшествовало развитию разломов север-северо-западного простирания, рудной минерализации и образованию кайнозойских пород. Разломы широтной системы интенсивно развиты в южной половине площади рудного поля (фиг. 2); на картах Шорта и др. [9] и Д. Петерсона [17], составленных в масштабе 1 : 12 000, показаны и другие широтные разломы. Сотни небольших разрывов широтного простирания, развитых в пределах рудного поля, относятся к той же системе. Опущенным по этим разрывам может оказаться либо северный, либо южный блок, но по разломам с большой амплитудой перемещения обычно опускается южный блок. Большая часть рассматриваемых разрывов является сбросами. Разлом Магма и сопряженный с ним разлом Кёрнер (видимый только под землей) вмещают самые богатые руды района. Небольшие рудные тела связаны и с некоторыми другими широтными разломами [9], а на выходах многих второстепенных разрывов этого направления устанавливается марганцевая и железная окисная минерализация. Подобные минерализованные структуры подвергаются тщательному поисковому обследованию.

В северной части района, изображенного на фиг. 2, разломы широтной системы приобретают северо-восточную ориентировку, а число их заметно уменьшается. На карте таких разломов показано совсем немного, потому что смещения линий контактов по ним не картируются. Здесь, в северной части района, к одному из крупных разрывов этой системы приурочена вертикальная фельзитовая дайка, известная под названием Грандфатер-Лид. Хотя сама эта дайка не минерализована, в сланцах Пайнал примерно параллельно ей прослеживается много небольших трещин, часть которых слегка минерализована. Такие структуры тоже подвергаются интенсивному поисковому обследованию.

Время формирования широтных разломов определить трудно. Какая-то часть разрывов возникла в позднем докембрии, но основные движения в этом направлении происходили в промежутке времени между пенсильванским



Ф и г. 3. Геологический разрез через южную стенку жилы Магма.

Геологические элементы спроектированы на вертикальную широтную плоскость. Показаны отработанные участки, линии пересечения с важнейшими апофизами жилы и оси изменения элементов залегания главной жилы.

QTrb — базальты; QTg — конгломераты Гила; Td — дациты; Tw — конгломераты Уайттейл; Pnl — известняки Нако (пенсильванские); Me — известняки Эскаброса (миссисипий); Dm — известняки Мартин; Cms — осадочные породы (кембрий); db — диабазы (докембрий); p€b — базальт; p€m — известняки Мескал; p€ds — кварциты Дриппинг-Спринг; p€p — формация Пионир; p€pi — кристаллические сланцы Пайнал. *1* — отработанные участки; *2* — тектонические перерывы в плоскости жилы.

и третичным периодами. Некоторые факты, выявленные в подземных горных выработках, свидетельствуют о наличии по меньшей мере небольших послерудных движений, но почти никаких подвижек не удалось установить для времени после отложения кайнозойских формаций.

Некоторые разломы близширотного и северо-восточного простирания содержат рудную минерализацию в районе Глоб — Майами [18]. Особенности расположения и ориентировка таких разломов здесь тождественны району Сьюпириор, что заставляет предполагать принадлежность разломов названного направления к одной системе. Такое подобие, вероятно, может быть объяснено региональным характером стресса и движениями по глубинной (fundamental) структурной ослабленной зоне северо-восточного простирания. Растягивающие напряжения (ось наименьшего сжатия) были ориентированы примерно по нормали к плоскостям разломов и во время циркуляции минерализующих флюидов также имели региональный характер.

На запад-юго-западном продолжении линии главнейших интрузивных тел рудного поля Майами около рудника Силвер-Кинг в 3 милях к северу от района Сьюпириор (фиг. 1, 2) располагается шток кварцевых диоритов. Этот шток прорывает породы от раннедокембрийских до пенсильванских и несогласно перекрывается конгломератами Уайттейл третичного (?) возраста. Вероятно, он сформировался примерно в то же время, что и интрузивные тела района Глоб — Майами и, следовательно, может рассматриваться как один из элементов структурного пояса северо-восточного простирания.

Особенности структурного пояса северо-западной ориентировки. Очень эффектный структурный пояс северо-западного простирания в рассматриваемом районе представлен многочисленными разломами север-северо-западного направления и характерным наклоном слоистых пород к востоку. Линия этого перегиба проходит чуть западнее рудника Магма; именно вдоль нее и происходили главные движения земной коры (фиг. 1).

Серия разломов север-северо-западного простирания пересекает и смещает разломы близширотного простирания, равно как и породы до кайнозойского возраста включительно. Сами эти разломы редко минерализованы, но они все-таки контролируют локализацию некоторых рудных столбов на месторождении Магма, что заставляет предполагать более раннее время первых подвижек по ним относительно рудной минерализации (см. раздел «Факторы, определяющие морфологию и размещение рудных тел»). Возобновление подвижек по данным разломам приводило к смещению рудоносных структур и не прекращалось весь третичный период, а возможно, захватывало и четвертичный. Хотя простирание рассматриваемых разломов может меняться от север-северо-восточного до запад-северо-западного, ниже эту систему мы будем именовать меридиональной.

Главным в меридиональной системе является разлом Консентрейтор. Характеризуясь в основном север-северо-западным простиранием, он прослеживается более чем на 10 миль вдоль обрыва Апаче-Лип и уходит далеко за пределы района, показанного на фиг. 2. Около района Сьюпириор в западном блоке этого разлома залегает конгломератовая толща Гила, опущенная относительно докембрийских и палеозойских образований восточного блока; западный блок представляет собой локальный структурный прогиб. Разломы Мейн и Конли-Спринг являются ответвлениями разлома Консентрейтор; опущенными по ним оказываются западные или юго-западные блоки. Особый интерес представляет разлом Мейн, поскольку он смещает жилу Магма. В южной части района, изображенного на фиг. 2, известно несколько меридиональных разломов, пересекающих докембрийские и палеозойские породы, а некоторые из них пересекают также и дациты. По большинству таких разломов опущен западный блок и лишь по очень немногим смещение имело противоположный характер.

В пределах района, изображенного на фиг. 1, различные блоки докембрийских и палеозойских пород погружаются в разных направлениях, но каждый такой блок характеризуется своим главным направлением погружения, которое оказывается удивительно выдержанным в его пределах. По-видимому, подобная выдержанность свидетельствует о том, что различные блоки были равномерно наклонены, а направление падения пород в их пределах служит одним из факторов, помогающих различать отдельные структурные блоки района. Представляется вероятным, что процессы наклонения (tilting) пород и формирования разломов происходили одновременно и взаимосвязанно.

В одном из структурных блоков, частью которого является площадь, соответствующая фиг. 2, верхнекембрийские и палеозойские породы характеризуются восточным падением с углами порядка 30—45°. Вышележащие дациты также наклонены на восток, но под меньшими углами (обычно 15—25°). Подобные соотношения указывают на то, что этот блок начал наклоняться до формирования дацитов и продолжал наклоняться в последующее время.

При рассмотрении фиг. 2 в направлении с юга на север можно заметить небольшие, но закономерные изменения простирания элементов залегания пород, падающих в восточных румбах. По-видимому, такие изменения указывают на существование нескольких пологих складок с близширотной ориентировкой осей, наложенных на регионально наклоненные толщи. Зачастую такие складки трудноуловимы из-за регионального наклона слоистости, а отдельные пласты не удается проследить из-за смещений по разломам. Возраст складчатости относительно других геологических событий неопределенен. Во всяком случае разлом Магма и связанные с ним рудные залежи оказались приуроченными к оси одной из пологих синклинальных складок.

Главная линия структурного перегиба примерно северо-западного направления проходит около района Сьюпириор и пересекает юго-западную часть фиг. 1. Хотя доказательств пока недостаточно, имеются основания полагать, что вдоль этой линии происходили весьма существенные региональные поднятия и опускания. Непосредственно к югу от горы Пикетпост (фиг. 1) выявлен меридиональный пояс длиной несколько миль, образованный почти вертикально залегающими или круто наклоненными на восток породами группы Апаче; примерно такие же пояса вертикального падения пород обнажаются на отдельных участках еще далее на юго-восток [12]. Наличие серии полос крутопадающих пород заставляет предполагать, что поднятие юго-западного блока происходило поперек некоторой довольно четкой линии. Юго-западнее этой линии в пределах всего района породы группы Апаче и палеозойские толщи полностью удалены эрозией, но северо-восточнее той же линии в таких районах, как Сьюпириор и Рей, мощные разрезы этих древних отложений сохраняются. Около Сьюпириора на палеозойских породах залегают третичные дациты, а юго-западнее те же дациты ложатся непосредственно на кристаллические сланцы Пайнал нижнедокембрийского возраста. Отсюда следует, что поднятие юго-западного блока произошло задолго до извержения дацитовой лавы, причем настолько раньше, что успели эродироваться все палеозойские и верхнедокембрийские породы. Вероятно, во время извержения юго-западный блок находился в максимально приподнятом положении, поскольку юго-западнее рассматриваемой структурной линии первоначальная мощность дацитов была значительно меньше, чем на северо-востоке. В последующее время значительная часть дацитов юго-западного блока была довольно быстро эродирована, так что более молодые породы могли ложиться к югу от горы Пикетпост прямо на крутопадающие породы группы Апаче. При более молодых движениях по рассматриваемой структурной линии опускался уже юго-западный блок, а потому этот участок теперь располагается гипсометрически ниже северо-восточного

блока. Значительная часть таких перемещений в районе Сьюпириор осуществлялась по разлому Консентрейтор, так что его, по-видимому, следует рассматривать в качестве одного из элементов региональной структурной линии.

История геологического развития

Самым ранним этапом геологической истории района месторождения Магма, как, впрочем, и других районов центральной и южной Аризоны, явилось формирование мощной толщи обломочных осадочных пород нижнего докембрия. Претерпев складчатость и метаморфизм, эти осадки превратились в кристаллические сланцы Пайнал, прорванные в дальнейшем гранитами как на севере, так и на юге. Позднее произошло выравнивание поверхности с образованием низменного рельефа, а в верхнем докембрии здесь были отложены осадочные и вулканогенные породы группы Апаче. После умеренной эрозии произошло накопление песчанистых осадков, превратившихся в дальнейшем в кварциты Трой. В том же верхнем докембрии рассматриваемый район был интрудирован огромными объемами диабазовой магмы в виде силлов и даек. Эта магматическая деятельность совпала с формированием разломов и, возможно, проявлением слабой складчатости: в это время возникла система широтных разломов.

В кембрии в результате нового периода эрозии на поверхности пологозалегающих пород группы Апаче, кварцитов Трой и диабазов создался умеренно расчлененный рельеф. Пониженные его участки были заполнены обломочными осадочными породами, а некоторые возвышенности, сложенные кварцитами Трой, остались неперекрытыми. Затем в осадконакоплении настал ордовикско-силурийский перерыв, сказавшийся в слабой эрозии территории и сменившийся отложением следующей формации — известняками Мартин девонского возраста, налегающими как на кембрийские породы, так и на выступающие возвышенности кварцитов Трой. Отложение карбонатных пород, начавшись в девоне, продолжалось в пенсильванском периоде (известняки Мартин, Эскаброса и Нако). Уровень моря периодически колебался, что привело к образованию нескольких горизонтов тонкозернистых кластических осадков; в иных же случаях процесс седиментации временно прерывался.

В мезозое территория района, по-видимому, была приподнята, так как мы не видим каких-либо следов мезозойского осадконакопления (меловые осадочные породы развиты южнее и восточнее, но они не достигают рассматриваемого района). К концу мезозойской эры начались мощные деформации земной коры, не прекращавшиеся в течение большей части кайнозоя; тогда же сформировалось несколько массивов кислых интрузивных пород. Именно к этому времени относится образование месторождения Магма и возникновение большей части других рудных месторождений района. Почти все последующее время юго-западный блок структурной линии северо-западного простирания либо оставался приподнятым, либо продолжал испытывать воздымание, что привело к размыву палеозойских и верхнедокембрийских образований.

Основные события геологической истории района месторождения Магма начиная с конца мезозоя вплоть до настоящего времени заключаются в следующем:

1. Сбросовые перемещения по старой системе разломов восток-северо-восточного простирания; возможное возобновление поднятия юго-западного блока, отделенного структурной линией северо-западного простирания от северо-восточного блока, и начало наклонения всего района месторождения в восточные румбы.

2. Внедрение штока кварцевых диоритов около Силвер-Кинг, за чем последовало формирование небольших тел диоритовых порфиритов на всей площади рудного района; отчасти порфириты внедрились в близширотные разломы и образовали дайки; по-видимому, возобновились движения по разрывам север-северо-западного простирания.

3. Отложение рудных минералов в жилах, приуроченных к близширотным разрывам, главным образом к разлому Магма, и в метасоматических *залежах, развитых по благоприятным горизонтам; рудообразующие флюиды* могли поступать из единого источника, подобного гранитному штоку Шульце, находящемуся юго-западнее Майами (приблизительный возраст 60 млн. лет).

4. Продолжающиеся сбросовые подвижки по разломам север-северо-западного простирания, сопровождаемые дальнейшим тектоническим наклонением территории района к востоку.

5. Эрозия и формирование зоны окисления, нижняя граница которой в жиле Магма ориентирована под острым углом к слоистости вмещающих пород.

6. *Тектонические подвижки и последующая эрозия, приведшие к образованию* расчлененного рельефа; накопление третичных (?) конгломератов Уайттейл в локальных прогибах; юго-западный блок структурной линии оставался приподнятым.

7. Среднемиоценовая вулканическая деятельность, выразившаяся сначала в образовании локальных лавовых покровов и штоков, а затем в мощных излияниях дацитовых туфолав (приблизительный возраст 20 млн. лет).

8. Возобновление или продолжение перемещений по разломам север-северо-западного простирания и тектонического наклонения площади района *на восток*.

9. Опускание юго-западного блока относительно северо-восточного по структурной линии запад-северо-западного простирания, риолитовый вулканизм в районе к юго-западу от месторождения Магма, отложение конгломератов Гила (позднетретичное или четвертичное время) в долинах и небольших прогибах, сопровождающееся образованием разрывов.

10. Региональное воздымание, в результате которого создались современная речная сеть и рельеф местности.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Форма рудных тел

Для района месторождения Магма различаются три морфологических типа рудных тел. В порядке возрастания их значимости это: 1) тело, имеющее форму штокверка (залежь Силвер-Кинг); 2) тела замещения в пластах известняка; 3) жилы.

Штокверк Силвер-Кинг. В рудном поле Магма только одно это рудное *тело имеет форму штокверка. Хотя оно разрабатывалось исключительно* для добычи серебра (основная масса которого, по-видимому, имела гипергенное происхождение), в рудах отмечались значительные количества сульфидов цинка, свинца и меди. Этот штокверк целиком залегает в штоке диоритовых порфиритов, внедрившемся в более крупный массив кварцевых диоритов. В настоящее время штокверк выработан карьером диаметром примерно 150 футов, так что о первичном составе руд судить очень трудно.

Ренсом [3] в свое время писал:

Рудное тело когда-то обнажалось на вершине небольшого холма высотой около 75 футов, *сложенного сильно измененными желтовато-бурыми или зеленовато-серыми* (диоритовыми) порфиритами... насколько можно было судить по поверхности, это рудное тело не являлось частью какой-либо жилы и в то же время не было никаких данных, чтобы предполагать здесь место пересечения каких-либо двух или нескольких выдержанных разрывов. По-видимому, это рудное тело представляло собой серию сближенных

и пересекающихся прожилков, развитых среди относительно нетрещиноватых порфиритов... Данное рудное тело имело форму штокверка с максимальным диаметром около 130 футов и в общем характеризовалось западным погружением под углом 70°.

Единственным очевидцем разработки штокверка Силвер-Кинг был Блейк [1]. Рудное тело он описывает следующим образом:

...так называемые порфиры пронизаны сетью кварцевых прожилков, ориентированных во всех направлениях. Мощность этих прожилков может быть не толще листа бумаги, но может достигать четверти дюйма и даже целого дюйма; обычно зальбанды прожилков сложены кварцем, рудные минералы находятся посередине... Кроме таких прожилков, имелись гнезда и неправильные скопления рудных минералов, а также было встречено большое центральное кварцевое тело, в направлении к которому сходились кварцевые прожилки, или, говоря иначе, от которого они расходились во все стороны.

Рудные тела замещения в известняках. Для большинства метасоматических рудных тел вмещающей породой служит пласт темно-серых кристаллических известняков мощностью 10—30 футов. Этот пласт находится в нижней части известняков Мартин девонского возраста, примерно в 10—20 футах выше основания этой формации. Метасоматические залежи развиты в восточной части месторождения Магма и, помимо того, встречены в некоторых других местах района. Выше горизонта 2000 на руднике Магма и в неглубоких горных выработках участков L. S.— A, Куин-Крик и Белмонт рудные тела замещения представлены лишь короткими неширокими линзами. Наиболее богатые линзы (pods) вытянуты вдоль мощных разрывов широтного простирания. (Номера горизонтов на руднике Магма указывают расстояние в футах по вертикали от устья шахты № 1.)

Ниже горизонта 2000 метасоматические руды месторождения Магма образуют крупные пластообразные тела в известняках Мартин с неправильными контурами в деталях, но в общем отвечающие залежи типа «манто», удлиненной в широтном направлении и склоняющейся под углом 30° к востоку в плоскости напластования вмещающих пород. Верхняя часть первого рудного тела замещения в известняках на руднике Магма была встречена чуть выше *горизонта 2000, а само оно прослежено вниз до горизонта 3600. При* последующей разведке было выявлено три новых самостоятельных рудных тела замещения с промышленным содержанием (фиг. 4). Мощность этих рудных тел достигала 90 футов, хотя замещаемые пласты, по-видимому, не могли иметь мощность более 25 футов. Как показали данные отработки, максимальная протяженность непрерывных тел замещения в известняках достигает примерно 1000 футов.

В результате недавно проведенных буровых работ на восточном фланге месторождения было установлено наличие метасоматической рудной залежи в нижней части известняков Эскаброса миссисипского возраста. Общая протяженность этого тела пока не установлена, но известно, что его верхняя граница находится ниже горизонта 3000.

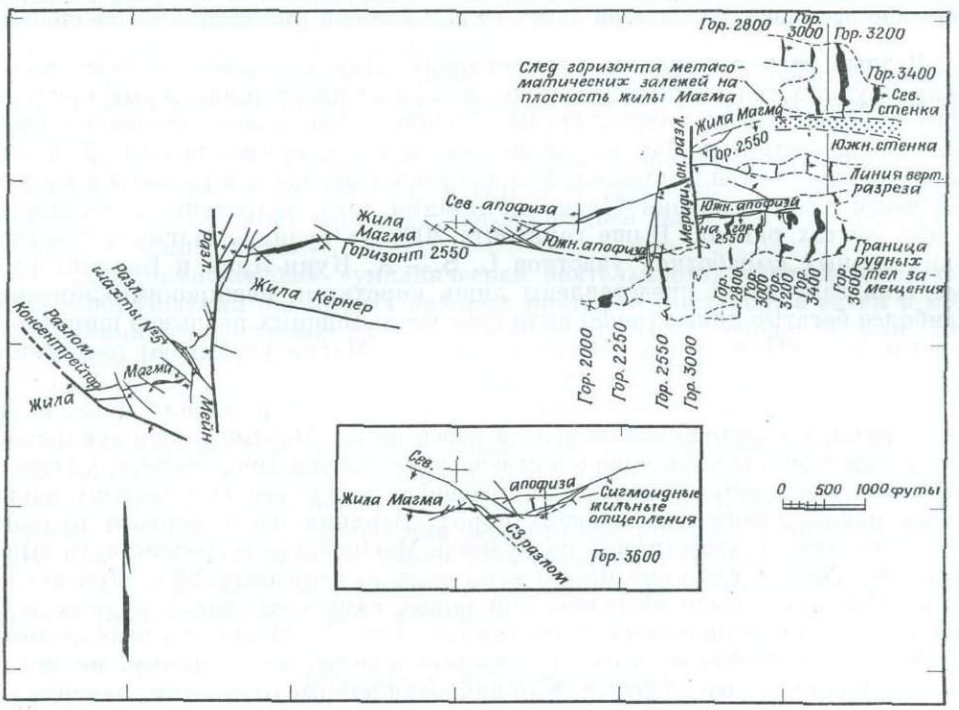
Жила Магма. Основная масса добытых медных руд месторождения приходится на сульфидные рудные тела, связанные с широтной жилой Магма и ее небольших апофиз и отщеплений. Прочие широтные жилы района почти не несут оруденения, исключая окисленной марганцево-серебряной минерализации.

Геология южной стенки жилы Магма и положение рудных блоков показаны на фиг. 3. Контуры рудных блоков в общем характеризуют распространение оруденения в плоскости жилы. Рудная минерализация развита, конечно, на большей площади, чем это показано на фиг. 3 заштрихованными участками, так как руды с низким содержаниями не отрабатывались.

Основная масса добытых руд извлечена из так называемого «главного рудного тела», которое круто склоняется к западу параллельно линии пересечения жилы с разломом Мейн, но на некотором расстоянии от него. «Главное рудное тело» отрабатывалось без перерыва почти от самой дневной по-

верхности до горизонта 4900. «Западное рудное тело» представляет собой небольшую смещенную часть жилы Магма, которая была отработана с западной стороны разлома Мейн между горизонтами 2000 и 2800. «Центральные рудные тела» образуют зону из нескольких рудных столбов восточнее шахты № 3; эта зона в общем характеризуется крутым западным склонением, примерно параллельным линии склонения «главного рудного тела». «Центральные рудные тела» отрабатывались с перерывами от горизонта 1600 до горизонта 4800.

Жила Магма выполняет зону широтного разлома, раскрывшуюся на протяжении более 1000 футов по простиранию. На интервале от поверхностного



Ф и г. 4. Структурный план горизонта 2550 месторождения Магма.

Показана жила Магма, ее главные апофизы, более крупные оперяющие трещины, отрезки жилы, смещенные по крупным разрывам субмеридиональной системы и жила Кёрнер. Здесь же дана проекция контуров метасоматических рудных тел в известняках. На врезке приводится структурный план части горизонта 3600.

выхода вниз до склоняющейся к западу «оси изменения падения» (фиг. 3) жила падает к северу под углом 65°. Ниже упомянутой оси и вплоть до самого глубокого горизонта (4900) направление падения жилы становится южным при угле порядка 78°. Направление и амплитуду смещения по зоне разлома Магма определить не удалось из-за трудности идентификации каких-либо характерных точек с обеих сторон разлома. По самым надежным данным истинное перемещение носило сбросовый характер (южный блок опускался) и осуществлялось главным образом по линии современного падения, с очень небольшой горизонтальной составляющей правостороннего сдвига. Очевиден вращательный тип движений, поскольку вертикальная амплитуда перемещения возрастает с 350 футов около разлома Мейн до 450 футов на восточном фланге месторождения.

Структурный план горизонта 2550 (фиг. 4) иллюстрирует особенности строения жилы в горизонтальном сечении. Здесь видны ответвления жилы и важнейшие смещенные ее части. На площади месторождения различаются три главные системы трещин:

1. Самая ранняя система представлена широтным разломом жилы Магма и выдержанной серией менее крупных сколов, ответвляющихся от него под острыми углами в северо-западном и юго-восточном направлениях. Эта серия разрывов минерализована наиболее интенсивно.

2. Серия мощных сколов северо-западного простирания и менее крупных сколов северо-восточного простирания, часто смещающих жильную зону, причем вдоль некоторых смещающих разрывов устанавливается рудная минерализация. По типу главного перемещения эти сколы следует отнести к сдвигам: подвижки были правосторонними по разломам северо-западного простирания и левосторонними по разломам северо-восточного простирания. (Хотя эта серия разрывов хорошо видна в горных выработках, на поверхности она не картируется и поэтому о ней ничего не говорилось при рассмотрении геологии района.)

3. Мощные меридиональные разломы со следами повторных подвижек, пересекающие все прочие структуры. Разломы этой серии, включающей и разлом Мейн, падают на запад и характеризуются сбросовым типом перемещения (западный блок опущен) при значительной левосторонней сдвиговой составляющей.

Жила Кёрнер — апофиза жилы Магма — на участке отработки проходит в 1000 футах от основной рудоносной структуры (фиг. 4). Это невыдержанный рудный столб, обладающий западным склонением; отрабатывался он между горизонтами 3400 и 4200.

В блоке, заключенном между разломами Мейн и Консентрейтор, расположен смещенный отрезок жилы Магма, рассеченный серией сколовых нарушений северо-западного простирания. Подобная структура, по-видимому, могла возникнуть при дифференциальном левостороннем перемещении блока пород между разломами Мейн и Консентрейтор.

Разрыв, вмещающий жилу Магма, не прямолинеен, а представляет собой «изогнутую плоскость». Участки наибольших искривлений сглаживаются при сколовых деформациях в плоскости жилы, причем образуется серия линз, ограниченных сигмоидными трещинами.

Жила Магма представляет собой сложную структуру, состоящую из многочисленных тектонических швов, апофиз и диагональных разрывов. Все эти элементы возникли не одновременно, а в течение нескольких периодов подвижек по разлому. Каждый такой период характеризовался специфической ориентировкой стресса, но усложнялся наличием ранее возникших разрывов. По большей части диагональные разрывы дорудные, так как они либо сами минерализованы, либо контролируют распространение оруденения. В западной части месторождения около разлома Мейн в рассматриваемых разрывах проявлены внутрирудные и послерудные подвижки, заметные по явлениям растаскивания и брекчирования сульфидного материала, образованию на сульфидах зеркал скольжения; в восточной части месторождения деформированные сульфиды встречаются редко.

В зону разлома Магма еще до оруденения внедрились дайки диоритовых порфиритов, они же кое-где развиваются и вдоль сколов северо-восточного простирания. Рудная минерализация вдоль ранних порфиритовых даек следует очень редко, что, по-видимому, свидетельствует о наличии движений по разлому в период времени между порфиритовой интрузией и рудоотложением.

Жила Магма — это кварцево-сульфидное тело, развитое за счет замещения перетертых и рассланцованных боковых пород. Мощность ее колеблется от долей фута до 50 и более футов. Максимальная длина по простиранию непрерывно отработанного пространства превышает 2200 футов. Часто жила бывает приурочена к единому разрыву с резкими зальбандами, четко определяемыми слоем тектонической глинки; местами жильная зона усложняется развитием «отщеплений» (split) и апофиз (branch). (Термином «отщепление»

обозначается трещина, отходящая от главного разрыва, но вновь соединяющаяся с ним; «апофиза» ответвляется от главной структуры и больше с ней не соединяется.)

Сложные жильные отщепления обычны для «центральных рудных тел». Эти рудоносные структуры имеют сигмоидную форму как в плане, так и в разрезе, причем отдельные жильные отщепления часто связываются друг с другом посредством «роллов»— криволинейных трещин растяжения (tensional «roll» structures). Рудные минералы могут занимать все пространство между лежачим боком одной ветви жилы через такой «ролл» до висячего блока другой ветви жилы. В плане сигмоидные отщепления могут располагаться кулисообразно или соединяться поверхностью жилы простого строения; в таком случае рудные минералы могут проникать от лежачего бока одной жильной ветви до висячего бока соседней жильной ветви по каким-либо иным сложным структурам.

Разлом Магма сопровождается многочисленными апофизами (branch), но промышленное оруденение развивается только вдоль четырех из них. Две самые восточные жильные апофизы — одна, отходящая от жилы Магма на северо-запад, и другая, отходящая на юго-восток,— являются частью зоны «центральных рудных тел» и в общем совпадают с участком развития сигмоидных жильных отщеплений (фиг. 3, 4). Эти две жилы, отработанные около места их сочленения с жилой Магма, по-видимому, являлись частью «гидродинамической системы» крутой, склоняющейся в западном направлении «центральной рудной зоны». Северная апофиза в нижней, западной части «главного рудного тела» (фиг. 3) залегает в основном среди кристаллических сланцев Пайнал и отходит от главной жилы в северо-западном направлении. Эта апофиза несет богатое оруденение, особенно около места ее пересечения с жилой Магма; отрабатывалась эта апофиза почти на всем ее протяжении параллельно жиле Магма. Жила Кёрнер залегает к югу от жилы Магма и отходит от нее в юго-восточном направлении (фиг. 4). Судя по проекции, линия ее пересечения с жилой Магма должна находиться западнее разлома Мейн, в том месте, где нет горных выработок.

Минералогия

Меднорудные тела месторождения —«типичные» мезотермальные образования. Минеральный состав и общие закономерности распространения оруденения в жиле Магма подобны таковым для месторождения Бьютт в Монтане. Главные рудные минералы — халькопирит, борнит, энаргит, теннантит, халькозин, дигенит и сфалерит, развитые в переменных количествах при наличии определенной зональности (фиг. 5). Основные жильные минералы — пирит и кварц; менее обычны карбонаты и гематит.

Руды метасоматических залежей в известняках в минералогическом отношении подобны жильным рудам, но резко отличаются от них своими текстурами. Главный рудный минерал метасоматических залежей — халькопирит; обычно он сопровождается борнитом. Реже встречаются энаргит, теннантит и халькозин, а дигенит отсутствует. Среди нерудных минералов здесь преобладают пластинчатый спекулярит — гематит и пирит; кварц, барит и кальцит встречаются спорадически, обычно в виде кристаллов, выстилающих полости.

Большая часть руд, добытых из жилы выше горизонта 900, была либо обогащена в результате гипергенных процессов, либо просто окислена. Участки таких обогащенных или окисленных руд встречаются в жиле ближе к ее восточному флангу на глубину до горизонта 2000 [13]. Однако, имея в виду общие запасы руд месторождения Магма, явления вторичного обогащения особого значения не имеют. Дело в том, что на верхних горизонтах

не только процессы гипергенеза были слабо проявлены, но и сам рудный столб был непротяженным и невыдержанным.

Список минералов, когда-либо установленных на месторождении Магма, приводится в табл. I.

Таблица I

Минералы, установленные на месторождении Магма

Гипогенные		Гипергенные	
Анкерит	Пирит (*py*)	Азурит	Малахит
Барит	Родохрозит	Борнит	Манганит
Борнит (*bn*)	Серебро	Галлуазит	Медь
Виттихенит	Сидерит (*sid*)	Гемиморфит	Оливенит
Галенит (*gn*)	Сфалерит (*sl*)	Гидроцинкит	Псиломелан
Гематит (*hm*)	Теннантит (*tn*)	Дигенит	Серебро
Дигенит (*di*)	Фаматинит	Диоптаз	Халцедоновидный кварц
Золото	Халькозин (*cc*)	Ковеллин	Халькозин
Кварц (*qz*)	Халькопирит (*cp*)	Коронадит	*Хризоколла*
Колусит (*col*)	Штромейерит	Куприт	
Магнетит (*mg*)	Энаргит (*en*)	Лимонит	

Тщательное и наиболее полное исследование руд месторождения Магма проведено Густафсоном [14]. Хотя за последующие годы были получены некоторые новые данные, многие приводимые ниже сведения и большая часть выводов базируются именно на упомянутой работе Густафсона. Вопросы минералогии, парагенезиса, гипогенной зональности в ней рассмотрены более подробно, чем это смогли сделать мы в настоящем разделе.

Кварц. Первыми из минералов в жиле Магма отложились кварц и пирит, широкое развитые вдоль рудовмещающего разлома далеко за пределами участков промышленного медного оруденения. Кварц обычно замещает перетёртые и рассланцованные боковые породы, что иногда обусловливает полосчатое строение жилы; в большинстве рудных тел замещения в известняках он редок. Шорт и др. [9] и Густафсон [14] сходятся на том, что кварц выделялся как до отложения пирита, так и после.

Магнетит. Магнетит встречается в виде редких кристаллов и скоплений в метасоматических рудах среди известняков, где иногда замещается гематитом.

Гематит. Мелкокристаллические спекулярит-гематитовые жилы широко развиты в «центральных рудных телах» между горизонтами 3600 и 4400, но встречаются и выше, до горизонта 1800. Вместе с сидеритом и подчиненным кварцем гематит образует макроскопически и микроскопически видимые прожилки, пересекающие сфалерит и выполняющие трещины в подробленных пирите и халькопирите. Таким образом, гематит-сидеритовая ассоциация моложе основной массы рудных сульфидов.

В рудных телах замещения пластинчатый спекулярит-гематит становится главным нерудным минералом выше горизонта 3000, а ниже до горизонта 3600 он встречается вместе с пиритом в виде полосчатых образований. Соотношения между гематитом и пиритом обычно неясные, но Парк и Мак-Дормид [19] представили доказательства замещения гематита пиритом. И тот, и другой минералы являются более ранними по отношению к сульфидам меди.

Карбонаты. На месторождении Магма установлено несколько карбонатных минералов, развитых, правда, в не очень больших количествах. Сидерит (а отчасти, видимо, и анкерит) встречаются вместе с гематитом в парагенетически поздних гематит-сидеритовых прожилках, пересекающих сульфидные руды в центральной части месторождения. Судя по всему, наличие

таких гематит-сидеритовых образований в «центральных рудных телах» связано с явлением минеральной зональности. В рудных телах замещения среди известняков иногда наблюдаются почковидные агрегаты сидерита, выстилающие полости в сульфидах.

Родохрозит редко встречается на самом месторождении, но на некотором удалении иногда устанавливается в виде выполнения трещин, пересекающих диабазы и известняки. Этот минерал, по-видимому, был главным источником марганца для окислов, зачернивших известняки в зоне окисления.

Кристаллы кальцита повсеместно выстилают полости и трещины в рудных телах замещения, развитых в известняках. Кроме того, кальцит выполняет разломы меридиональной системы, раскрывшиеся в центральной части месторождения. По-видимому, кальцит отлагался при затухании гидротермальной деятельности, а также позднее за счет просачивающихся подземных вод.

Барит. Небольшие медово-желтые и прозрачные кристаллы барита иногда встречаются в местасоматических рудных телах среди известняков. Они наблюдаются в виде поздних корочек в полостях, на обломках массивных сульфидов около разломов и выстилают крупные полости выщелачивания у верхней (западной) границы распространения оруденения.

Пирит. Это наиболее распространенный нерудный минерал месторождения Магма. В жиле он развит в виде зернистых агрегатов в срастании с кварцем, а также в виде самостоятельных выделений со слаборазвитыми кристаллическими гранями. Шорт и др. [9] указывают: «На верхних горизонтах процентное содержание пирита по сравнению с количеством сульфидов меди низкое, чем и обусловлено отсутствие сколько-нибудь значительной железной шляпы на выходе жилы Магма». На нижних горизонтах, а особенно по краям и на пережимах главных рудных столбов количество пирита заметно возрастает.

В метасоматическом рудном теле пирит редко встречается выше горизонта 3000, но зато оказывается одним из главных нерудных минералов ниже этого горизонта. В рудах замещения пирит часто образует тесные срастания с гематитом, однако более обычно чередование пластов, замещенных пиритом, с пластами, замещенными гематитом, при отсутствии какой-либо закономерности или последовательности в их размещении.

Для руд месторождения Магма пирит был самым ранним сульфидным минералом; его отложение произошло до начала выделения других сульфидов [9]. Пирит обычно пересекается и корродируется сульфидами меди; в полированных шлифах видно, что пирит часто образует текстуры типа «разорвавшейся бомбы».

Сфалерит. В верхней части «главного рудного тела» даже богатейшие медные руды содержат значительные количества сфалерита, развитого главным образом в виде микроскопических выделений, пересекаемых и замещаемых сульфидами меди. Ниже горизонта 1500 содержание сфалерита заметно убывает, а на больших глубинах этот минерал почти совсем исчезает. Крупные рудные блоки с содержанием меди, значительно уступающим содержанию цинка, отрабатывались в верхней части «центральных рудных тел» между горизонтами 1300 и 2250. Иногда отдельные корродированные скопления сфалерита можно встретить в медных рудах на самых глубоких горизонтах «центральных рудных тел»; маломощные непротяженные сфалеритовые прожилки в боковых породах около жилы Магма устанавливаются во всех частях месторождения.

Крутопадающие близширотные жилки сфалерита пересекают кварциты под рудными телами замещения в известняках, хотя обычно сами такие руды сфалерита почти не содержат.

Энаргит. В жиле Магма энаргит встречается главным образом в нижней западной части «главного рудного столба» [9]. Количество энаргита возрас-

тает в направлении вниз и к западу таким образом, что в конце концов он становится там главным минералом меди (фиг. 5). Обычно энаргит образует срастания с теннантитом, содержание которого возрастает в противоположном направлении по мере исчезновения энаргита.

При недавних очистных работах в глубинных частях «центральных рудных тел» между горизонтами 4400 и 4800 выявлен изолированный энаргитовый столб (фиг. 5). Во все стороны от этого рудного тела энаргитовые руды сменились теннантитовыми и далее халькопирит-пиритовыми.

Теннантит. Шорт и др. [9] писали: «Теннантит на месторождении не был обнаружен выше горизонта 1000... Между горизонтами 1000 и 3200 он встречается часто, но в значительно меньших количествах, чем борнит и халькопирит».

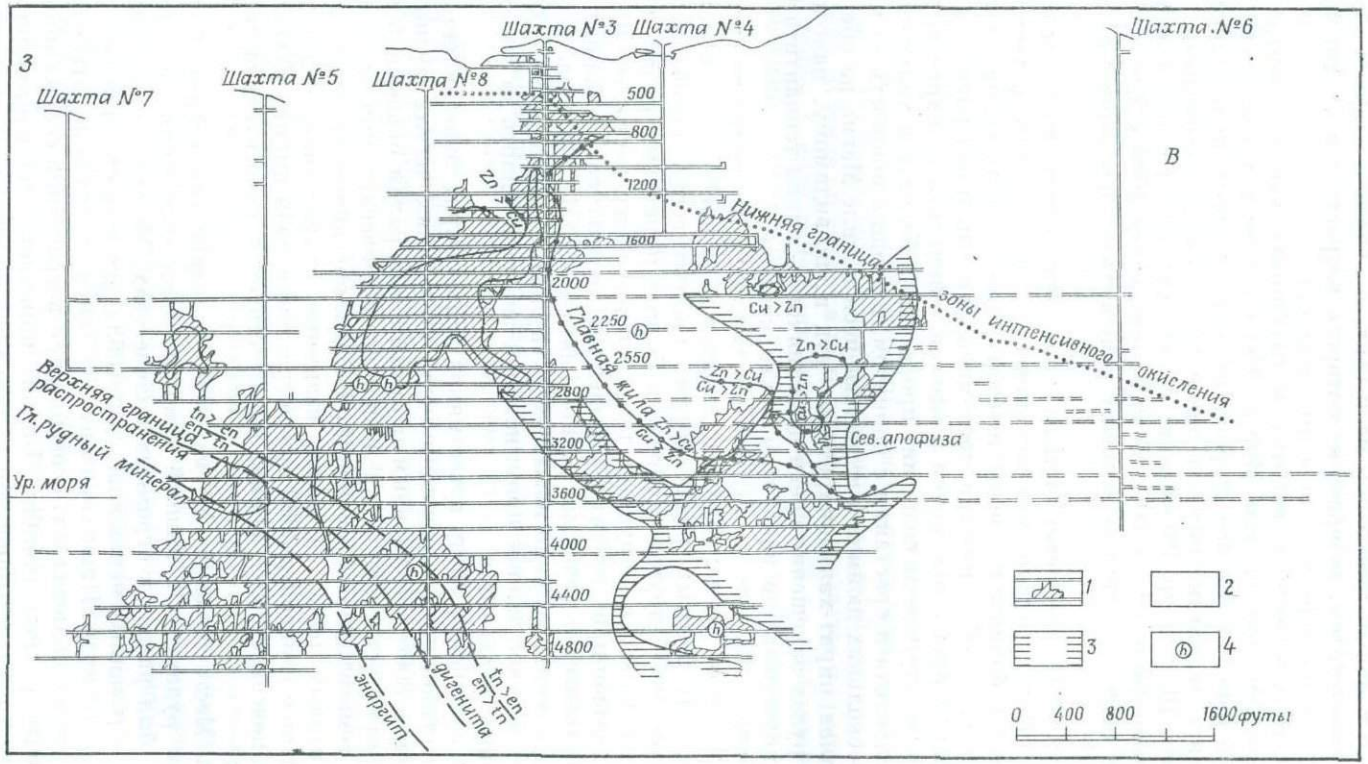
Густафсон [14] различает четыре типа теннантита по условиям его нахождения: 1) рассеянная микроскопическая вкрапленность теннантита в халькопирите и борните с неясными «взаимными» структурными соотношениями, проще всего объяснимыми послеминерализационным распадом твердого раствора; 2) прожилки, пятна и каемки теннантита в энаргите, в этом случае теннантит обычно не содержит прорастаний борнита и халькопирита; 3) линзы теннантита в срастании с борнитом, имеющие мощность от первых дюймов до нескольких дюймов и встречающиеся в жиле Магма на обогащенных интервалах пирит-халькопиритовых руд и, по-видимому, наложенные на них; 4) в рудах замещения среди известняков — линзы теннантита в прорастании с подчиненными энаргитом и халькозином.

Халькопирит. Шорт и др. [9] так описывали халькопирит из «главного рудного тела» жилы Магма: «Среди сульфидов меди наиболее распространен халькопирит... В богатых рудах борнит количественно преобладает над халькопиритом, но, с другой стороны, в бедных пиритовых рудах, в свинцово-цинковых рудах и в рудных телах, залегающих восточнее нулевого квершлага, халькопирит развит в переменных количествах, а борнит отсутствует или встречается довольно редко» (шахты №№ 1, 2 и 3 расположены на одном меридиане, условно называемом «нулевым квершлагом»). Халькопирит сохраняет свое важное промышленное значение вплоть до самых нижних рудничных горизонтов.

В рудах замещения среди известняков халькопирит тоже является наиболее распространенным минералом меди. В верхних частях рудных тел, выше горизонта 3000, где главным нерудным минералом оказывается гематит, халькопирит встречается как в виде октаэдрических кристаллов среди решетчатых гематитовых образований, так и в массивных метасоматических гематит-пиритовых рудах. Обычны взаимные прорастания халькопирита и борнита. Ниже горизонта 3000 при возрастании роли пирита халькопирит встречается повсеместно, а борнит присутствует в относительно меньших количествах.

Борнит. Месторождение Магма когда-то славилось своими богатыми борнитовыми рудами. От нижней границы зоны окисления до горизонта 2800 борнит был развит в огромных количествах. Между горизонтами 2800 и 3600 мощность жилы уменьшилась и преобладающими стали бедные пирит-халькопиритовые руды. Ниже горизонта 3600 снова начал появляться борнит, но уже в меньших количествах, особенно при возрастании содержания энаргита в богатых рудных столбах. Борнит понемногу, но постоянно встречается до самых нижних горизонтов рудника как по «главному рудному телу», так и по «центральным рудным зонам», но массивные борнитовые рудные тела там найдены не были.

Борнит — обычный компонент метасоматических руд в известняках, особенно на тех участках, где главным нерудным минералом является гематит. На участках преобладания пирита распространение борнита, как правило, ограничено зонами с повышенным содержанием меди.



Ф и г. 5. Минеральная зональность в жиле Магма; проекция на вертикальную широтную плоскость.

1 — отработанные участки жилы; *2* — площадь интенсивного развития борнита; *3* — площадь развития многочисленных гематитовых прожилков; *4* — отдельные находки образцов с гематитовыми прожилками.

Густафсон [14] сообщает, что в глубинных частях «главного рудного тела» борнит обычно вместе с халькозином или халькозин-дигенитом образует неправильные линзы и полосы в пределах отдельных жильных отщеплений. В «центральных рудных телах» при менее интенсивной минерализации борнит, как правило, встречается в ассоциации с теннантитом в виде линз, подчиняющихся общей жильной структуре и развитых среди мощных халькопиритовых руд. Хотя безусловных данных о месте борнита в общей последовательности минералообразования не существует, некоторые структурно-текстурные и общие геометрические соотношения позволяют считать, что он выделился довольно поздно и был сильно преобразован вследствие распада твердого раствора.

Халькозин. Гипогенный халькозин — незначительная, но постоянная составная часть большинства богатых борнитовых руд «главного рудного тела» на интервале от нижней границы зоны окисления до горизонта 4000: ниже халькозин постепенно вытесняется дигенитом. Описывая руды верхних горизонтов, Шорт и др. [9] отмечали: «Гипогенный халькозин никогда не встречается в виде самостоятельных скоплений более 5 мм в диаметре. Микроскопическое исследование показало, что этот минерал повсюду ассоциирует с борнитом». Густафсон [14] согласен с Шортом в том, что халькозин нижних горизонтов месторождения не может иметь гипергенное происхождение.

Для метасоматических рудных залежей среди известняков халькозин нехарактерен; там он изредка наблюдается в виде сплошных линзовидных *скоплений вместе с борнитом, в теннантит-энаргитовых линзах* (*совсем* в малых количествах) и очень редко в виде мельчайших орторомбических кристаллов, выстилающих стенки полостей.

Дигенит. В «главном рудном теле» микроскопические вкрапления дигенита развиты во всех борнит-халькозиновых рудах ниже горизонта 3400 [9]. Макроскопические выделения дигенита впервые были найдены в рудах ниже горизонта 4400 на западном фланге месторождения и во все больших количествах устанавливаются к самым глубоким горизонтам рудника. Густафсон [9] обратил внимание, что дигенит связан с маломощными жильными отщеплениями, полосками и линзами в массивных рудах, состоящими на 50% и более из борнита, и что почти повсюду дигенит ассоциирует с борнитом и халькозином.

Серебро и золото. Хотя общая масса добытых благородных металлов на месторождении достаточно велика, их редко удается наблюдать в виде самостоятельных выделений, а форма их нахождения в рудах еще достоверно не установлена. Основная масса гипогенных серебра и золота незакономерно рассеяна в богатых рудных телах. Серебро, вероятно, присутствует в виде субмикроскопических срастаний с штромейеритом среди сульфидов меди и цинка. Золото, возможно, находится в молекулярном дисперсном состоянии, преимущественно в сульфидных минералах меди, цинка и серебра.

Изменения боковых пород

Изменения боковых пород на месторождении Магма проявлены неотчетливо, а потому до сих пор не привлекли к себе достаточного внимания и систематически не изучались. В большинстве случаев гидротермальное изменение, связанное с рудной минерализацией, развито лишь в непосредственной близости от рудной зоны и не распространяется в стороны от нее более чем на несколько футов. В то же время гидротермальное изменение палеозойских известняков не ограничивается участком развития рудных тел: часто не очень интенсивное, оно распространяется по всей площади рудного поля.

В нескольких сотнях футов ниже границы зоны окисления в непосредственной близости от жилы Магма очень характерна интенсивная аргиллизация диабазов. В результате этого процесса образовались значительные массы жирных глин, а около небольших пиритовых жил возникли ореолы сильного выщелачивания. Для той же жилы Магма, но на нижних горизонтах, интенсивная аргиллизация уже не характерна; не проявилась она и около малых пиритовых жил на верхних горизонтах. Судя по всему, процесс аргиллизации связан с гипергенезом и, по-видимому, обусловлен выщелачивающим воздействием просачивающихся метеорных вод, подкисленных при разложении пирита на верхних горизонтах.

Кристаллические сланцы. В пределах рудной зоны процесс изменения кристаллических сланцев сводится к окварцеванию и серицитизации. Видимые оторочки изменения по ширине обычно не превышают нескольких дюймов.

Кварциты. На удалении от зальбандов жилы каких-либо изменений в кварцитах почти не заметно. В пределах жильной зоны кремнезем, по-видимому, заимствуется из кварцитов и переотлагается в виде жильного кварца.

Диабазы. Внутри жильной зоны диабазы почти нацело замещаются кварцем и серицитом и превращаются в породу, очень трудно отличимую от окварцованных порфиритов или кварцитов. С удалением от жилы этот процесс быстро ослабевает. Около самой жилы порода становится зеленоватой и плотной, сохраняя лишь очень слабые следы первоначальной офитовой структуры.

Внешне окварцевание как правило не заметно, но микроскопические исследования Локка [4] показали, что фенокристаллы и основная масса диабаза замещаются мелкозернистым кварцем, чешуйками серицита и в меньшей степени хлоритом. На удалении от жилы окварцевание быстро ослабевает, в результате чего становятся хорошо различимыми очертания фенокристаллов полевого шпата, хотя сами они еще остаются сильно серицитизированными, а в основной массе большее развитие получают хлорит и карбонат.

Порфиры. Гидротермальное изменение в этих породах проявилось почти так же, как в диабазах. В жильной зоне порфиры интенсивно окварцованы. На удалении от зальбандов жил широко проявлена серицитизация, все фенокристаллы, кроме кварцевых, нацело замещены. В порфировых дайках, не следующих вдоль жил, а также в дайках и силлах в известняках очертания первичных фенокристаллов полевого шпата, биотита и роговой обманки различимы, но даже в наименее измененных разностях пород процесс серицитизации фенокристаллов и основной массы развит настолько широко, что точная петрографическая идентификация таких пород очень затруднительна.

Известняки. Изменение палеозойских известняков выражено слабо, но развито оно очень широко. Здесь даже в непосредственном контакте с порфировым интрузивом скарны или роговики не возникли, а джаспероиды встречаются чрезвычайно редко. В отличие от прочих известных метасоматических месторождений в известняках на месторождении Магма замещаемые известняки не подверглись заметной доломитизации и обычно содержат не более 1% MgO.

Реликты известняка из оруденелого горизонта Мартин и некоторые другие вышележащие известняковые горизонты были перекристаллизованы, по-видимому, под воздействием гидротермальных флюидов. В такой породе обычно устанавливается выдержанная, очень тонкозернистая кристаллическая структура, а под еще более интенсивным гидротермальным воздействием известняки становятся кавернозными и пористыми. В этом и заключаются все наблюдаемые изменения, связанные с очень богатыми рудными телами замещения.

В части известняков Эскаброса изменения несколько более отчетливы: *они включают явления растворения известняков с образованием стилолитов*, брекчий обрушения и прочих нарушений первичного облика породы. Здесь *из измененного известняка выкристаллизовываются прожилки и неправильные* массы темно-желтого или белого кальцита. В зонах такого изменения *обломки более свежего известняка обладают слабым сероводородным запахом*. Какой-либо рудной минерализации в связи с изменением этого типа не обнаружено.

Зональность и парагенезис

Пространственная зональность. Простая минеральная зональность (в обычном понимании этого термина) выражается в приуроченности раннего сфалерита к верхним частям жилы Магма, а энаргита и дигенита к нижним. Основные элементы такой зональности изображены на фиг. 5. В то же время сульфиды меди и железа не обнаруживают общей для месторождения зональности в своем распространении относительно, скажем, какого-либо «горячего» центра, но, по-видимому, образуют «локальные» зоны вокруг каналов концентрированного течения гидротермальных флюидов. По существу такие каналы являются центрами более крупных рудных столбов и фиксируются *линзами массивных богатых руд*. Подобная зональность обычно выражается в постепенной смене бедных пирит-халькопиритовых руд, развитых на удалении *от рудоподводящих каналов, рудами более богатыми, имеющими борнит-халькозиновый* или энаргит-теннантитовый состав и залегающими либо в самих каналах, либо около них. *Минеральный состав отдельных «зональных»* рудных столбов для месторождения в целом может быть различным.

Гематит-сидеритовые прожилки, столь широко развитые в бедных халькопиритовых рудах «центральных рудных тел» выше горизонта 4400, отсутствуют в богатых энаргит-теннантит-борнитовых рудах нижних горизонтов. Поскольку богатое «главное рудное тело» не рассечено гематитовыми и карбонатными жилками, представляется, что гематит-карбонатная минерализация распространяется зонально, в периферических частях богатых рудных тел.

В рудных телах замещения среди известняков грубая зональность устанавливается по распространению пирита и гематита. Гематит преобладает среди нерудных минералов выше горизонта 3000; ниже он сменяется пиритом. Подобная зональность не имеет связи с каким-либо определенным структурным элементом; вероятно, гематит вообще становится более распространенным в направлении к границам рудных тел замещения.

Парагенетические ряды. *Характеризуя различные типы руд месторождения* Магма, Густафсон выделил шесть парагенетических рядов.

Тип руд определяется близким минеральным составом, сходной структурной обстановкой и одинаковым положением в зональной системе. Парагенетические ряды перечисляются ниже в хронологической последовательности. Минералы, индексы которых разделены запятыми, выделялись либо почти одновременно, либо в виде единого твердого раствора. Минералы, индексы которых взяты в скобки, всегда развиты в подчиненных количествах и не обязательно должны присутствовать в каждом штуфном образце (индексы минералов объяснены в табл. I).

A. py — cp, (bn, tn) — bn, cc, tn. Богатая медная руда средних и верхних горизонтов «главного рудного тела».

B. py — en — cp, (bn) — tn, bn, cc, di. Богатая медная руда с нижних горизонтов «главного рудного тела».

C. py — en — cp, bn, (tn) — bn, cc, tn. Этот ряд характерен для теннантитовых линз восточной части метасоматических рудных тел, но местами встречается и в жиле — вдоль верхней границы энаргитовой зоны и выше нее.

D. py — cp — bn, tn — hm, sid. Медные руды из «центральных рудных тел» выше горизонта 4400, а также из пережимов «главного рудного тела».

E. hm — (mg), py — sl — gn, cp, (bn)—(bn). Цинковые руды из «центральных рудных тел» и с верхних горизонтов «главного рудного тела».

F. (*mg*) — *hm* — *py* — *cp* — *bn*, (*tn*). *Основная масса метасоматических руд.*

Во всех перечисленных выше парагенетических рядах раньше других выделяется пирит, который затем сменяется минералами с возрастающим отношением меди к железу; если же в каком-либо ряду присутствует энаргит, то он вытесняется теннантитом. Отложение сфалерита обычно предшествует выделению медных минералов, но малые его количества устанавливаются и в связи с формированием поздних гематит-сидеритовых жил. Галенит отлагается одновременно с халькопиритом, но значительная его часть входила в состав позднего борнита, из которого она выделялась в результате распада твердого раствора. Минеральные фазы других важных компонентов, кроме меди, железа, мышьяка, серы, свинца, цинка и кислорода, образовались только после распада твердых растворов. Гематит в разных частях месторождения кристаллизовался как до процесса рудообразования, так и после него.

Доказательства поздней дополнительной стадии рудной минерализации наблюдаются по всему месторождению. Наиболее ярко они выражаются в образовании «почковидных» корочек халькопирита, покрывающих обломки сульфидов около разрывов, секущих рудные тела. Отчетливая коррозия энаргита и теннантита на глубоких горизонтах «центральных рудных тел», а также разъедание халькопирита, связанное с редкими выделениями самородного золота в зонах разрыва среди метасоматических залежей, свидетельствуют об изменении химизма гидротермального флюида поздней стадии. Густафсон [14] обнаружил мельчайшие кристаллы борнита, пирита и халькозина в пустотках среди теннантитовых линз из рудных тел замещения в известняках. На основании формы и условий нахождения этих кристаллов Густафсон пришел к выводу, что они осаждались в самую позднюю стадию рудной минерализации. Позднейшие наблюдения показали, что последними формировались кристаллический кальцит и бурый или прозрачный барит, которые, по-видимому, также следует отнести к продуктам этой поздней «ущербной» стадии минерализации.

Причины возникновения парагенетических рядов и зональности. Различные причины наблюдаемых парагенетических соотношений и зональности на месторождении Магма рассмотрены Густафсоном [14]. Наиболее характерная особенность — постепенная смена пирита ассоциациями сульфидов с бóльшим содержанием меди и серы как во времени, так и в пространстве, с приближением к главным рудоподводящим каналам. В направлении снизу вверх снижались температура и давление, что наряду с изменением состава боковых пород вызывало общую эволюцию рудоносного раствора в сторону повышения активности меди и серы, но эти причины не могли контролировать зональность около отдельных рудных линз. Густафсон склонялся к тому мнению, что большую роль в этом отношении играло взаимодействие раствора с ранее образованным пиритом. Степень такого взаимодействия решающим образом зависит от структуры или «проницаемости» (скважности) жилы. Если по краям главных рудоподводящих каналов или в каких-либо иных местах скорость движения раствора была замедленной, а контакт с пиритом тесным, то по своему химизму раствор оставался близким к границе устойчивости между пиритом и халькопиритом. В то же время в главных рудоподводящих каналах при более интенсивном течении раствора пирит переводился в раствор или изолировался от раствора корочкой халькопирита, что зависело от соотношения скоростей реакции в растворе и реакции между раствором и пиритом. В этом случае состав раствора мог выходить за пределы поля устойчивости пирита и смещаться в сторону полей борнита и халькозина.

Качество руд

В рудах, добытых на месторождении Магма, содержание полезных компонентов в среднем составило: 5,69% меди, 1,93 унции на 1 т серебра и 0,031 унции на 1 т золота (данные за период с 1915 г. до конца 1964 г.).

Содержание меди в рудах месторождения по мере углубления рудника постепенно снижалось. Отчасти это снижение объясняется обеднением руд с глубиной, но в значительно большей степени связано с повышением извлечения металла при обогащении и ростом производительности, обусловленном вовлечением в добычу больших запасов руд с пониженным содержанием металла.

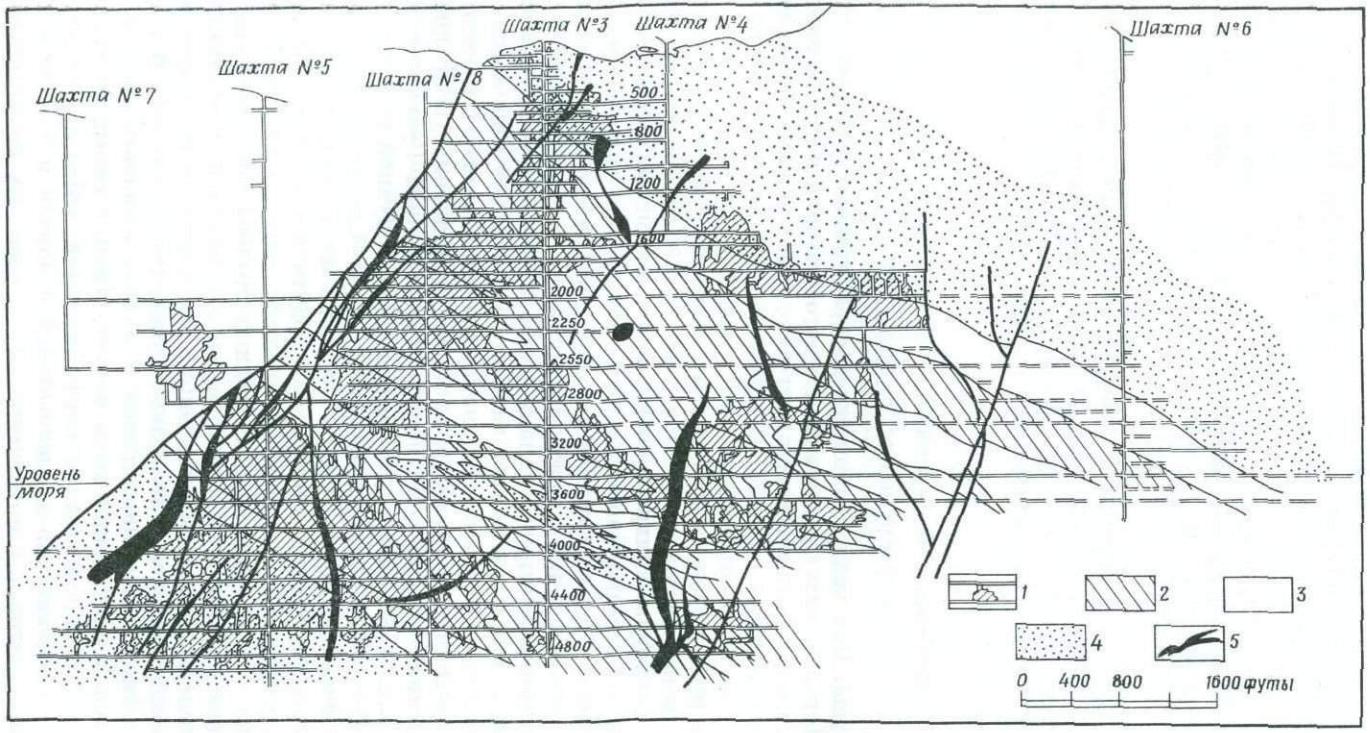
Содержание золота и серебра в добываемой руде оставалось постоянным со времени отработки обогащенных верхних горизонтов месторождения. Заметное обеднение извлекаемых руд началось с 1961 г., когда, помимо «главного рудного тела», начали активно отрабатываться метасоматические залежи в известняках.

Факторы, определяющие морфологию и размещение рудных тел

Жильные руды. Как видно по контурам отработанных участков, рудные тела в жиле Магма образуют две зоны, круто склоняющиеся в западном направлении и соединяющиеся друг с другом рудными зонами более полого склоняющимися к востоку (фиг. 3). В действительности рудные зоны более выдержанны, чем об этом можно судить по контурам очистных блоков. В местах сочленения рудных зон, склоняющихся к западу и к востоку, содержание металлов в рудах повышается.

Одним из факторов контроля оруденения на месторождении Магма издавна считалась благоприятность боковых пород для замещения. Точка зрения о благоприятном для оруденения характере диабазов получила свое подтверждение, когда горные выработки достигли таких глубин, которые позволили установить взаимную параллельность ориентировки слоистости и пологих рудных зон с восточным склонением. Однако при позднейших исследованиях основное внимание уделялось представлению о том, что главным фактором контроля оруденения является проницаемость вмещающих пород, обусловленная структурой участка. Проведенный Густафсоном [14] специальный анализ показывает, что приуроченность рудной минерализации к диабазам имеет случайный характер (фиг. 6). Следует признать, что трещиноватость боковых пород или способность их к брекчированию для разных типов пород различна и что подобные факторы оказывают определенное влияние на относительную благоприятность этих пород для развития в них оруденения. Однако для мощных рудных столбов, без перерыва пересекающих боковые породы всех типов, подобные факторы представляются вторичными. Исключение в этом отношении составляют лишь порфиритовые дайки, являющиеся для рудных тел плохой вмещающей породой. В тех случаях, когда жила пересекает порфиритовую дайку, мощность жилы обычно резко уменьшается, а содержание меди падает. Лишь в самых богатых рудных столбах участки пересечения с порфиритовыми дайками оказываются промышленными. Большинство исследователей сходятся в том, что неблагоприятность порфиритов для оруденения обусловлена их пониженной проницаемостью сравнительно с проницаемостью более древних сильно трещиноватых боковых пород.

Шорт и др. [9] обратили внимание на то, что распространение оруденения на западном фланге «главного рудного тела» ограничивается некоторыми крупными разломами, ориентированными вкрест простирания жилы. Они же заметили, что рудные тела пересекаются бóльшим числом поперечных



Ф и г. 6. Соотношения между оруденением и диабазами в боковых породах.

Жила Магма, проекция на вертикальную широтную плоскость [14]. Обозначены отработанные участки. Специальными условными знаками показаны интервалы жилы, на которых диабазы слагают оба зальбанда жилы, один зальбанд или вообще отсутствуют. Из приводимых данных следует, что диабазы не оказывают заметного влияния на распределение руд в плоскости жилы.

1 — отработанные участки; *2* — диабазы в обоих зальбандах жилы; *3* — диабазы в одном зальбанде; *4* — диабаз в зальбандах отсутствует; *5* — тектонический перерыв в плоскости жилы.

разрывы, чем безрудные интервалы жилы. Поскольку эти поперечные разрывы отчетливо связаны с системой разлома Мейн, который, как полагал Шорт, является послерудным, в упомянутой работе писалось: «Возраст некоторых таких разрывов пока остается неясным. Ряд соотношений определенно указывает на их дорудный возраст, но фактические данные скорее свидетельствуют об обратном». При детальном картировании участка «центральных рудных тел» обнаружилось, что на более интенсивно минерализованных отрезках жилы доказательства рудоконтролирующей роли малых поперечных разрывов, по-видимому, отсутствуют. И напротив, на интервалах жилы с меньшей мощностью можно отчетливо наблюдать зависимость рудной минерализации от поперечных структурных элементов. Доказательства приуроченности рудных столбов центральной части жилы Магма к дорудным поперечным структурам многочисленны. Более крупные поперечные разрывы, по многим из которых проявились и послерудные подвижки, часто ограничивают распространение рудных тел и определяют тем самым горизонтальную протяженность отдельных рудных столбов. По-видимому, в меньшей степени поперечные структуры влияют на изменение проницаемости тех участков рудовмещающей структуры, вдоль которых развиваются рудные столбы. Это рассуждение, по-видимому, можно распространить и на «главное рудное тело», где свидетельства какого-либо влияния поперечных структур почти не наблюдаются.

Характерной особенностью зоны «центральных рудных тел» выше горизонта 4400 является развитие сложных жильных отщеплений и апофиз. Повышенная проницаемость этого участка жилы, обусловленная наличием отщеплений и апофиз, по-видимому, оказалась главным фактором локализации оруденения.

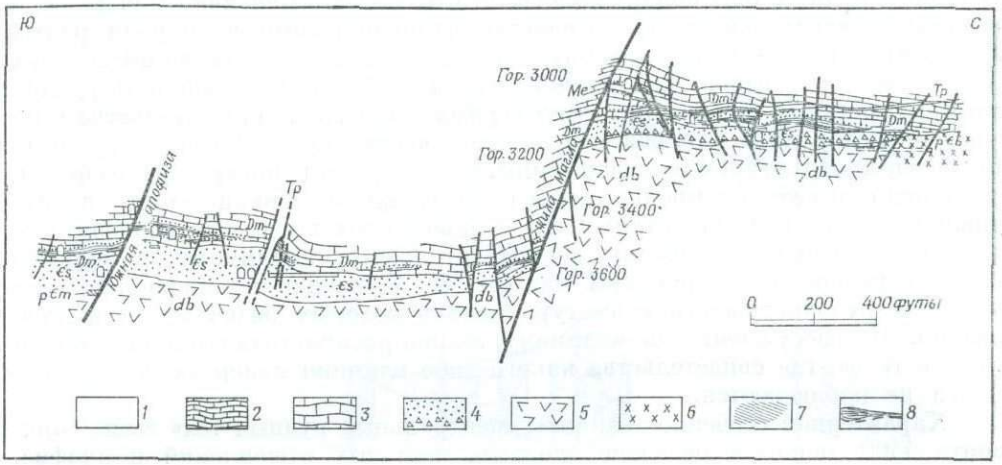
Из всего сказанного следует, что главным условием, определяющим размещение оруденения в жиле Магма, оказывается проницаемость, обусловленная структурными факторами. Зоны повышенной проницаемости возникают и в связи со сколами, срезающими изгибы рудовмещающей структуры по падению и простиранию. Проницаемость возрастает также благодаря трещинам, связанным с некоторыми поперечными структурами; другие поперечные разрывы ограничивали горизонтальную миграцию рудоносных флюидов в плоскости жилы. Влияние зон повышенной проницаемости в конечном итоге сводилось к образованию каналов, которые могли бы концентрировать течение рудоносных флюидов.

Метасоматические рудные залежи в известняках. Благоприятность нижней части известняков Мартин к замещению рудными минералами отмечается для многих месторождений и рудопроявлений всей южной части Аризоны. В меньшей степени благоприятны для оруденения нижний и верхний пласты известняков Эскаброса в районе Сьюпириор. Пока еще неизвестно, почему замещению подвергаются именно эти пласты, но очевидно, что они были более доступны для рудоносных флюидов и восприимчивы к химическому воздействию в процессе гидротермальной деятельности.

На фиг. 7 приведен меридиональный разрез через метасоматическую рудную залежь в известняках. Рудные столбы в ней сконцентрированы около крупных близширотных жил, но прямой связи между положением этих столбов и жилами не установлено. Иногда богатое тело замещения может примыкать к безрудному интервалу жилы или отделяться от жилы значительным пустым промежутком. Представляется вероятным, что часть таких рудных столбов была образована при поступлении флюидов в замещаемый пласт непосредственно из жил, а часть возникла из флюидов, мигрировавших по восстанию осадочной толщи и попадавших в замещаемый пласт еще где-то на глубине.

Важнейшую роль в размещении рудных столбов метасоматических залежей играют секущие дорудные разрывы. Некоторые такие разломы,

вероятно, являлись рудоподводящими каналами и повышали проницаемость замещающих пластов. Другие разломы ограничивали распространение флюидов, в этом случае оруденение обычно развивается с той стороны разлома, откуда поступали мигрирующие флюиды. Селл [15] указал на существование зависимости между резкими моноклинальными флексурами в пласте замещаемого известняка и повышением содержания меди в руде. Можно



Ф и г. 7. Вертикальный меридиональный разрез через метасоматическую рудную залежь в известняках месторождения Магма (север справа).

Для некоторых рудных тел устанавливается непосредственная связь с жилами, но другие рудные тела залегают изолированно (линия разреза видна на фиг. 5). *1* — Tp — порфиры; *2* — Me — известняк Эскаброса; *3* — Dm — известняк Мартин; *4* — ℰs — осадочные породы кембрия; *5* — db — диабазы (pℰ); *6* — Pℰb — докембрийский базальт; *7* — Pℰm — известняк Мескал; *8* — метасоматическая минерализация.

также показать, что подобные флексуры связаны с резким повышением мощности замещаемых пластов. Ранняя железо-серо-кислородная минерализация, по-видимому, теснее всего связана с наличием выдержанных жил и разломов близширотной системы. В размещении более поздней медной минерализации в пределах пирит-гематитовых залежей часто устанавливается контроль не только со стороны близширотных разломов, но и со стороны разрывов субмеридионального простирания.

Итак, в размещении метасоматических рудных тел в известняках решающая роль опять принадлежит проницаемости. Местоположение таких рудных тел, несомненно, определялось выдержанными жилами, служившими путями движения гидротермальных флюидов до поступления в замещаемые известняковые горизонты. Вместе с тем предполагается, что повышенная проницаемость благоприятных для замещения пластов, контролирующая форму метасоматических рудных тел и содержание в них металлов, обусловлена как гидротермальным изменением, так и процессами деформации около разломов.

Гидродинамическая система. Пути движения рудоносных флюидов по жиле Магма выявляются достаточно четко. Направление движения флюидов, как полагают, определяется следующими факторами: 1) рудоносные флюиды движутся вверх в направлении к дневной поверхности по линии наибольшего падения давления; 2) разломы, поперечные по отношению к жиле, выступают как барьеры, ограничивающие миграцию рудоносных флюидов в плоскости жилы, что видно по приуроченности богатого оруденения с той стороны разломов, откуда эти флюиды поступали; 3) более богатые рудные линзы, вытянутые в плоскости основного рудовмещающего разлома, фиксируют не только некоторые детали строения этого разлома, но также следуют вдоль более проницаемых частей жильной зоны, т. е. зависят от тех кана-

лов, около которых концентрировалось течение рудоносных флюидов. Все эти данные свидетельствуют о том, что в пределах разведанной части жилы Магма рудоносные флюиды возникли под центральной частью месторождения, мигрировали в направлении кверху и к западу вдоль относительно более проницаемых интервалов жильной зоны и концентрировались с восточной стороны крупных поперечных разрывов; далее они отклонялись кверху, протекали через «главное рудное тело», и наконец рассеивались в направлении дневной поверхности.

Основные пути движения рудоносных растворов через метасоматические рудные залежи в известняках устанавливаются исходя из следующих косвенных данных: 1) богатая минерализация концентрируется с одной стороны некоторых разрывов; 2) медь концентрируется в местах повышенной мощности метасоматических залежей, а такие участки совпадают с моноклинальными флексурами над близширотными минерализованными разрывами в подстилающих кварцитах; 3) содержание меди в замещаемом горизонте иногда повышается около места пересечения с жилой; 4) содержание меди возрастает на фронте замещения известняка рудой; 5) контуры метасоматических залежей по восстанию следуют вдоль минерализованных разрывов; 6) устанавливается общая тенденция обогащения верхних (западных) оконечностей рудных тел; 7) распространение пирита ограничивается нижней (восточной) частью метасоматической залежи; 8) крупные полости выщелачивания развиваются только на верхних (западных) оконечностях слепых рудных тел.

Из всего сказанного следует, что пласты осадочных пород были наклонены к востоку еще до рудной минерализации, что минерализующие флюиды поступали в пласты из близширотных жил и что эти флюиды в дальнейшем перемещались по восстанию в направлении к дневной поверхности. Более полными и конкретными данными о пути движения минерализующих флюидов в тех жилах, с которыми предположительно связываются метасоматические рудные залежи, мы пока не располагаем.

ГЕНЕЗИС. ВЫВОДЫ

Обобщая все накопленные к настоящему времени данные, необходимо выделить следующие наиболее значительные факторы, определившие формирование месторождения Магма:

1. *Подвижность земной коры.* Район Сьюпириор располагается в месте пересечения двух широких структурных поясов и, начиная с докембрия, подвергался непрерывным деформациям. С начала мезозоя главные перемещения фокусировались вдоль основного шва одного из поясов — так называемой структурной линии, ограничивающей рудный район с юго-запада.

2. *Магматическая деятельность.* Внедрение мезозойских (?) интрузий около Силвер-Кинг и на самом месторождении Магма предшествовало периоду минерализации, и, по-видимому, было тесно с ним связано. Очень может быть, что эти интрузии близки к продуктивным для района Майами гранитам Шульце. Послерудные вулканические центры, располагающиеся преимущественно вдоль субмеридиональных разломов западнее и юго-западнее Сьюпириора, по-видимому, были действующими до недавнего (нижнечетвертичного) времени.

3. *Наличие дорудных разрывов.* Близширотные разломы на месторождении Магма вмещают порфиритовые дайки и минерализованы на всей площади района, но лишь немногие из них оказываются рудоносными. Время первых подвижек по этим разломам неизвестно, но в период минерализации они занимали положение, нормальное к оси растяжения (или наименьшего сжатия).

Поперечные разрывы, секущие главную жилу, по-видимому, контролировали пути движения гидротермальных флюидов в жильной зоне, *направляя их по более проницаемым каналам вдоль поперечных структур.*

4. *Изменение боковых пород.* Ранние стадии изменения пород не оказали существенного влияния на локализацию рудных интервалов в жиле Магма. В известняках процессы изменения выразились в перекристаллизации и в образовании пустот. Повышение проницаемости известняков, обусловленное этим изменением, *вероятно, облегчало движение минерализующих* флюидов.

5. *Ранняя безрудная минерализация.* Ранняя пирит-кварцевая минерализация в жиле и гематит-пиритовая минерализация в известняках развиты достаточно широко; они контролируются дорудными структурами и участками изменения пород.

6. *Поздняя продуктивная минерализация.* Поздняя минерализация, как правило, не выходит за пределы развития ранней безрудной минерализации, но проявлена не так широко. Те каналы, вдоль которых распространялась ранняя безрудная минерализация, стали, по-видимому, еще более проницаемыми вследствие внутриминерализационных подвижек по поперечным разломам. В известняках ранняя безрудная минерализация, вероятно, способствовала повышению проницаемости замещаемого горизонта, и поздние продуктивные флюиды почти во всех случаях предпочтительно следовали вдоль ранее измененных известняков. Такая концентрация рудоносных флюидов в зонах повышенной проницаемости облегчала взаимодействие между ранними безрудными минеральными фазами и поздними продуктивными флюидами, *что приводило к постепенному замещению ранних минералов новой* ассоциацией с более высоким содержанием меди. Итак, более проницаемые участки минерализованных структур и явились местом локализации богатых рудных столбов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Blake W. P., Description of the Silver King mine in Arizona, Tuttle, Moorehouse, and Taylor, New Haven, Conn., 1—48, 1883.
2. Ransome F. L., Geology of the Globe copper district, Arizona, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **12**, 168, 103.
3. Ransome F. L., Copper deposits near Superior, Arizona, U.S. Geol. Surv. Bull., 540-D, 139—158, 1914.
4. Locke A., et al., Mining geology of the properties of the Magma Copper Company, Superior, Arizona, Unpublished private report to Magma Copper Co., 1917.
5. Ransome F. L., The copper deposits of Ray and Miami, Arizona, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **115**, 1—192, 1919.
6. Short M. N., Ettlinger I. A., Ore deposition and enricnment at the Magma mine, Superior, Arizona, A.I.M.E., Tr., **74**, 174—222, 1926.
7. Ettlinger I. A., Short M. N., The Magma mine, Superior (Arizona), in Copper resources of the world, 16th Int. Geol. Cong., **1**, 207—213, 1935.
8. Short M. N., Wilson E. D., Magma mine area, Superior, in Some Arizona ore deposits, Ariz. Bur. Mines, Geol. ser., **12**, Bull., 145, 90—98, 1938.
9. Short M. N., et al., Geology and ore deposits of the Superior mining area, Arizona, Arizona Bur Mines, Geol., ser., **16**, Bull., 151, 1—159, 1943.
10. Gustafson J. K., Geologic investigation of the Magma mine, Superior, Arizona, Unpublished private report to Magma Copper Co., 1945.
11. Wilson E. D., et al., Geologic map of Maricopa County, Arizona, Arizona Bur. Mines, 1 : 375 000, 1957.
12. Wilson E. D., Moore R. T., Geologic map of Pinal County, Arizona, Arizona Bur. Mines, 1 : 375 000, 1959.
13. Peterson D. W., Geologic map of the Haunted Canyon quadrangle, Arizona, U.S. Geol. Surv. Quad. Map., CQ-128, 1 : 24 000, 1960.
14. Gustafson L. B., Paragenesis and hypogene zoning at the Magma mine, Superior, Arizona, Unpublished Ph. D. thesis, Harvard University, 1961.
15. Sell J. D., Bedding replacement deposit of the Magma mine, Superior, Arizona, Unpublished M. S. thesis, Univ. of Arizona, 1961.

16. Hammer D. F., Webster R. N., Some geologic features of the Superior area, Pinal County, Arizona (with a section by D. C. Lamb, Jr.), New Mexico Geol. Soc., 13th Am. Field Conf. Guidebook, 148—152, 1962.
17. Peterson D. W., Preliminary geologic map of the western part of the Superior quadrangle, Pinal County, Arizona, U.S. Geol. Surv. Mineral Inv. Field Studies Map MF-253, 1 : 12 000, 1962.
18. Peterson N. P., Geology and ore deposits of the Globe — Miami district, Arizona, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 342, 1—151, 1962.
19. Park C. F., Jr., MacDiarmid R. A., Ore deposits, Freeman and Co., San Francisco, 1—475, 1964.

ГЕОЛОГИЯ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА ДАКТАУН В ШТАТЕ ТЕННЕССИ

М. Маги

Рудный район Дактаун расположен в крайней юго-восточной части штата Теннесси. Первые сведения о находках на территории медных руд (самородной меди) относятся к 1843 г. Полупромышленная добыча началась в 1847 г. Начало 1850-х годов ознаменовалось бурным развитием горнодобывающей промышленности; в 1855 г. на территории района действовало уже более 30 горнорудных предприятий. К 1877 г. все богатые руды «черной меди» из зон окисления и вторичного обогащения сульфидных тел были выбраны. После нескольких неудачных попыток перейти к извлечению меди из первичных руд компании одна за другой прекратили работы. Рудники были законсервированы.

Добыча медных руд возобновилась в этом районе только в 1889 г., когда была организована располагавшая значительным капиталом «Теннесси-коппер-компани», которая после ряда слияний с другими корпорациями в 1936 г. стала единственным владельцем всей горнорудной промышленности района. В настоящее время «Теннесси-коппер-компани» добывает ежегодно более 1,5 млн. т сульфидных руд. Из них извлекаются медь, железо, цинк и в небольших количествах свинец, серебро и золото.

Всего за период с момента начала эксплуатационных работ по 1963 г. включительно на территории района добыто около 500 тыс. т меди.

ПОЗИЦИЯ РАЙОНА В ГЕОЛОГИИ РЕГИОНА

Рудный район расположен на площади развития метаморфизованных отложений верхнедокембрийской формации Копперхилл, представленной переслаиванием граувакк и граувакковых конгломератов, с слюдяными, серицито-биотитовыми, хлорит-гранатовыми, хлорит-ставролит-гранатовыми сланцами и тяготеющими к проявлениям рудной минерализации биотитовыми кварцитами.

На расстоянии одной мили на юго-восток от рудного района обнажается силл амфиболита, определенный Эммонсом [4] как измененное габбро. Он залегает в общем согласно с вмещающими породами и прослеживается на 12 миль, переходя на территорию штата Джорджия. Известно еще несколько менее крупных выходов амфиболитов в районе рудных тел Бойд и Юрика. Ими исчерпываются проявления магматической активности в районе.

В юго-восточном направлении от рудного района отложения формации Копперхилл перекрываются отложениями выделенных Харстом [11] формаций Юз-Гап, Хот-Хауз и Дин. Харст увязывает их с формациями основного антиклинория района. Последние обнажаются в 15 милях на северо-запад от рудного района, имеют химически сходный состав, но представлены иными (по степени метаморфизма) минеральными ассоциациями. По минеральному составу отложения формаций Юз-Гап, Хот-Хауз и Дин подобны отложениям формации Копперхилл; переходы между ними постепенны. Еще далее на юго-восток обнажаются перекрывающие отложения группы Грейт-Смоки, сланцы Нантахала и породы, слагающие синклиналь Мерфи: кварциты, сланцы, кристаллические сланцы и мраморы Мерфи. Подошва сланцев предположительно отвечает кровле отдела Окои [11, 13]. Толщи, обнажающиеся северо-западнее территории района Дактаун, не расчленены. Стратиграфические отношения пород региона показаны в табл. 1.

Таблица I

Стратиграфический разрез через район Дактаун региона Грейт-Смоки-Маунтинс

Период	Отдел	Группа	Северо-западные формации	Юго-восточные формации
Ордовик		Чикамога Нокс	Глинистые сланцы Атенс Нерасчленена	
Кембрий		Чилхови	Песчаники Небо Глинистые сланцы Никлос	
				Кварциты Нотелли Кристаллические сланцы Андрус Мраморы Мерфи *Брасстаун* Кварциты Таскуити Сланцы Нантахала — Пояс Мерфи
			Несогласие	Согласное залегание
		Уолден-Крик	Сандсак	
Докембрий	Окои	Грейт-Смоки	Дин — Пачка 2, Пачка 1 Юз-Гап — Сланцевая пачка Конперхилл — Пачка В, Пачка А	Дин Юз-Гап Хот-Хауз Конперхилл

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

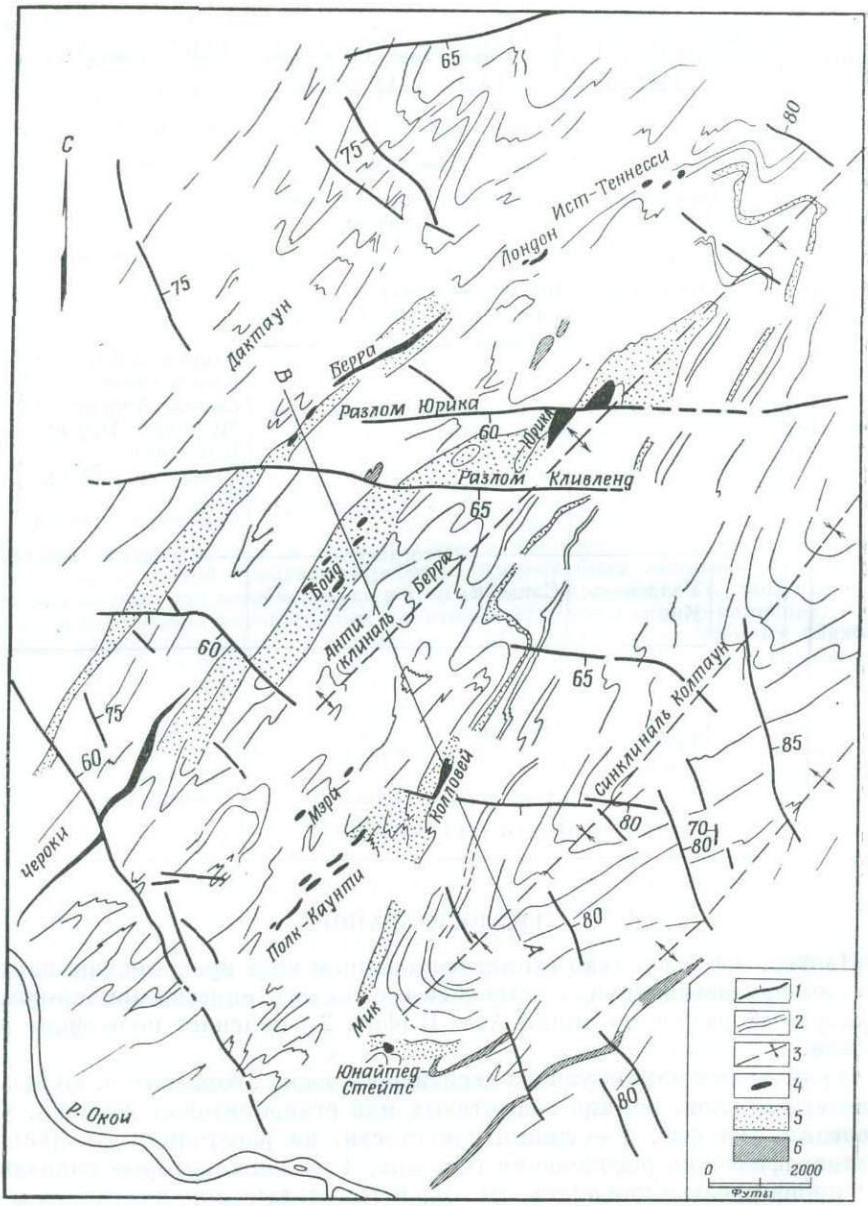
На фиг. 1 в несколько схематизированном виде представлена карта рудного района, составленная коллективом геологов «Теннесси-коппер-компани». Структурный разрез по линии А — В (фиг. 2.) поясняет положение рудных залежей.

В районе нет маркирующих стратиграфических горизонтов, но некоторые характерные слои, обычно графитовых или ставролитовых сланцев, удается проследить (на фиг. 1 — линии слоистости) на расстоянии до 3000 футов. Стратиграфические расчленения (см. фиг. 1 — зоны, которые показаны крапом) произведены Снайдером [30, 31] в результате скрупулезного и трудоемкого минералогического анализа. Выделенные горизонты представлены пачками переслаивания граувакков и кристаллических сланцев относительно обогащенных ильменитом.

Структура

Породы района интенсивно деформированы и перекристаллизованы. Бедный растительный покров позволяет хорошо наблюдать сложные складчатые и разрывные структуры, однако, отсутствие маркирующих горизонтов существенно затрудняет интерпретацию.

Основными структурами района являются две погружающиеся в северо-восточном направлении складки антиклиналь Берра и синклиналь Колтаун. Они сложены рядом более мелких складчатых дислокаций. Обычное падение сланцеватости от 45° ЮВ до 80° ЮВ, преобладающее простирание 35° СВ.

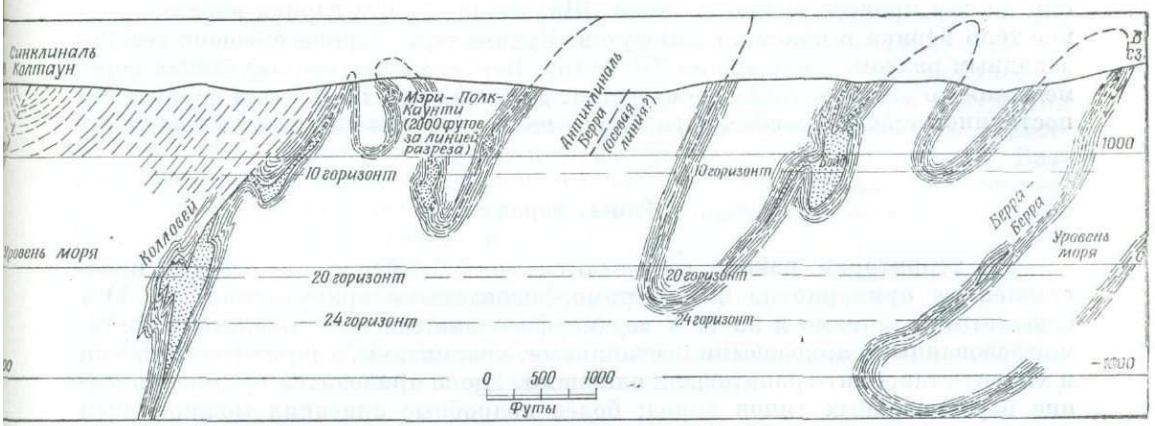


Ф и г. 1. Схематическая геологическая карта рудного района Дактаун (по материалам «Теннесси-колпер-компани», 1947).

Зоны окисления сульфидных тел показаны вне масштаба. *1* — разломы; *2* — слоистость; *3* — оси складок; *4* — шляпы окисления сульфидных тел; *5* — стратиграфические горизонты; *6* — амфиболиты.

Ось синклинали Колтаун фиксируется отчетливо, ось антиклинали Берра неопределенна. Многие небольшие складки в центральной и юго-западной части антиклинали погружаются на юго-запад. В центральной части антиклинали встречаются купола и синклинальные депрессии размером в плане от 100 до 1000 футов. Структуры такого рода могли оказывать некоторое контролирующее влияние на локализацию и форму рудных тел.

Антиклиналь Берра, по-видимому, сложена серией изоклинальных складок, что ведет к повторению некоторых частей разреза. Соответствующая интерпретация представлена на фиг. 2. Схема подтверждает, что все рудные



Ф и г. 2. Структурный разрез через рудный район Дактаун по линии *A* — *B* на фиг. 1.
Интерпретация, иллюстрирующая гипотезу одного рудовмещающего горизонта.

залежи, по крайней мере в принципе, могут принадлежать одному стратиграфическому горизонту. Именно так думал Эммонс [4]. По его мнению, повторения разреза связаны со складчатостью и разрывной тектоникой. Позднейшими исследованиями было, однако, установлено наличие двух или даже трех рудовмещающих стратиграфических зон. Рудные тела Берра-Берра, Лондон и Ист-Теннесси локализованы вдоль северо-западного крыла антиклинали, залежи Юрика, Бойд и Чероки — в осевой части, а залежи Колловей и Мэри — Полк-Каунти — вдоль юго-восточного крыла антиклинали Берра. Возможно, что залежи Колловей и Мэри — Полк-Каунти увязываются в единый горизонт с одной из двух первых групп рудных тел, однако строгую корреляцию провести не удается из-за отсутствия надежных стратиграфических горизонтов.

Кристаллические сланцы интенсивно смяты и разлистованы. Угол встречи плоскостей разлистования со слоистостью обычно не превосходит 15°, но может быть большим в областях погружения складок. Иногда листоватость кристаллических сланцев изгибается, облекая складки. Различают две системы складок внутреннего смятия сланцев второго порядка с наложенной местами складчатостью третьего и четвертого порядков. Этот вопрос детально рассмотрен Харстом [11]. Грант [22] обратил внимание на обычный параллелизм осевых плоскостей складок высокого порядка осевым плоскостям складок более низкого порядка и на согласный характер простирания и погружения осей мелких складок в сланцах вблизи «рудных складок» некоторых рудных тел.

Разломы

На территории района выделяются три основные трещинные системы [8]: северо-восточная, северо-западная и широтная. Согласные с общим простиранием пород разломы северо-восточного заложения были, по-видимому, дорудными, частично внутрирудными, определяющими локализацию залежей. В горных выработках вдоль этих разломов отчетливо видны следы перемещений, хотя на выветрелой поверхности пород они читаются с трудом. Внутри и по краям всех тел массивных сульфидных руд фиксируются разломные брекчии.

Северо-восточная и широтная трещинные системы считаются пострудными. Они повлияли на конечное пространственное размещение залежей, сместив некоторые жилы и части жил, но, по-видимому, не оказывали влия-

ния на сам процесс рудоотложения. Широтный разлом Юрика сместил рудное тело Юрика в плане на 350 футов. Рудное тело Чероки смещено северо-западным разломом в плане на 250 футов. Вертикальная составляющая перемещения по этим разломам не известна. Для широтных разломов характерно постоянное смещение северного блока на восток относительно южного.

Типы пород

На территории района обнажаются докембрийские отложения, представленные примерно на 60% метаморфизованными граувакками, на 30% слюдяными сланцами и на 10% метаморфизованными конгломератами, метаморфизованными аркозовыми песчаниками, кварцитами, хлорит-гранатовыми и хлорит-ставролит-гранатовыми сланцами. Ниже приводится краткое описание перечисленных типов пород; более подробные описания можно найти у Эммонса [4] и Харста [11].

Метаморфизованные граувакки. Светло-серые, обычно мелкозернистые, на 50—60% состоящие из угловатых и округлых зерен кварца; кроме кварца, постоянно присутствуют полевой шпат, биотит и мусковит, в незначительных количествах встречаются кальцит, гранат, ильменит, циркон, сульфиды и другие акцессорные минералы. Мощность пластов варьирует от нескольких футов до более 500 футов. Обычна ритмическая слоистость с градациями зернистости материала от метаморфизованного конгломератора с кварцевой галькой размером до 0,37 дюйма до мелкозернистых граувакк, граувакковых и биотит-мусковитовых сланцев. Часто удается определить кровлю и подошву пластов. Слои метаморфизованных аркозовых песчаников и кварцитов отвечают общему типу метаморфизованных граувакк, отражая местные изменения состава осадка.

В метаморфизованных граувакках встречаются лентообразные обособления кварца шириной до нескольких футов и длиной до нескольких сотен футов. Иногда они параллельны слоистости и следуют складчатой структуре, но более часто вытягиваются параллельно сланцеватости. По-видимому, они образовались в ходе метаморфизма граувакк.

В метаморфизованных граувакках встречаются также обособления «псевдодиорита». Порода эта образует обычно эллипсоидальные стяжения размером от нескольких дюймов до 3 футов, но нередко встречается в виде линзовидных и дайкоподобных выделений шириной до 1 фута и длиной до 50 футов. Желваки псевдодиорита часто приурочиваются к определенным стратиграфическим горизонтам и состоят обычно из кварца, плагиоклаза, роговой обманки, граната и циркона. Нередко наблюдается концентрическая полосчатость или зональность распределения роговой обманки и граната. Предполагается, что псевдодиоритовые обособления представляют метаморфизованные известковистые конкреции. Они характерны для всех граувакк группы Грейт-Смоки.

Слюдистые сланцы. Слюдистые сланцы образуют пласты мощностью от нескольких дюймов до 20 футов, иногда их мощность превышает 200 футов. Порода состоит из биотита и мусковита в различных соотношениях, часто встречаются разности, переходные к грауваккам, содержащие до 40% кварца с некоторым количеством полевого шпата и акцессорными минералами, обычными для граувакк. В некоторых пластах присутствуют в больших или меньших количествах гранат, ставролит и графит. Такие слои служат маркирующими горизонтами, но, как и все другие пласты района, они недостаточно выдержанны и индивидуальны, часто выклиниваются или изменяют минеральный состав на расстоянии всего нескольких сотен футов. Ставролитовые слои в общем тяготеют к рудным телам, но ассоциация эта не носит устойчивого характера.

Амфиболиты. Амфиболитовый силл (фиг. 1) обнажается к юго-востоку от синклинали Колтаун и протягивается с переменной мощностью от нескольких дюймов до нескольких сотен футов в юго-западном направлении на расстояние 12 миль. Никакой определенной связи между силлом и рудными проявлениями не установлено. Аналогичные амфиболитовые выходы известны в районе рудных тел Юрика и Бойд, но не в контакте с рудой. Возраст амфиболитов и их отношение к рудообразующему процессу не известны.

В целом амфиболитовый силл согласен со слоистостью, но местами круто сечет ее. Структурно порода изменяется от мелко- до крупнозернистой. Средний минеральный состав амфиболита: 70% роговой обманки, 20% андезина и 10% акцессорных клинопоизита, сфена, сульфидов и кварца. В рудных жилах месторождений Колловей и Мэри — Полк-Каунти встречены куски роговообманковой породы более крупнокристаллической, чем амфиболиты силла, но с той же минеральной ассоциацией.

Типы рудовмещающих пород

Описанные выше типы пород, за исключением амфиболитов, часто вмещают рудные тела и содержатся в них в виде включений. Однако имеются также породы, проявляющиеся только непосредственно вблизи рудных тел.

Серицитовые сланцы. Порода шелковистой фактуры, состоящая из очень тонкозернистого белого мусковита. Может присутствовать рассеянная вкрапленность сульфидов (пирита и пирротина) с суммарным содержанием обычно не более 2%, но иногда достигающая 20%. Биотит и местами хлорит встречаются в виде порфиробластов. Мощность пластов серицитовых сланцев обычно не превышает 30 м. Они одинаково распространены в лежачем и висячем боках залежей, но в целом тяготеют к верхним частям рудных тел. Серицитовые сланцы встречаются также в виде включений в рудных линзах.

Биотитовые сланцы. Темно-коричневая до черной, почти чисто биотитовая с переходами к флогопитовым разностям порода. Пространственно развита аналогично серицитовым сланцам, но менее распространена. Содержит порфиробласты биотита и идиоморфного граната размером до 0,5 дюйма в поперечнике. Чаще встречается в виде внутренних складок и пустых включений в руде, а не как боковая порода.

Хлоритовые сланцы. Хлоритовые сланцы — обычная вмещающая порода рудных тел. Часто они отделены от залежи несколькими футами биотит-серицитовых сланцев, но могут находиться и в непосредственном контакте с рудой, как, например, по основной площади кровли рудного тела Берра-Берра. Хлорита больше в висячем боку залежей, но он встречается также в подошве и глубже во вмещающих породах под рудными телами. Чаще всего он появляется на расстоянии 500—1000 футов ниже рудного тела и уже не исчезает до его подошвы; таким образом, общая мощность хлоритовой зоны может достигать 500 футов. Минеральный состав хлоритовых сланцев достаточно разнообразный; обычны биотит, серицит и кварц; распространены также слагающие иногда до 50% породы порфиробласты идиоморфного граната размером до 0,5 дюйма и ставролита размером до нескольких дюймов в длину; местами встречаются порфиробласты магнетита и кианита.

Песчанистые хлоритовые сланцы широко распространены в кровле рудного тела Берра-Берра; хлорит-гранатовые сланцы мощностью до нескольких сотен футов развиты в кровле и подошве нижнего рудного тела Бойд; хлорит-серицитовые сланцы — основная вмещающая порода нижнего рудного тела Колловей (мощность хлоритовой зоны здесь достигает 500 футов); в основном хлоритовыми сланцами представлена кровля рудного тела Чероки. Содержание железа в хлорите изменяется по мере удаления от руды,

эта сторона вопроса будет специально рассмотрена ниже в разделе о процессах изменения боковых пород.

Кварциты. Мелкозернистые, рыхлые биотитовые кварциты ассоциируют с большинством рудных тел. Сложены округлыми до 1 мм в диаметре зернами кварца; содержание биотита обычно менее 5%, биотитовые зерна часто вытягиваются в строчки параллельно слоистости. Сульфиды присутствуют в количествах до 10%, иногда до 30%. Некоторые кварциты непосредственно вблизи или внутри рудных тел на руднике Колловей содержат столько халькопирита, что являются рудой. Однако для других месторождений такой тип кварцита не характерен. Иногда в руде встречаются перекристаллизованные сливные кварциты с плохо различимыми границами зерен.

Метаморфизм

Основные минеральные парагенезисы пород района Дактаун отвечают ставролит-альмандиновой и кианит-альмандин-мусковитовой субфациям альмандин-амфиболитовой фации [27].

Во вмещающих рудные тела породах наблюдаются изменения граната в хлорит, биотита в хлорит, ставролита в серицит и полевого шпата в серицит. Эти признаки ретроградного метаморфизма присущи, однако, не только вмещающим рудные залежи породам; Харст [11] наблюдал аналогичные превращения в породах вышележащих формаций Юз-Гап и Дин в 6 милях юго-восточнее рудного района. Он определил такого рода изменения как свидетельства проникновения в область избыточной воды без необходимой связи с ретроградным процессом.

Породы района пережили по крайней мере три этапа деформации и перекристаллизации, включая сюда и этап ретроградного метаморфизма. Время этих преобразований не известно. Неизменные порфиробласты ставролита сосуществуют с частичными или полными псевдоморфозами серицита по ставролиту. Кианитовые порфиробласты сосуществуют со ставролитом. Возможно, что процессы ретроградного метаморфизма протекали одновременно с процессом рудообразования.

Определения абсолютного возраста

Было произведено девять калий-аргоновых определений возраста минералов района Дактаун. Пробы отбирались из внутрирудных кристаллических сланцев, прилегающих к руде боковых пород и слюдяного сланца из отложений группы Смоки в 4,5 милях от рудного района. Результаты определений, письменно сообщенные автору (1959—1965 гг.) Калпом, Эккелманом и Кинкелем мл. сведены в табл. II.

Был определен также изотопный состав трех галенитов из месторождений Мэри — Полк-Каунти и Юрика. Он оказался близким к изотопному составу галенитов, образовавшихся в период аппалачского орогенеза.

Из результатов изотопных анализов следует, что породы района пережили, по-видимому, четыре периода метаморфических преобразований. Два определения, относящиеся к пробам, отобранным на месторождении Колловей, и показавшие возраст более 1 млрд. лет, возможно, отвечают времени отложения пород, но не исключено, что они показывают сильно завышенный возраст, если в момент осаждения первичного материала каким-то образом произошел захват радиогенного аргона. Показательно, однако, что близкий возраст [23] был установлен для пробы, отобранной на сульфидном месторождении Ноб в 190 милях от рудного района.

Таблица II

Калий-аргоновые определения возраста пород района Дактаун

Порода	Местоположение	Минерал	Возраст, млн. лет
Кристаллический сланец	В двух милях юго-западнее рудного тела Колловей	Мусковит Биотит	323 347
Филлит-мусковитовый сланец	В 4,5 милях западнее Дактауна	Биотит	434
Биотит-мусковитовый сланец	250 футов от рудного тела Колловей	Мусковит	327
Биотитовый сланец	15 футов от рудного тела Колловей	Биотит	1199
Биотитовый сланец	Прослой в рудном теле Колловей	Биотит	374
Роговообманково-биотитовый гнейс	Прослой в рудном теле Колловей	Роговая обманка	1045
Роговообманково-биотит-актинолитовый сланец	Прослой в рудном теле Бойд	Роговая обманка	387
Роговая обманка в сульфидах	Прослой в рудном теле Юрика	Роговая обманка	478

ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Восемь основных рудных проявлений района существенно различаются по размерам и форме рудных залежей, а также до некоторой степени по количественным соотношениям рудных и жильных минералов и типам вмещающих пород. Поэтому ниже будут рассмотрены только общие черты, а специфические признаки будут обсуждены при индивидуальном описании рудных тел.

Структура

Рудные залежи обычно имеют пластовые формы, согласные с региональным залеганием вмещающих пород. Пластические деформации обусловили местные утолщения и складчатость рудных тел. Согласное в целом залегание руд не является, однако, полным. Часто наблюдаются небольшие — до 15° — местные несогласия с элементами залегания вмещающих пород; углы несогласия более 15° редки, за исключением случаев поперечных нарушений и небольших жильных выполнений.

Рудные тела обычно погружаются на юго-запад, в то время как общее направление погружения антиклинали, по-видимому, северо-восточное. Однако области, в которых локализованы рудные тела, не следуют этой общей тенденции; небольшие складки во вмещающих залежи кристаллических сланцах также погружаются в юго-западном направлении. Создается впечатление, что основная антиклинальная постройка Берра как бы облекает рудные проявления района, форма которых определяется вмещающими структурами более высокого порядка.

Разломы

В рудных месторождениях отчетливо проявляются три системы разломов, о которых упоминалось при описании геологии района. Согласные трещины, несомненно, играли контролирующую роль, но неизвестно, в какой степени они предопределяли конкретную локализацию залежей. Внутри рудных тел и по контактам часто устанавливаются брекчии, следы подвижек,

зеркала скольжения. Иногда встречаются залеченные зоны трещиноватости, тектоническая глина, небольшие внутритрещинные полости.

В руде также отмечаются трещины и небольшие нарушения. Силикатные минералы часто несут следы дробления в виде сцементированных сульфидами незначительных (размером в доли дюйма) внутренних смещений. Прослои кварца в руде нередко перемещены на расстояния в несколько футов.

В *подошве пластообразных и слабодеформированных линзовидных* рудных тел обычно залегают граувакки. Вторичные изменения в них выражены слабо, контакт с рудой часто представлен поверхностью скольжения. Породы висячего бока обычно сланцеваты, следы тектонических воздействий в них неотчетливы, так как основные подвижки разрешались вдоль плоскостей *рассланцевания*.

Согласные разломы северо-восточного простирания, по-видимому, контролировали локализацию некоторых рудных тел, направляя поток гидротермальных растворов в области, благоприятные для отложения руд.

Поперечные нарушения (северо-западные и широтные разломы) известны на всех месторождениях. Они смещают рудные тела на расстояния от 1 до 50 футов, иногда до 350 футов. Соответствующие разрывы большей частью притертые, минерализация по ним практически не распространяется. Обращает внимание, что большинство рудных тел как бы тяготеет к поперечным нарушениям, падающим на юг. Залежи Берра-Берра и Юрика выклиниваются в юго-западном направлении в нескольких сотнях футов от разлома Кливленд (фиг. 1); этим же разломом ограничено с северо-востока рудное тело Бойд. Залежь Колловей выклинивается в юго-западном направлении вблизи широтного разлома, залежь Мэри — Полк-Каунти выклинивается в северо-восточном направлении вблизи разлома северо-западного простирания.

Минералогия первичных руд

Руды месторождений содержат примерно 65% сульфидов и 35% жильных минералов. Средний количественный минеральный состав массивных сульфидных руд: 60% пирротина, 30% пирита, 4% халькопирита, 4% *сфалерита* и 2% *магнетита*; *золото, серебро и другие самородные элементы* присутствуют в крайне незначительных количествах. Минеральный состав некоторых залежей и частей залежей, однако, резко отличается от охарактеризованного среднего типа. Например, есть участки, сложенные почти чистым пирротином или зернистым пиритом, но наряду с этим известны рудные зоны, содержащие до 20% магнетита или до 15% сфалерита. Среди пирротиновой массы встречаются крупные — до 12 дюймов — идиоморфные кристаллы пирита или округлые пиритовые скопления размером от 0,5 до 2 дюймов. Халькопирит и сфалерит входят в состав руд в основном в рассеянной форме, насыщая пирротин, или образуют небольшие прожилки в сульфидной массе и жильных минералах. Магнетит также встречается в рассеянной форме, но в основном представлен мелкозернистыми скоплениями среди существенно пиритовых руд.

Сульфидам в руде сопутствуют различные жильные минералы. Они встречаются как в виде отдельных вкрапленных в сульфидную массу кристаллов, так и в виде обособленных скоплений шириной от нескольких дюймов до 100 футов и длиной до нескольких сотен футов. Содержание сульфидов в жильной породе изменяется от почти бессульфидных разностей до промышленных руд. Кварц встречается в изобилии во всех месторождениях. Он образует рассеянную вкрапленность в сульфидах; встречаются кварцевые жилы и крупные — шириной до 50 футов — тела, сложенные в основном молочно-белым кварцем. Остальные жильные минералы представлены пре-

имущественно кальциевыми силикатами: актинолитом, тремолитом и роговой обманкой, иногда встречаются крупные, но сильно трещиноватые кристаллы диопсида, граната и цоизита. Актинолит и тремолит образуют радиальные и вытянутые пластинчатые кристаллические формы. Кальцит представлен мелкими рассеянными кристаллами и крупными грубокристаллическими скоплениями размером до 30 футов. Некоторые кальциты флюоресцируют. Доломит ассоциирует с кальцитом, но менее распространен. Остальные жильные минералы встречаются спорадически и в очень небольших количествах, к ним относятся: полевой шпат, тальк, асбест, эпидот, клиноцоизит, гипс, турмалин, графит, родонит и апатит.

В некоторых частях залежей значительная часть жильного выполнения представлена линзами и смятыми в складки слоями вмещающих рассланцованных пород. Часто встречаются включения биотит-серицитовых сланцев с крупными идиоморфными зернами граната; отмечались также блоки граувакк размером до нескольких футов; местами сульфидный материал обильно насыщен включениями биотитового кварцита. На месторождении Колловей среди сульфидных руд встречаются угловатые и округлые блоки полосчатого кварц-роговообманкового гнейса размером до нескольких футов. Распределение жильных минералов и включений пород в руде невыдержанное, какой-либо закономерности установить не удалось.

Первичные рудные минералы

Пирротин. Пирротин является основным рудным минералом. Он представлен обычно тонкозернистыми массивными скоплениями, но иногда образует кристаллы размером до 0,25 дюйма. Минерал гексагональной сингонии, химический состав отвечает приблизительно формуле $Fe_{11}S_{12}$, среднее содержание железа 47,5 ат.%. Слабо магнитен, обычно бронзового цвета. Часто в пирротине можно наблюдать «рассланцованность»; возможно, что таким образом проявляются реликтовые текстуры замещенного сланца, но, может быть, признак этот больше говорит о действии пострудной деформации.

Вблизи поперечных разломов и в зонах брекчирования руд встречается еще одна разновидность пирротина, так называемый «обожженный» пирротин. Он темно-серый до черного и образовался, по-видимому, в ходе низкотемпературного переотложения.

Пирротин нередко содержит включения как округлых, так и идиоморфных зерен пирита, включения и прожилки тонкозернистых халькопирита и сфалерита и мелкие включения различных жильных минералов. Включения жильных минералов в пирротине часто вытянуты в строчки, распределение пирита незакономерное.

Пирит. Пирит является вторым по распространенности рудным минералом. Он образует обычно кристаллические скопления размером от 0,125 до 0,5 дюйма. Зернистость агрегатов самая различная — от тонко- до крупнозернистых, но встречаются и очень крупные кристаллы размером до нескольких дюймов. Известны почти чисто пиритовые тела шириной до 50 футов. Пиритовые зоны обычно бедны халькопиритом и сфалеритом, но часто обогащены магнетитом.

Халькопирит. Халькопирит обычно ассоциирует с пирротином, в меньшей мере с кварцем, кальцитом и кальциевыми силикатами. Он встречается в виде прожилков и тонких прорастаний в пирротине, в виде прожилков по мелким разрывам и трещинам в кварце, кальците и кальциевых силикатах. Он образует прожилки по сланцеватости во внутрирудных включениях биотитового сланца и биотитового кварцита.

Халькопирит — единственный промышленно ценный медный минерал первичных руд. Кроме того, сообщалось также о находках первичного борнита и кубанита [4].

Сфалерит. Сфалерит является единственным цинковым минералом руд. Он распространен так же, как и халькопирит, и обычно ассоциирует с ним. Скопления тонкозернистого сфалерита встречаются в жильном кварце и кальците руд.

Сфалерит представлен железистым густо-коричневым до черного марматитом, содержащим 7—20 мол.% FeS.

Магнетит. Магнетит является единственным минералом-окислом первичных руд. Он встречается в рассеянной форме в сульфидах и в виде самостоятельных скоплений. В руде отмечались идиоморфные октаэдрические кристаллы магнетита размером до 0,25 дюйма, во вмещающих хлоритовых сланцах встречались кристаллы магнетита размером до 1 дюйма. В пиритовых рудах магнетита обычно больше, чем в пирротиновых. По-видимому, магнетит образовался раньше основной массы сульфидных руд, так как наблюдались случаи замещения магнетита сульфидами. Обычно он ассоциирует с кальциевыми силикатами, реже с кварцем, кальцитом и биотитовым кварцитом.

Золото и серебро. Золото и серебро присутствуют в рудах в крайне незначительных количествах, по-видимому, в рассеянной форме в основном в халькопирите и галените. Самородных золота и серебра не установлено.

Прочие сульфиды. В ассоциации с халькопиритом и сфалеритом встречаются небольшие количества галенита. Он образует тонкие прожилки в кварце, силикатных минералах и во внутрирудных блоках вмещающих сланцев. В галените иногда присутствуют включения самородного висмута. В руде встречаются также борнит, кубанит, молибденит, арсенопирит и станнин. В крайне незначительных количествах присутствуют никель и кобальт, однако минералы никеля и кобальта не установлены. Ни один из перечисленных минералов в настоящее время не извлекается.

Зональность первичных руд

Настоящий раздел написан на основании данных опробования, непосредственных визуальных наблюдений и результатов специальных исследований зональности руд на недавно разведанных рудных телах месторождений Бойд и Колловей. Предлагаемые обобщения не лишены противоречий. Акцент, сделанный на распределении свинца и цинка, вызван, очевидно, экономическими соображениями; возможно, что рассматриваемые небольшие вариации содержания этих металлов в геологическом отношении не являются принципиальными.

Месторождения Берра-Берра, Лондон и Ист-Теннесси на северо-западном крыле антиклинали Берра и Колловей и Мэри — Полк-Каунти на юго-восточном крыле представлены богатыми медными рудами, содержащими около 1,6% меди. Руды месторождений Юрика, Бойд и Чероки, локализованных в центральной части структуры, содержат в среднем около 0,7% меди. Аналогично распределен цинк: руды месторождений, локализованных на крыльях антиклинали, содержат около 1,2% цинка, руды месторождений центра структуры — в среднем только 0,5%.

Руды месторождений центра антиклинали более массивны (содержат меньше включений), в них относительно много пирита. Они сложены почти на 70% рудными минералами. Руды периферических месторождений содержат всего 55% рудных минералов. Руды центральных месторождений содержат около 3% магнетита, руды месторождений, расположенных на крыльях структуры,— менее 1%.

Распределение магнетита. В центральной части рудного тела Бойд содержания магнетита достигают 10%, но постепенно уменьшаются по падению и простиранию залежи до 1%. Никакой зональности в распределении минерала в направлении от кровли к подошве тела не установлено. На карте

изосодержаний видно постепенное погружение области повышенных содержаний магнетита на юго-запад согласно с общим погружением тела. В целом магнетит предпочтительно концентрируется в сплошных массивных рудах.

Аналогично на месторождении Юрика в районе юго-западного окончания рудного тела установлена область с содержаниями магнетита более 20%. Прослеженные по падению и простиранию залежи содержания магнетита, однако, быстро падают до 1% и менее. Содержания магнетита более 15% установлены в области юго-западного окончания рудного тела Чероки. На месторождении Колловей содержания магнетита низки. Верхнее тело содержит менее 0,2% магнетита; в нижнем теле имеется область с содержаниями магнетита 5%, быстро убывающими до нуля по простиранию залежи. На месторождении Мэри — Полк-Каунти магнетит встречается редко.

Отношение меди и цинка к магнетиту изменяется незакономерно. Определенно устанавливается лишь общая для района тенденция повышения содержаний магнетита в центральных (бедных медью) рудных телах.

Распределение меди. На месторождении Колловей зоны с повышенным содержанием меди вытягиваются в общем параллельно элементам залегания рудного тела. Вдоль подошвы верхнего рудного тела прослеживается зона с содержанием меди до 4%. В нижнем рудном теле имеются богатые медью зоны в центральной части залежи и вблизи кровли. На месторождении Колловей устанавливается также вертикальная зональность распределения меди. Верхняя часть залежи до 14-го горизонта содержит в среднем 2% меди, глубокие горизонты содержат в среднем около 1,6%.

На месторождении Бойд зоны с повышенным содержанием меди следуют также согласно общему простиранию залежи. Кроме того, устанавливается обогащение медью до 1% в северо-восточном и юго-западном окончаниях тела, в то время как центральные участки залежи, представленные более мощными и массивными рудами, содержат всего около 0,6% меди. Повышенные содержания меди отмечались в верхних частях рудных тел Ист-Теннесси и Мэри — Полк-Каунти.

Распределение цинка. Зональность распределения цинка обычно, хотя и не обязательно, следует зональности распределения меди. На месторождении Колловей вдоль подошвы залежи прослеживаются зоны, содержащие более 6% цинка. Такие же зоны устанавливаются местами в средних (от подошвы к кровле) частях тела. В верхней части месторождения Колловей содержания цинка достигают 3% и более; в нижней части они постепенно падают с глубиной до менее 1,8% (ниже 20-го горизонта).

Рудное тело Берра-Берра, относящееся, как и Колловей, к числу богатых медью залежей, обеднено цинком, в нем не установлено зон, содержащих более 1,5% цинка.

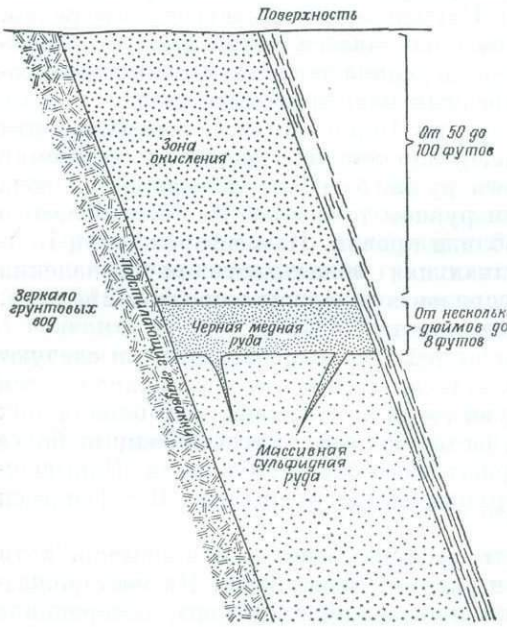
Вторичные руды

Залежи массивных сульфидных руд подвергались выветриванию и химическому разложению под действием просачивавшихся поровых растворов и колебаний уровня грунтовых вод. Этот процесс, детально исследованный Гилбертом [3] и Эммонсом [4], привел к образованию над месторождениями лимонитовых шляп (фиг. 3), распространяющихся от поверхности до зеркала грунтовых вод в некоторых местах на глубину около 100 футов. Ниже зоны окисления расположена зона вторично обогащенных медных руд. Именно эти проявления богатых вторичных руд послужили сырьем для первых горнорудных предприятий района.

Основным рудным минералом вторично обогащенных руд являлся халькозин, руду называли «черной медью» за ее характерный сажистый, пористый облик. Мощность зоны вторичного обогащения изменялась от нескольких дюймов почти до 8 футов; содержания меди в руде изменялись от 10 до

50%, составляя в среднем 25% [4]. Различия в содержаниях связаны с различным содержанием меди в первичных сульфидных рудах, глубиной выветривания и локальными условиями вторичного минералообразования. Кроме халькозина, в зоне гипергенного обогащения установлены другие вторичные минералы меди [4], в том числе малахит, азурит, хризоколла, куприт и самородная медь. В незначительных количествах присутствуют устойчивые к выветриванию остаточные пирротин и пирит.

Тело вторично обогащенных руд локализовалось обычно в виде четко ограниченного пласта между лимонитовой шляпой, подстилающими массивными сульфидными рудами и плотными боковыми стенками залежи. Зона приурочивалась к поверхности уровня грунтовых вод, которая в свою очередь в той или иной мере следовала топографии местности. Первичные сульфиды под телом вторичных руд обычно были обогащены медью на протяжении еще нескольких футов. Исключением было лишь рудное тело Ист-Теннесси, в котором вторичный халькозин в ассоциации с первичными сульфидами распространялся до глубины 220 футов от поверхности.



Ф и г. 3. Схематический разрез через зону окисления и вторичного обогащения сульфидных тел.

Вторичные медные руды были отработаны в районе уже к 1900 г. К настоящему времени от них сохранились представляющие лишь минералогический интерес случайные остатки.

Зона окисления. Перекрывающая зону вторичного обогащения зона окисления сульфидных руд состоит преимущественно из лимонита и содержит в среднем 45% железа и около 0,08% фосфора. До 1907 г. из зон окисления месторождений района, в основном из лимонитовых шляп залежей Юрика и Чероки, было добыто около 2 млн. т железной руды. Количество сохранившихся к настоящему времени окисленных железных руд незначительно. Разработка их ввиду малых запасов нерентабельна.

Лимонитовая шляпа над месторождениями представлена характерным рыхлым выщелоченным материалом, содержащим до 40% пор. В изобилии присутствуют остаточные кварц и силикатные минералы. Содержание меди, представленной вторичными медными минералами, варьирует от 0,1 до 0,8%, изменяясь в известной мере пропорционально содержанию меди в первичных рудах. В целом, однако, материал железных шляп различных залежей настолько однообразен, что по нему нельзя определить тип выветривавшихся руд.

Температуры рудообразования

Наличие в рудах равновесной ассоциации пирротина, пирита и сфалерита дает возможность пользоваться экспериментально откалиброванными палеотермометрами. Определяемые таким образом температуры, по-видимому, отвечают температурам метаморфической перекристаллизации.

Арнольд (письменное сообщение, 1958) исследовал реакционную каемку пирронита на кристалле пирита в образце руды из месторождения Берра-Берра; согласно его данным, содержание железа в пирротине равно 46,8 ат.%, что отвечает минимальной температуре образования 470 °С без поправки на давление. В девяти образцах руд из месторождений Бойд и Колловей реакционные каймы пирротина вокруг кристаллов пирита отсутствовали; содержание железа в пирротине варьировало от 47,4 до 48,0 ат.%, что отвечает минимальной температуре образования 280 °С. Это значение температуры, однако, не надежно, поскольку нет уверенности в том, что пирротин образовался в условиях избытка серы. Скорее всего пирит и пирротин в этих образцах кристаллизовались неодновременно.

Мох и Куллеруд [18] исследовали 130 образцов руд из месторождения Колловей. Они также получили низкие температуры образования для пирротина, которые объяснили предположением о переуравновешивании пирротина в ходе ретроградного метаморфизма. Температуры образования сфалерита по результатам исследования ассоциации сфалерит — пирротин оказались от 200 °С до 600 °С без поправки на давление. Причем высокие температуры до 600 °С показали пробы руд, отобранные на северо-восточном фланге месторождения Колловей, а температуры, понижающиеся до 200 °С,— образцы, отобранные из юго-восточных частей залежи на самых глубоких горизонтах месторождения (1400 и 1800 футов ниже дневной поверхности). Присутствие кианита во вмещающих породах рудного тела Колловей свидетельствует о более высоких температурах и давлениях, которые, по-видимому, имели место до образования руд во всяком случае в их современном облике.

Проведенные Карпентером [20] исследования по температурам образования сфалерита в общем подтвердили результаты Моха и Куллеруда. Карпентер показал, однако, что перепад температур образования в 150 °С, наблюдавшийся им в двух соседних кристаллах сфалерита, объясняется различием содержаний FeS в сфалеритах в 9 мол.%. Следовательно, результаты палеотемпературных определений можно рассматривать лишь как оценочные. Содержание железа в пирротине в 31 образце руд из различных месторождений изменяется от 47,37 до 47,68 ат.%, что отвечает минимальной температуре образования 315 °С. Верхний предел устойчивости хлорита и эпидота руд равен соответственно 490 °С и 460 °С.

Изменение боковых пород

Породы, вмещающие рудные тела, подвержены различным изменениям метаморфического, минералогического и химического характера, включающего изменения в содержании микроэлементов. Часть этих изменений скорее всего связана с рудообразующим процессом. Некоторые изменения, по-видимому, вызваны метаморфическими преобразованиями и воздействием нерудоносных гидротерм.

Снайдер [31] обратил внимание на различия в содержании ильменита в разных пластах метаморфизованных граувакк и сланцев. Ильменит в породах является остаточным минералом и изменения в его содержании, по-видимому, связаны с особенностями первичного накопления. Стратиграфические зоны с повышенным содержанием ильменита рудопродуктивны по Снайдеру. Они состоят из нескольких подразделений, представленных сланцами и граувакками. Снайдер пришел к выводу, что рудные тела Берра-Берра, Лондон и Ист-Теннесси локализованы в пределах одной продуктивной зоны, но на различном стратиграфическом уровне.

Гибсон [10] изучил распределение циркона в боковых породах рудного тела Колловей. Методом подсчета цирконовых зерен в ультрафиолетовом свете он установил, что остаточного циркона относительно много в метамор-

физованных граувакках, меньше в слюдяных сланцах и практически совсем нет в рудах и жильном выполнении. Циркона также очень мало в сланцах кровли и подошвы залежи. Низкие содержания циркона во вмещающих породах вблизи рудных тел, возможно, отражают изменение режима осадконакопления, благоприятствующее отложению кальцийсодержащих минералов.

Изменения минералогического характера боковых пород рудных тел Бойд и Колловей изучались Брауном [27, 33]. В разрезе от неизменных вмещающих пород через зону околорудного изменения мощностью до 60 футов к руде он установил снижение показателя преломления *Nm* хлоритов и слюд, отвечающее переходу соответственно от репидолита к амезиту и от биотита к флогопиту. Эти изменения отражают снижение содержания железа в зоне околорудного изменения. Браун отметил, кроме того, в измененной зоне относительное увеличение числа зональных и сдвойникованных плагиоклазов, замещение биотита хлоритом и серицитом, образование порфиробластов хлорита, мусковита и флогопита и увеличение содержания эпидота и клиноцоизита. Снижение показателя преломления *Nm* хлоритов и биотита установлено также в боковых породах рудных тел Юрика и Чероки.

Минералогические изменения в боковых породах рудных тел отмечаются и в вертикальном разрезе. В породах, вмещающих верхние части рудных тел Бойд и Колловей, развиты биотит и серицит; во вмещающих породах этих же залежей и рудного тела Юрика на более глубоких горизонтах преобладает хлорит. Во вмещающих породах рудного тела Бойд с глубиной увеличивается содержание граната; во вмещающих породах рудного тела Колловей с глубиной растет содержание ставролита.

Кингманом [9] были установлены следы меди и цинка в безрудных сквозных структурах, представляющих, по-видимому, области потенциальной рудолокализации. Мур [19], выполнив серию спектральных анализов минеральных фракций проб вмещающих пород в интервале 10—200 футов от рудного тела Бойд, установил закономерное уменьшение в боковых породах олова по мере удаления от рудной залежи (в руде в минералогических количествах присутствует станнин); аналогично в рудной фракции проб по мере удаления от рудного тела уменьшается содержание никеля, кобальта и титана.

Образование первичных руд

Сорок лет назад Эммонс писал: «В стране немного районов, где на такой небольшой площади в разное время работало бы столько первоклассных специалистов, но вряд ли где еще точки зрения различных исследователей расходятся столь кардинально». Прошедшие годы подтвердили эту оценку.

Широким распространением пользуется гипотеза Эммонса о замещении рудой линз известняков, приуроченных к одному стратиграфическому горизонту. Эммонс считал, что кальциевые силикаты и жильный кальцит являются перекристаллизованными остатками первичной вмещающей породы.

Росс [6] поддерживает гипотезу гидротермального замещения, но склоняется к мнению, что процессы замещения развивались вдоль тектонически нарушенных зон. Жильные минералы — кварц, железомагнезиальные минералы, кальциевые силикаты и кальцит — он считает гидротермальными, отложившимися в ходе рудообразующего процесса.

Минералогические исследования Карпентера [20] поддержали точку зрения Росса. Карпентер выделил три стадии деформации, наложившиеся на первичные текстуры рудных минералов. Он также предположил, что между локализованными вблизи рудных тел амфиболитами и рудообразующим процессом имеют место некоторые генетические отношения.

Процессы перекристаллизации и частичного переотложения минералов маскируют первичные текстуры руд. Возникающие в результате наложенные

текстурные формы могут быть приняты за признаки рудообразующей кристаллизации. Кинкел [17] обратил внимание на присутствие в рудах района Дактаун текстур перекристаллизации и переотложения аналогичных текстурам руд месторождения Ор-Ноб. Каллиокоски [22] отметил в рудах района Дактаун признаки наложения текстур, объяснив их предположительно действием регионального метаморфизма.

Браун (письменное сообщение, 1967) на основании изучения изменений боковых пород рудных залежей пришел к выводу, что основные эффекты околорудного изменения были произведены дорудными порциями гидротермальных растворов. Затем в сквозные трещинные зоны проникли серусодержащие эманации, выщелачивавшие железо из вмещающих хлоритовых и биотитовых сланцев и замещавшие жильные минералы сульфидами железа. Браун считает, что из вмещающих пород, возможно, извлекались также медь и цинк.

Некоторые, особенно европейские и австралийские, геологи, посещавшие в последнее десятилетие рудный район, высказывались в пользу сингенетического происхождения рудных залежей.

Автор настоящего описания считает, что признаки гидротермального замещения благоприятных зон очевидны. Предпочтительно замещаемые зоны локализованы в трех стратиграфических горизонтах и представлены пластами пластически дислоцированных известковистых сланцев, осложненными согласными и близко согласными тектоническими нарушениями. Тектонические зоны были одновременно рудоподводящими и локализующими структурами. Благоприятные породы исходно, по-видимому, были представлены слоями известковистых глин, которые в стадию дорудного метаморфизма превратились в пласты, содержащие кальцит, кальциевые силикаты, линзы биотитового кварца и биотит-серицитового сланца. О контролирующей роли нарушений и вероятном замещении боковых пород вдоль проводящих трещин свидетельствуют наличие в руде многочисленных частично замещенных брекчированных обломков вмещающих пород, следы тектонических подвижек вдоль ограничений рудных тел и факт пересечения рудой под небольшими углами слоистости вмещающих пород.

Последовательный привнос компонентов в область рудолокализации, по-видимому, обусловил протекание процесса минерализации в несколько стадий. Некоторая часть железа могла быть извлечена из боковых толщ. По ходу рудоотложения и замещения вмещающих пород, возможно, менялся состав растворов; температура гидротерм скорее всего снижалась. Таким образом, степень и характер замещения пород зависели также от эволюции состава и температуры рудообразующих растворов.

Геологическая история

Геологическая история рудного района представлена ниже в виде наиболее вероятной с точки зрения автора последовательности основных геологических событий. Очевидно, что возможны и другие интерпретации. Накопление новых данных позволит снять в будущем многие неопределенности. Последовательность и время этапов метаморфической кристаллизации и перекристаллизации, гидротермальной активности и ретроградного метаморфизма особенно дискуссионны. Данные по изотопному датированию не надежны и приведены лишь для общей ориентировки.

1. Отложение в позднем докембрии слоистой серии, представленной крупнозернистым, мелкозернистым и глинистым кластическим материалом раннего докембрийского возраста (1199 млн. лет). На континентальном шельфе, кроме силикатных пород, отлагались также отдельные прослои существенно карбонатного материала. Оползни и донные течения обусловили местные нарушения залегания и сортировку осадков.

2. Продолжение осадконакопления в кембрии, приведшее к тому, что общая мощность толщи достигла 30 000 футов.

3. Общее поднятие региона в раннем палеозое и орогенез (478 и 434 млн. лет), сопровождавшийся региональным и динамическим метаморфизмом пород от хлоритовой до кианитовой фаций. Пластические дислокации биотитовых кварцитов, хлоритовых сланцев, карбонатных, карбонатно-силикатных и магнетитсодержащих пород толщи привели к образованию складчатых форм, близких к современным. Крупные надвиговые нарушения образовали зоны брекчированных пород и сквозные каналы для гидротермальных растворов.

4. Тектонические деформации девонского времени (387, 374 и 347 млн. лет). Гидротермальные растворы, поднимаясь по сквозным каналам, замещают благоприятные зоны сульфидами, изменяют боковые породы, обусловливая появление в них местных ретроградных метаморфических рядов. Возможно, что внедрение расплавов с образованием амфиболитовых силлов и даек произошло также в девонское время.

5. Тектонические деформации позднего палеозойского времени (323 и 327 млн. лет), образовавшие сбросы северо-восточного и широтного простирания, которые сместили и частично шарнирно развернули рудные залежи. Метаморфические условия вызвали перекристаллизацию и переотложение рудных и жильных минералов. Возможно, что происходило некоторое дополнительное изменение боковых пород. Переотложение сульфидов на заключительных этапах контролировалось разломами и трещинами.

6. От пермского периода до настоящего времени произошло общее поднятие территории района, эрозия образовала современную топографию. Процессы выветривания уже в четвертичное время привели к образованию зон окисления и вторичного сульфидного обогащения.

ОПИСАНИЕ РУДНЫХ ТЕЛ

Северо-западные месторождения

Рудные тела Берра-Берра, Лондон и Ист-Теннесси локализованы по простиранию вмещающих пород, возможно, по общему нарушению в пределах одного стратиграфического горизонта на северо-западном крыле антиклинали Берра. Они весьма похожи между собой, но отличаются размерами. Все три залежи к настоящему времени отработаны.

Берра-Берра. Месторождение Берра-Берра было самым крупным в районе. Его общие запасы составляли 19 млн. т руды; из них к моменту окончания эксплуатационных работ в 1958 г. было извлечено 15 636 тыс. т. Оставшаяся руда заключена в целиках, отработка которых экономически нерентабельна. Залежь имеет по простиранию более 3400 футов, по падению около 3600 футов и вертикальную амплитуду от поверхности на глубину более 2400 футов. Однако не все это пространство было выполнено рудой.

Рудное тело представлено большей частью маломощной, короблеными, пластообразной линзой с местными раздувами мощностью более 200 футов. В целом рудное тело погружается почти точно на юго-восток под углом 70°, оси осложняющих складок коробления погружаются на северо-восток под углами 45—65°. Залежь согласна с породами кровли, но неоднократно сечет породы подошвы под углами до 15°, что подтверждается специальными стратиграфическими исследованиями Снайдера [31]. На глубине рудное тело постепенно выполаживается почти до 30°, после чего выклинивается. Если в перевернутом крыле антиклинали продуктивная зона продолжается в пределах того же стратиграфического горизонта, то, согласно схеме (фиг. 2), она должна выйти на поверхность еще раз северо-западнее основной залежи.

Однако никаких рудопроявлений на соответствующей части площади установить не удалось.

Породы лежачего бока представлены граувакками и слюдяными сланцами с отдельными зонами «выщелоченного» серицитового сланца. В висячем боку залежи прослеживается мощная, достигающая местами 200 м, зона песчанистых кварцево-хлоритовых сланцев с гранатом и редкими бластами ставролита.

Ассоциация рудных и жильных минералов, образующих залежь Берра-Берра, типична для района. Несколько более, чем в других проявлениях, распространен халькопирит. Среднее содержание меди в руде равно 1,6%, общее содержание сульфидов в первичной руде около 57%. Основными жильными минералами являются кварц, кальцит и кальциевые силикаты. В руде также много включений брекчии боковых пород, вдоль зальбандов жилы видны следы тектонических подвижек. Рудные минералы скорее всего отлагались вдоль контролирующего нарушения, замещая одновременно благоприятные зоны внутри вмещающей складчатой структуры.

Лондон. Рудное тело Лондон расположено в 2300 футах к северо-востоку от залежи Берра-Берра. Отработка месторождения была завершена в 1926 г.; всего из недр было извлечено 1,6 млн. т руды со средним содержанием 1,8% меди. Таким образом, по масштабам месторождение Лондон примерно в 10 раз меньше месторождения Берра-Берра. Рудная жила имеет по простиранию длину 1000 футов, по падению несколько более 1000 футов, угол падения в среднем равен 60°. Ассоциация рудных и жильных минералов типична для рудопроявлений района, общее содержание сульфидов в первичной рудной массе составляет около 50%. Основные жильные минералы кварц и кальцит. Структурные отношения и вмещающие породы те же, что и на месторождении Берра-Берра. Поисковыми работами на площади между залежами Лондон и Берра-Берра установлены породы, аналогичные боковым породам рудных тел, но не содержащие сульфидной минерализации.

Ист-Теннесси. Рудное тело Ист-Теннесси расположено в 2000 футах к юго-востоку от залежи Лондон. Это самое небольшое месторождение в районе; за весь период отработки на нем было добыто всего 250 тыс. т руды. По ряду черт залежь Ист-Теннесси, однако, весьма своеобразна. Уже в 1877 г., в то время как на других рудниках отрабатывались еще близповерхностные зоны вторичного обогащения, горные работы на месторождении достигли глубины 500 футов, войдя глубоко в первичные руды. Зона гипергенных изменений на месторождении Ист-Теннесси распространяется на глубину до 200 футов; обогащение первичных руд вторичными сульфидами, по-видимому, имело место до значительно больших глубин. Хенрич [2] сообщает, что содержание меди в руде в начальный период отработки было равно 7,5%, однако цифра эта относится, по-видимому, к руде, прошедшей предварительное ручное обогащение. Эммонс описал в качестве основных жильных минералов залежи кальцит и кальциевые силикаты, особенно тремолит и диопсид. Они и сейчас встречаются в изобилии в старых отвалах рудника.

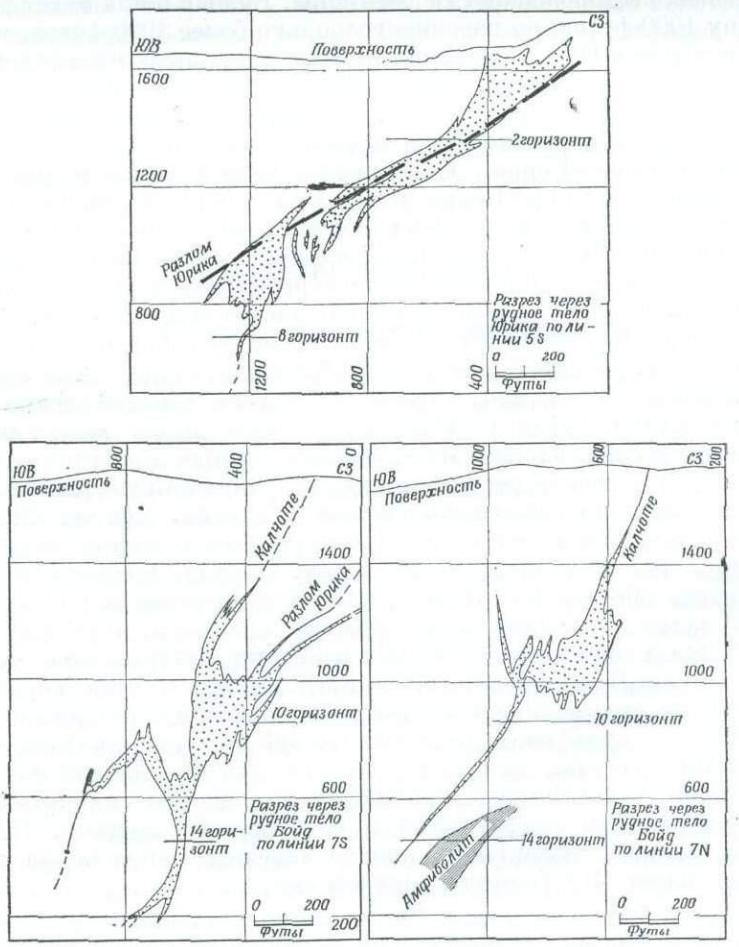
Рудное тело Ист-Теннесси было представлено скорее вкрапленными, чем массивными сульфидными рудами и, по-видимому, содержало суммарно не более 30—40% сульфидов среди вмещающей массы силикатных минералов и сланцев. Минеральная ассоциация типична для проявлений района; больше, чем обычно, халькопирита, кальцита и кальциевых силикатов. Боковые породы представлены граувакками и слюдяными сланцами. Песчанистые хлоритовые сланцы, развитые в кровле залежей Берра-Берра и Лондон, на месторождении Ист-Теннесси отсутствуют.

Месторождения центральной части

В центральной части рудного района расположены месторождения Юрика, Бойд и Чероки (фиг. 1). Они близки между собой по минеральному составу руд и типам вмещающих пород, но имеют различные размеры и структуру. Предполагается, что все они локализованы в пределах одного стратиграфического горизонта, простирающегося в северо-восточном направлении по азимуту 30—40° СВ. Эти месторождения беднее медью, чем месторождения, локализованные на крыльях структуры, однако общее содержание сульфидов в них выше, они содержат больше пирита, ведущий сульфидный минерал — пирротин. Среднее содержание серы в руде около 25%, железа около 35%. По сравнению с месторождениями, локализованными на крыльях структуры, руды центральных залежей содержат меньше сфалерита.

Из-за низкого содержания меди в руде центральные месторождения начали разрабатываться сравнительно поздно. Систематическая отработка рудного тела Юрика началась в 1925 г., месторождение Бойд эксплуатируется начиная с 1941 г. Отработка месторождения Чероки по существу еще только начинается

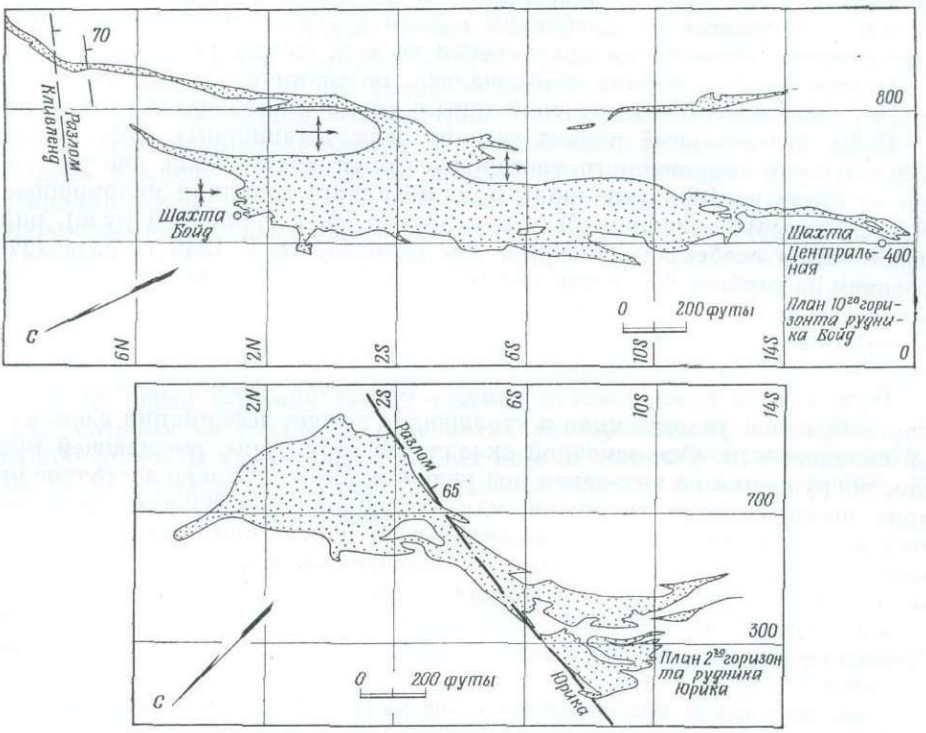
Юрика. Месторождение Юрика до 1936 г. отрабатывалось двумя рудниками Изабелла и Юрика, принадлежавшими двум различным компаниям.



Фиг. 4. Разрезы месторождений Юрика и Бойд.
Рудное тело Бойд интенсивно пластически деформировано.

Оба эти названия использовались также и для обозначения рудных тел. В настоящее время соответствующую рудную жилу называют обычно рудным телом Юрика.

Залежь (фиг. 4, 5) представляет собой удлиненную неправильную линзу, пересеченную и смещенную пострудным широтным разломом Юрика в плане на 350 футов. Вдоль разлома в руде образовались зеркала скольжения. Простирание рудного тела 30° СВ, средний угол падения 45° на юго-восток. Северо-восточная рудная складка имеет в продольном разрезе форму носа



Ф и г. 5. План месторождений Юрика и Бойд.

корабля, линия ограничения тела погружается на юго-запад и затем на уровне 8-го горизонта (фиг. 4) выполаживается, образуя как бы подобие киля. Зона окисления месторождения имеет 1500 футов в длину и 250 футов в ширину; возможно, что эродировано было около половины месторождения.

Вмещают рудное тело со стороны висячего бока в основном серицитовые сланцы, со стороны лежачего бока на верхних горизонтах в основном граувакки и граувакковые сланцы. На нижних горизонтах месторождения со стороны как висячего, так и лежачего бока и ниже рудного тела развиты хлорит-гранатовые сланцы. От поверхности до уровня 8-го горизонта и ниже рудного тела в боковых породах встречаются ставролит и псевдоморфозы серицита по ставролиту. Местами встречается кианит.

Разведочным бурением под рудным телом и в районе северо-восточного окончания залежи был подсечен массивный амфиболитовый силл мощностью более 300 футов. Тело амфиболита удалено от руды на расстояние 600 футов, генетические взаимоотношения с рудной залежью неопределенны.

Рудное тело залегает согласно с элементами залегания боковых пород и имеет обычно резкие контакты; количество рассеянных в боковых породах сульфидов незначительно. Отношение общей массы сульфидов к массе жильного выполнения в руде месторождения — наивысшее из всех проявлений

района. Пирит встречается в изобилии и местами является ведущим сульфидным минералом. Магнетит развит локально в южном центральном блоке месторождения, где образует тонкозернистые кристаллические скопления размером до 2 футов.

Основными жильными минералами являются актинолит и тремолит, в относительно меньших количествах присутствуют кварц и кальцит. В руде встречаются также включения вмещающих сланцев. Уникально для рудного тела Юрика присутствие в руде крупных, длиной до 6 дюймов, кристаллов диопсида и геденбергита. Имеющиеся в изобилии в кристаллах трещины и следы тектонического дробления сцементированы сульфидами. Диопсид и геденбергит встречаются практически во всех частях рудного тела.

Рудная залежь Юрика образовалась, по-видимому, в результате замещения рудой пород благоприятной зоны в крупной складчатой структуре.

Бойд. В начальный период ведения эксплуатационных работ в районе на территории современного месторождения отрабатывались две удаленные друг от друга на 400 футов жилы Бойд и Калчоте. Слишком маломощные (от 10 до 20 футов) и слишком бедные медью (0,7% в первичной руде), они не представляли особенного интереса для разработки. В 1940 г. разведочным бурением на глубине 600 футов под жилами было подсечено крупное — мощностью 200 футов — тело массивных сульфидных руд. Последующая разведка установила, что две выходящих на поверхность жилы являются ответвлениями этой новооткрытой залежи.

Рудное тело Бойд имеет в длину 2400 футов, форма залежи в общем пластообразная, усложненная и утолщенная за счет деформаций изоклинальной складчатости. Ось основной складчатой структуры, вмещающей рудное тело, погружается на юго-запад под углом около 20°. Северо-восточное окончание месторождения такое же, как у рудного тела Юрика, выделяются «нос» и «киль» тела, выполаживающийся до почти горизонтального залегания несколько ниже 14-го горизонта. Поперечные нарушения многочисленны, но перемещения по ним незначительны. Северо-восточное окончание залежи ограничено разломом Кливленд, хотя небольшие по масштабам сульфидные проявления встречаются также и несколько севернее разлома Кливленд.

Боковые породы представлены выше уровня 10-го горизонта в основном серицитовыми и биотитовыми сланцами, ниже преимущественно хлорит-гранатовыми сланцами. Хлорит-гранатовые сланцы облекают в виде почти сплошного чехла низы залежи и продолжаются на глубину почти на 600 футов ниже, местами их мощность превышает 400 футов. Встречаются, но не часто, ставролит и псевдоморфозы серицита по ставролиту. Рудное тело залегает в общем согласно залеганию вмещающих пород. Вблизи подошвы и северо-восточного окончания залежи проходит амфиболитовый силл.

Рудное тело представлено в основном обычными массивными сульфидными рудами; вмещающие биотитовые кварциты и биотит-серицитовые сланцы содержат иногда от 10 до 50% сульфидов. Это насыщение сульфидами боковых пород имеет место в основном в кровле основной залежи, а также в кровле над смятыми крыльями рудной складки. В пирротине встречаются крупные кристаллы пирита размером до 12 дюймов. Магнетит развит в центральной части залежи, где участками его содержания достигают 15%. Жильные минералы те же, что и на месторождении Юрика.

Рудное тело Бойд, по-видимому, образовалось за счет замещения благоприятной зоны в складчатой структуре. Включения брекчии в руде встречаются редко, за исключением самых северных частей тела и участка вблизи разлома Кливленд.

Чероки. Северо-восточные участки месторождения Чероки описывались раньше в литературе как рудопроявления Олд-Теннесси и Шул-Проперти, юго-западная часть месторождения называлась залежью Чероки. Названия

эти не имеют геологического смысла, так как залежь представлена одним телом.

Рудное тело Чероки самое протяженное в районе, по простиранию оно прослежено на 6000 футов, по падению на 2400 футов от поверхности. Большая часть залежи представлена непромышленной минерализацией или рудными жилами, слишком маломощными для рентабельной отработки. Горные работы в настоящее время достигли глубин 1000 футов от поверхности, отдельные разведочные скважины пробурены до 2400 футов; запасы и форма месторождения еще окончательно не установлены.

Рудное тело представлено протяженной, маломощной, короблеиой, в общем пластообразной линзой. Складчатые деформации обусловили местные раздувы мощности до 150 футов, основная часть жилы, однако, имеет мощность менее 30 футов. Структурно месторождение Чероки наиболее простое из всех проявлений района. В средней части рудная жила пересечена и смещена в плане на 250 футов поперечным разломом северо-западного простирания. Смена углов падения в смещенной части залежи говорит о том, что перемещение сопровождалось частичным шарнирным поворотом блоков. В северном относительно поперечного нарушения блоке залежь падает на юго-восток в среднем под углом 45°, в южном блоке падение также юго-восточное под углом 65°.

Вмещают тело со стороны кровли в основном биотит-серицитовые сланцы, со стороны подошвы преимущественно грауваккн и грауваккновые сланцы, с глубиной среди боковых пород кровли появляются хлорит-гранатовые сланцы, которые на глубоких горизонтах месторождения достигают мощности 200 футов. В хлоритовых сланцах иногда встречаются псевдоморфозы серицита по ставролиту. Рудные и жильные минералы залежи те же, что и в рудных телах Бойд и Юрика.

Юго-восточные месторождения

Рудопроявления на юго-восточном крыле антиклинали Берра представлены месторождениями Колловей и Мэри — Полк-Каунти. Минералогически они близки к месторождениям северо-западного крыла складки. Рудные тела содержат в среднем 1,7% меди; относительная доля пустого жильного выполнения в руде существенно больше, чем в рудах месторождений центрального участка. Основные жильные минералы: актинолит, тремолит, кварц и кальцит. Структуры месторождений различны, но предполагается, что они локализованы в пределах одной и той же зоны, образующей перевернутую складку.

Колловей. Рудная залежь Колловей протягивается по простиранию на 1500 футов, по падению промышленное оруденение продолжается до глубин более 300 футов. В месторождении отчетливо выделяется два различных по структуре участка: верхний, выше уровня 14-го горизонта (абсолютная отметка около 700 футов), и нижний, соответственно ниже уровня этого горизонта. Верхний участок представлен сжатыми изоклинально антиклинальной и синклинальной складками, погружающимися почти вертикально или круто на северо-восток. Руда локализована в синклинальной складке, погружающейся на восток под углом 45°. На нижнем участке структура месторождения упрощается. Рудное тело приобретает дугообразную, затем удлиненную и, наконец, пластообразную форму с углом падения 70° на юго-восток; направление погружения складки меняется на юго-западное под углом около 70°.

Залегает рудное тело в общем согласно с вмещающими породами. Однако структурно залежь не следует, как ранее предполагалось, изгибу Колтаунской синклинали (фиг. 2). Складчатые деформации обусловили увеличение

мощности рудного тела на нижнем участке месторождения до 400 футов на уровне 20 горизонта.

Боковые породы на верхнем участке месторождения как со стороны лежачего, так и со стороны висячего боков крыльев изоклинальных складок представлены преимущественно биотит-серицитовыми сланцами. На нижнем участке месторождения ниже уровня 14-го горизонта боковые породы также представлены биотит-серицитовыми сланцами, образующими вокруг рудного тела чехол мощностью от 1 до 20 футов. Однако далее в сторону от руды развиты необычные породы, состоящие из хлорита, кварца, граната, ставролита и биотита. В них отмечается более или менее развитая сланцеватость, в общем параллельная элементам залегания рудного тела. В этой зоне в изобилии встречаются крупные — длиной до 8 и шириной до 3 дюймов — порфиробласты ставролита, многие из которых частично или полностью серицитизированы. Местами присутствуют многочисленные порфиробласты кианита. Порфиробласты ставролита и кианита иногда пересекаются строчками мелких, размером от 0,125 до 0,25 дюйма, зерен граната. Эти гранатовые выделения обычно вытянуты параллельно сланцеватости и напластованию, гранат местами частично хлоритизирован. Описанные породы развиты на нижнем участке месторождения как со стороны кровли, так и со стороны подошвы рудного тела. Мощность их иногда достигает 300 футов.

Минералогия руд месторождения Колловей типична для проявлений района. В несколько бóльших, чем обычно, количествах присутствуют халькопирит и сфалерит. Среднее содержание меди и цинка в рудах верхнего участка месторождения равно 2%, в рудах нижнего участка — примерно 1,6%. Ведущие сульфидные минералы — пирротин и пирит. Магнетит присутствует в количествах менее 1%. Жильные минералы те же, что и в других проявлениях района. На продолжении рудных линз во вмещающих биотитовых кварцитах, особенно на нижнем участке месторождения, часто устанавливается обильная вкрапленность сульфидов. В рудах нижнего участка месторождения встречаются также крупные включения брекчии полосчатого кварц-роговообманкового гнейса. Кальцит местами образует скопления размером до нескольких футов. Уникальны для месторождения редкие и вообще необычные для метаморфизованных докембрийских отложений проявления метана в боковых породах и рудах нижнего участка месторождения. Местами в трещинах и по зеркалам скольжения в руде и боковых породах встречаются выделения графита. Месторождение Колловей образовалось, по-видимому, в результате замещения рудой пород благоприятной тектонически подготовленной зоны в интенсивно деформированной складчатой структуре.

Мэри — Полк-Каунти. Из-за того что работы в начальный период велись несколькими рудниками, отрабатывавшими различные пространственно разобщенные жилы, первоначально предполагалось, что на площади современного месторождения локализованы две самостоятельных залежи. Разведочными работами в дальнейшем, однако, было установлено, что разобщенные на поверхности жилы представляют собой на самом деле выходы сложно дислоцированного в серию изоклинальных складок рудного тела. Основная рудная жила месторождения Мэри протягивается непрерывно по простиранию на 3000 футов и представлена чередованием линзообразных раздувов и маломощных непромышленных соединяющих проводников. Залежь погружается полого на юго-запад.

Вмещают рудное тело в основном граувакки, биотитовые и серицитовые сланцы. В районе юго-западного окончания жилы Полк-Каунти среди боковых пород встречаются также многочисленные прослои ставролитовых сланцев. Как и на нижнем участке месторождения Колловей, в нескольких сотнях футов ниже северного окончания жилы Мэри среди боковых пород появляются хлорит-ставролитовые сланцы.

Зона вторичного обогащения над жилой Мэри и над жилой Полк-Каунти содержала очень богатые скопления. Первичные руды были обогащены и содержали около 2,5% меди до глубины нескольких сотен футов. Содержание меди в рудах глубоких горизонтов месторождения равно в среднем 1,5%. Ведущий минерал первичных сульфидных руд — пирротин. Пирит и халькопирит встречаются в незначительных количествах. Сфалерит образует локальные скопления с содержанием цинка до 2%. На некоторых участках в рудах встречаются следы свинца и молибдена. Единственная находка молибденита в районе была сделана как раз на месторождении Мэри—Полк-Каунти.

Жильные минералы представлены кварцем, актинолитом, тремолитом, кальцитом и крупными скоплениями роговой обманки, напоминающими породы амфиболитовых проявлений района. Во включениях сланца в руде встречаются крупные кристаллы граната размером до 1 дюйма. Местами в руде присутствуют также брекчированные включения граувакки, граувакового сланца и кварц-роговообманкового гнейса. Месторождение образовалось в основном за счет замещения рудой благоприятных линзовидных зон среди пластически деформированных сланцев.

Другие сульфидные проявления

Примерно в 400 футах на юго-запад от месторождения Колловей расположены разведочные выработки Мик и Юнайтед-Стейтс (фиг. 1). Они были заложены на небольших по размерам железных шляпах с актинолином. В обоих случаях массивные сульфидные руды обнаружены не были.

Несколько небольших проявлений сульфидных руд известно на юго-западном продолжении рудного района на площади, на 5 миль заходящей на территорию штата Джорджия. На двух из них были организованы рудники (№ 20 и Мобил), давшие незначительное количество вторично обогащенных и первичных сульфидных руд; однако мощность жил и содержание меди в рудах оказались недостаточными для ведения систематических горнорудных работ. Минеральный состав этих руд аналогичен минеральному составу руд района. Разведка других сульфидных проявлений дальше на юго-запад установила постепенное замещение форм массивных сульфидных скоплений формами рассеянной непромышленной сульфидной минерализации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Safford J. M., Geology of Tennessee, Nashville, 1—550, 1869.
2. Henrich C., The Ducktown ore deposits and the treatment of Ducktown copper ores, A.I.M.E., Tr., **25**, 173—245, 1895.
3. Gilbert G., Oxidation and enrichment at Ducktown, Tennessee, A.I.M.E., Tr., **70**, 998—1023, 1924.
4. Emmons W. H., Laney F. B., Geology and ore deposits of the Ducktown mining district, Tennessee, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **139**, 1—114, 1926.
5. Schmedeman O. C., Geology of the Isabella ore body, Unpublished M. S. thesis, Univ. Wis., 1—49, 1931.
6. Ross C. S., Origin of the copper deposits of the Ducktown type in the southern Appalachian region, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, **179**, 1—165, 1935.
7. Barclay R. E., Ducktown back in Raht's time, Univ. of North Carolina Press, Chapel Hill, 1—283, 1946.
8. Simmons W. W., Recent geologic investigations in the Ducktown mining district, Tennessee, 67—71, in Snyder F., G., Editor, Symposium on mineral resources of the southeastern United States, Univ. Tenn. Press, Knoxville, 1—236, 1949.
9. Kingman O., Geochemical techniques and results at Ducktown (Tenn.), Min. Cong. Jour., **37**, № 10, 62—65, 1951.
10. Gibson O., Heavy accessory mineral study in the Ductown basin, Ga. Geol. Surv. Bull., № 60, 278—288, 1953.

11. Hurst V. J., Stratigraphy, structure, and mineral resources of the Mineral Bluff quadrangle, Georgia, Ga. Geol. Surv. Bull., № 63, 1—137, 1955.
12. Hurst V. J., Geologic map of the Epworth, Georgia quadrangle, Ga. Dept. of Mines, Mining, and Geol., 1955.
13. King P. B., et al., Stratigraphy of Ocoee series, Great Smoky Mountains, Tennessee and North Carolina, Geol. Soc. Amer. Bull., **69**, 947—966, 1958.
14. Long L. E., et al., Chronology of major metamorphic events in the southeastern United States, Amer. Jour. Sci., **257**, 585—603, 1959.
15. Kulp J. L., Eceklmann F. D., Potassium-argon isotopic ages on micas from the southern Appalachians, N.Y. Acad. Sci. Ann., **91**, 408—419, 1961.
16. Hurst V. J., Schlee J. S., Ocoee metasediments, northcentral Georgia, southeast Tennessee, Guidebook № 3, Ga. Dept. of Mines, Minning, and Geol., 1—28, 1962.
17. Kinkel A. R. Jr., The Ore Knob massive sulfide copper deposit, North Carolina, an example of recrystallized ore, Econ. Geol., **57**, 1116—1121, 1962.
18. Moh G. H., et al., Studies of Ducktown, Tennessee, ores and country rocks, in. Ann. Rept. Dir. Geophys. Lab., Carnegie Inst., Washington, Year Book **63**, 211—213, 1964.
19. Moore D. P., Distribution of trace elements in selected samples of wall rock from the Boyd ore body, Unpublished M. S. thesis, Va, Poly. Inst., 1—100, 1964.
20. Carpenter R. H., A study of the ore minerals in cupriferous pyrrhotite deposits in the southern Appalachians, Unpublished PhD dissertation Univ. Wisc., 1—70, 1965.
21. Hernon R. N., Geologic maps of the Ducktown, Tenn., Isabella, Tenn., and Persimmon Creek, N.C., quadrangles, U.S. Geol. Surv., 1965.
22. Kalliokoski J., Metamorphic features in North American massive sulfide deposits, Econ. Geol., **60**, 485—505, 1965.
23. Kinkel A. R., Jr., et al., Age and metamorphism of some massive sulfide deposits in Virginia, North Carolina, and Tennessee, Geochim. et Comochim. Acta, **29**, 717—724, 1965.
24. Maher S. W., The copper sulfuric acid industry in Tennessee, Tenn. Div. of Geol., I.C., **14**, 1—28, 1966.
25. Hardeman W. D., et al., Geologic Map of Tennessee, Tenn. Div. of Geol., 1 : 250 000, 1966.
26. Carpenter R. H., Regional metamorphism in the western Blue Ridge of Tennessee and North Carolina, Tenn. Val. Auth., Knoxville, 1967.
27. Brown H. S., Some petrographic features of rock alteration related to ore bodies at Ducktown, Tennessee, в печати.
28. Westervelt W. Y.,[1] Proposed consolidation of Ducktown properties, 1919.
29. Gebhardt R. C.,[1] Surface prospecting in Ducktown, 1946.
30. Snyder F. G.,[1] Petrographic studies of the Great Smoky Formation of the Ducktown basin, 1948.
31. Snyder F. C.,[1] Correlation of beds of the Great Smoky Formation by neavy mineral methods, 1949.
32. Grant W. H.,[1] Minor folds in the Ducktown district, Tennessee, 1956.
33. Brown H. S.[1], Wall-rock alteration at the Boyd mine, Ducktown, Tennessee, 1960.
33a. Brown H. S.,[1] Wall-rock alteration at the Calloway mine, Ducktown, Tennessee, 1961.
34. Magee M.,[1] Wall-rock alteration of the Cherokee vein, 1961.

[1] Рукописные отчеты. Фонды Теннесси-коппер-компани.

22

МЕДНО-МОЛИБДЕНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ОКОЛО МИНЕРАЛ-ПАРК, ГРАФСТВО МОХАВЕ, АРИЗОНА

Дж. Дж. Эйдел, Дж. Е. Фрост, Д. М. Клиппингер

Рудоносная площадь Минерал-Парк находится в западной части штата Аризона, в 20 км к северу от Кингмена и входит в состав рудного района Уоллапей, или Хлорайд. С 1902 по 1949 гг. в этом районе добыто 1 300 000 т золотых, серебряных, свинцово-цинковых и медных руд. Разработка зоны вторичного обогащения на площади Минерал-Парк началась с 1964 г. Суточная добыча медно-молибденовых руд составляет 12 тыс. т.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Рудный район Уоллапей расположен на западном склоне гор Сербет. Горы Сербет простираются в меридиональном направлении; они сложены *породами докембрийского фундамента, прорванными ларамийскими кварцевыми монцонит-порфирами*. Третичные эффузивные породы обнажаются на склонах хребта Сербет к северу и югу от Минерал-Парк. Хребет Блэк (или Ривер), протягивающийся западнее гор Сербет и тоже имеющий меридиональное простирание, сложен меловыми и третичными вулканическими *породами, перекрывающими здесь слабо обнаженный докембрийский фундамент*. Рудный район Уоллапей располагается приблизительно в 24 милях западнее разлома Гранд — Уош, окаймляющего с запада плато Колорадо. В пределах Минерал-Парк имеется три небольших горы: Бирюзовая, Гросс-Пик и Итака-Пик. Последняя является самой высокой (5200 футов) и находится восточнее Бирюзовой и Гросс-Пик. Эти три горы расположены в центре рудного района Уоллапей, форма которого напоминает удлиненный в северо-западном направлении эллипс с поперечниками 5 и 20 миль. Итака-Пик является местом локализации разрабатываемой сейчас рудной залежи. Здесь и было собрано большинство материалов, послуживших основой для написания этой статьи.

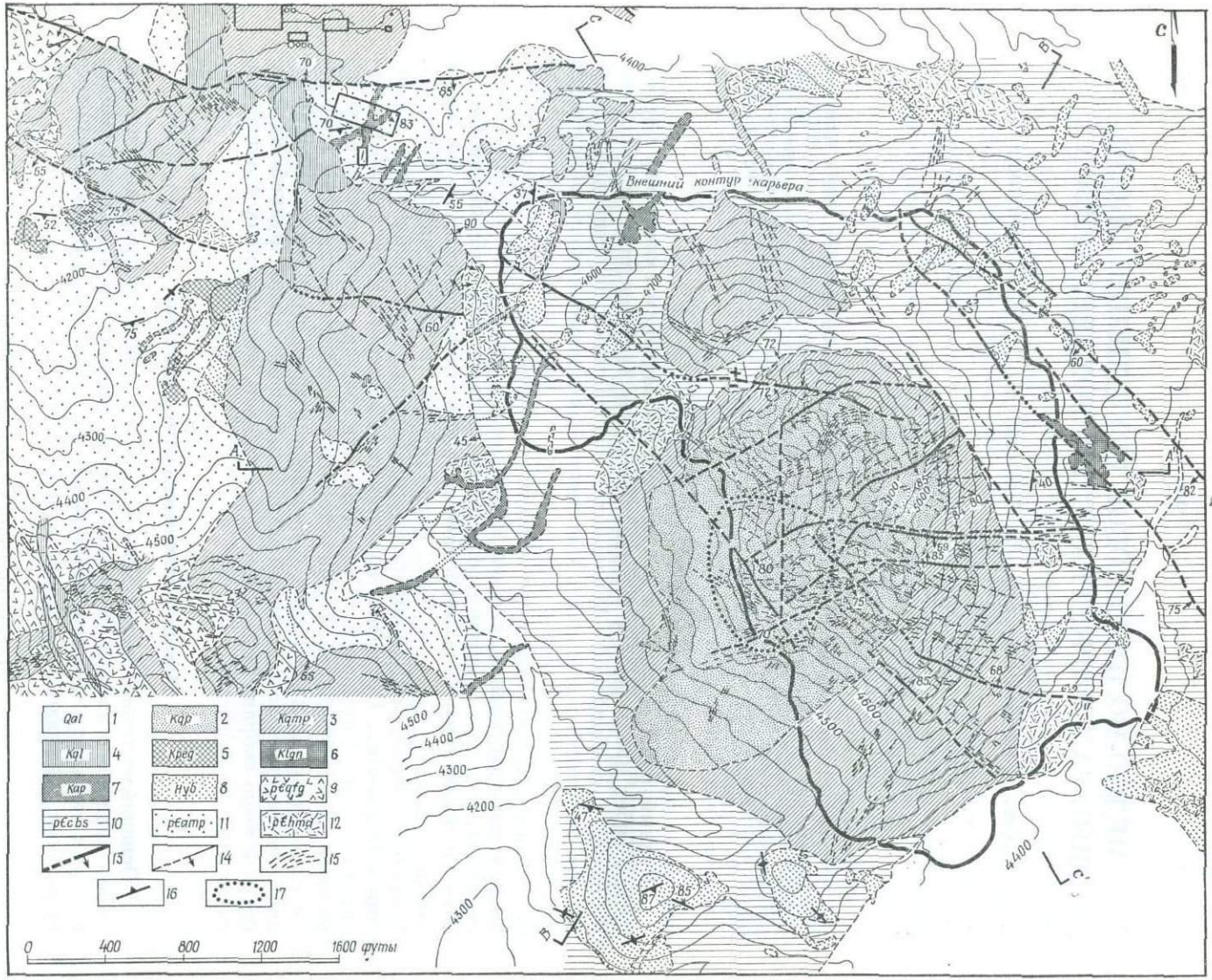
История геологического развития

Основными типами пород Минерал-Парк являются докембрийские метаморфизованные осадочные и вулканические породы, кварц-полевошпатовые гнейсы и пегматиты, а также ларамийские магматические породы. Третичные вулканиты обнажаются на флангах гор Сербет.

Докембрийский комплекс Сербет

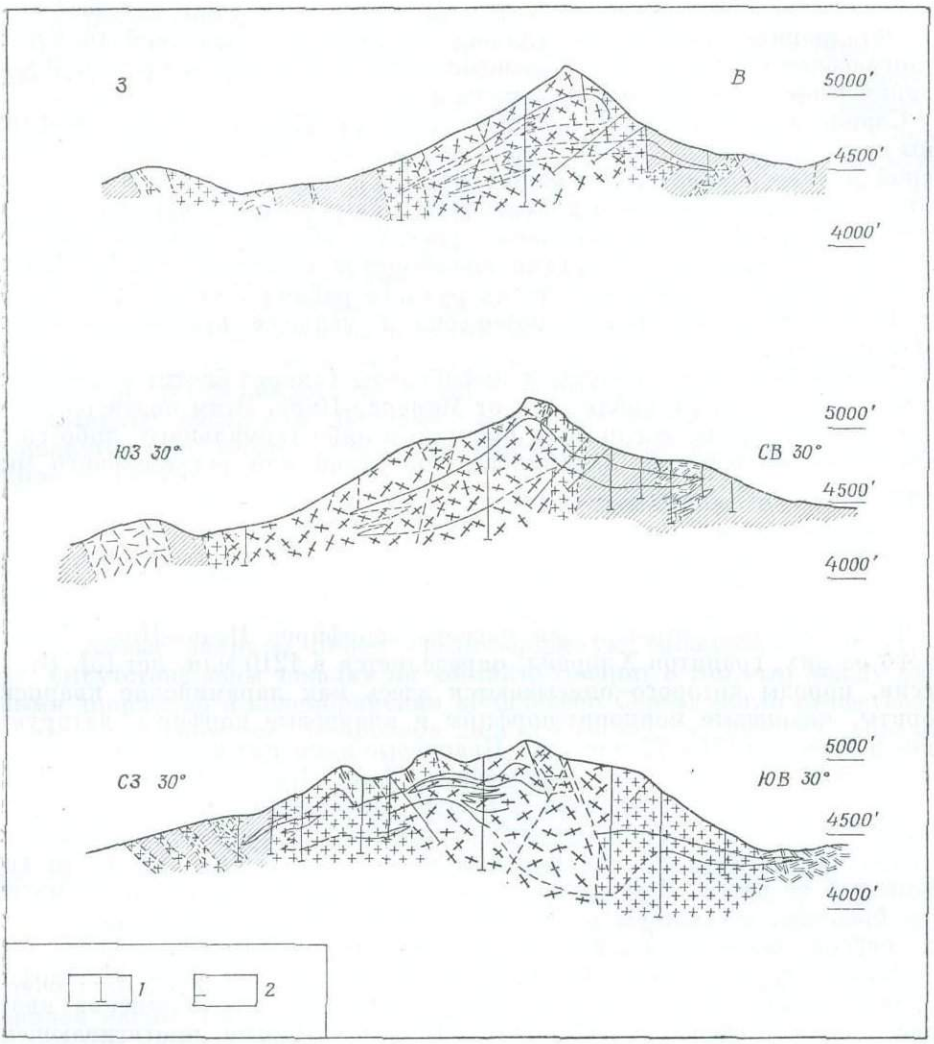
По предложению Томаса [1] совокупность метаморфических и изверженных пород архейского возраста выделена под названием комплекса Сербет. Как часть этого комплекса Томас описал роговообманковые диопсидовые сланцы и амфиболиты, биотитовые сланцы, кварциты, послойно инъецированные гнейсы, граниты и пегматиты. Граниты Диана, крупнопорфировые породы в ядре выявленной антиклинали в западной половине района Хлорайд [1], *имеют возраст 1350 млн. лет* [3].

В Минерал-Парк комплекс Сербет представлен биотитовыми и хлоритовыми сланцами, амфиболитами, кварц-полевошпатовыми гнейсами и пег-



Ф и г. 1. Геологическое строение месторождения Минерал-Парк.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; *2*—*8* — меловые интрузивные породы: *2* — кварцевые порфиры, *3* — кварцевые монцонит-порфиры, *4* — кварцевые латиты, *5* — пегматиты, *6*—лейкократовые гнейсы, *7* — аплиты, *8* — гибридные породы; *9*—*12* — докембрийский комплекс *Сербет*: *9* — кварц-полевошпатовые гнейсы, *10* — хлорит-биотитовые кристаллические сланцы, *11* — амфиболиты, *12* — роговообманковые метадиориты; *13* — разломы (пунктиром показаны предполагаемые); *14* — контакты (пунктиром показаны предполагаемые); *15* — зоны скалывания; *16*—ориентировка сланцеватости; *17*— зоны распространения извилистых кварцевых прожилков.



Ф и г. 2. Вертикальные разрезы месторождения Минерал-Парк.
1 — буровые скважины; *2* — контуры рудной залежи.

матитами (фиг. 1, 2). Сопоставление различных пород в пределах Минерал-Парк с породами, выделенными Томасом, затруднено из-за широкого гидротермального изменения, включающего пиритизацию, развитие хлорита, эпидота и серицита, а также местами интенсивного калиевого и кальциевого *метасоматоза и термального метаморфизма.*

Контакты ларамийских кварцевых монцонитов со среднезернистыми докембрийскими кварц-полевошпатовыми гнейсами обычно расплывчатые. Калиевый метасоматоз рассланцованных кварц-полевошпатовых гнейсов привел к тому, что они стали похожи на более молодые кварцевые монцониты. Кварц-полевошпатовые гнейсы с трудом отличаются от ларамийских магматических пород еще и из-за того, что слюды в кварцевых монцонитах превращены в глинистые минералы. Эти кварц-полевошпатовые породы, возраст которых не выяснен, обозначены на фиг. 1 как «гибридные».

Хлорит-биотитовые сланцы содержат различные количества хлорита. Некоторая часть хлорита и биотита, возможно, является продуктом гидротермального изменения. Эти сланцы тонкозернистые с хорошо выраженной

сланцеватостью. Предполагается, что согласные и секущие роговообманковые метадиориты, которые не удалось выделить из сланцевой толщи при геологическом картировании, образованы при более поздней частичной мобилизации вещества сланцев и их замещении.

Сланцеватые породы, содержащие роговую обманку, были закартированы как амфиболиты (фиг. 1). Текстура этих пород иногда переходит от массивной до слабо сланцеватой в одном образце, а количество роговой обманки, биотита, хлорита, основного плагиоклаза и акцессорных кварца и серицита в них варьирует. Эти содержащие роговую обманку породы являются, вероятно, измененными аналогами амфиболитов комплекса Сербет. Последние обнаружены в некоторых местах рудного района Уоллапей; они содержат 75% роговой обманки и пироксена и меньшее количество биотита и плагиоклаза.

Хлорит-биотитовые сланцы и амфиболиты (хлорит-биотит-амфиболовые сланцы) развиты лишь поблизости от Минерал-Парк. Этим подтверждается, что подобные породы могли быть продуктом либо термального, либо гидротермального воздействия ларамийских интрузий или регрессивного метаморфизма.

Ларамийская интрузия и дифференциация

Томас [1] закартировал два массива «порфиров Итака-Пик». Возраст одного из них, гранитов Хлорайд, определяется в 1210 млн. лет [3]. Второй массив, породы которого описываются здесь как ларамийские кварцевые диориты, кварцевые монцонит-порфиры и кварцевые порфиры, датируется Може и Дамоном [5] в 72 млн. лет. Кварцевые монцонит-порфиры полностью или частично слагают горы Бирюзовую, Гросс-Пик и Итака-Пик.

Вершина горы Бирюзовой сложена докембрийскими кварц-полевошпатовыми гнейсами, прорванными кварцевыми монцонит-порфирами. Гнейсы образуют шапку над ларамийским массивом, занимая две трети горы в западной ее части. Восточная треть горы представляет собой магматическую брекчию, состоящую из 10—20-футовых блоков кварц-полевошпатовых гнейсов, заключенных в кварцевых монцонит-порфирах.

Часть интрузива Гросс-Пик видна в юго-западном углу фиг. 1. Апофизы кварцевых монцонит-порфиров интрудируют здесь докембрийские кварц-полевошпатовые гнейсы и амфиболиты. В хребте Мартин, протягивающемся от Гросс-Пик в сторону обогатительной фабрики, кварцевые монцонит-порфиры образуют штокообразный массив (фиг. 1). Выходы этого массива, по-видимому, отвечают максимальной высоте над уровнем моря (4550 футов), которая была достигнута этой интрузией, что подтверждается наличием здесь обнажений амфиболитов.

Выходы кварцевых монцонит-порфиров на горе Бирюзовой, а возможно, и в хребте Мартин, и на Гросс-Пик, находятся едва ли не на максимальной высоте, которой достигла интрузия. С другой стороны, на Итака-Пик кровля интрузива, вероятно, находилась выше современной дневной поверхности. Только на Итака-Пик эрозия была достаточно глубокой и вскрыла ядро кварцевых порфиров внутри массива кварцевых монцонит-порфиров.

Шток Итака-Пик является единственным массивом, который прорывает комплекс Сербет пассивно. Контакты резкие, причем в интрузивном теле близ его контактов с комплексом Сербет имеются ксенолиты докембрийских сланцев. Заполнение всей камеры магмой было обеспечено процессом магматического обрушения. Данные о проседании или образовании куполов в сланцах отсутствуют. Контакты штока Итака-Пик вертикальные или круто наклонены внутрь массива. Несколько буровых скважин, пройденных в кварцевых монцонит-порфирах близ восточных границ штока,

вышли в породы комплекса Сербет. Если указанные углы наклона истинные, то шток Итака-Пик имеет форму перевернутой капли.

На фиг. 1 видна концентрическая зональность различных типов ларамийских изверженных пород, интрудирующих комплекс Сербет. Единственное интрузивное тело монцонитовой магмы, которое кристаллизовалось на месте и является концентрически зональным, состоит из следующих пород (от контакта с комплексом Сербет внутрь): 1) неширокой каймы кварцевых диоритов, 2) кварцевых монцонит-порфиров, 3) кварцевых порфиров и 4) ядра характерных кварцевых порфиров, содержащих чечевицеобразные, плитообразные и неправильные массы кварца, пространственно ассоциирующие с невыдержанными извилистыми и плоскими кварцевыми прожилками. В масштабе фиг. 1 кварцевые диориты не картируются. Границы между перечисленными выше разновидностями, или фациями, пород штока постепенные, растянутые на десятки футов, и круто падающие к центру массива. Установлено, что формирование пород различных фаций не было результатом повторных внедрений. Валовый состав этих фаций различается слабо; он является результатом дифференциации и взаимодействия с породами комплекса Сербет.

На северном и северо-восточном контакте штока Итака-Пик с комплексом Сербет, там, где вскрыты выветрелые кварцевые диориты, последние представлены в виде секущих апофиз в комплексе Сербет и в виде оторочки мощностью 5—10 футов с ксенолитами пород этого комплекса. Объем кварцевых диоритов очень мал по сравнению с общим объемом штока Итака-Пик.

Кварцевые диориты имеют среднезернистую гипидиоморфную структуру. Отсутствие зоны закалки на контакте говорит о том, что между кварцевыми диоритами и докембрийским комплексом Сербет могло существовать термическое равновесие. Кварцевые диориты состоят из андезин-лабрадора (42%), железо-магнезиальных минералов (25%), кварца (25%), ортоклаза (6%) и сфена, кальцита, циркона, эпидота и пирита (2%).

Структура изверженной породы, присутствие идиоморфных акцессорных минералов, характерных для изверженных пород, а также наличие ксенолитов приводят к выводу об интрузивном происхождении кварцевых диоритов. Различие состава кварцевых диоритов и кварцевых монцонит-порфиров объясняется тем, что первые являются контаминированной фацией кварцевых монцонитов. Апофизы кварцевых диоритов, наблюдаемые вне оторочки кварцевых диоритов, рассматриваются как продукты онтаминированной магмы. Кварц-диоритовые апофизы могут быть отнесены к роговообманковым метадиоритам; последние на карте в толще хлорит-биотитовых сланцев комплекса Сербет как самостоятельные не выделены.

Кварцевые монцонит-порфиры образуют непрерывную промежуточную зону мощностью от 250 до 1000 футов, располагающуюся между оболочкой кварцевых диоритов и ядром кварцевых порфиров. Между кварцевыми диоритами и кварцевыми монцонит-порфирами в зоне контакта нет существенных структурных различий, обе породы гипидиоморфнозернистые. По мере удаления от внешней фации кварцевых диоритов внутрь штока кварцевые монцонит-порфиры становятся все более порфировидными.

Кварц-монцонитовая магма прошла нормальную кристаллизацию в соответствии с реакционным рядом Боуэна. В расплаве возрастало количество кремнезема, калия и воды.

Для кварцевых монцонит-порфиров и кварцевых порфиров (описанных ниже) характерны псевдоморфозы серицита по идиоморфным кристаллам биотита — флогопита, а также серицита и (или) глинистого минерала по гипидиоморфным зернам плагиоклаза в основной тонкозернистой массе ксеноморфного кварца и ортоклаза. В результате широкой аргиллизации и серицитизации были замещены плагиоклаз и слюда кварцевых монцонитов, что отмечается во всех обнажениях и в керне скважин алмазного буре-

ния, исследованных на сегодняшний день. Из-за этого точная петрографическая идентификация первичных пород указанных выше фаций невозможна.

Акцессорными минералами кварцевых монцонит-порфиров являются рутил, апатит и циркон.

Биотит в кварцевых монцонит-порфирах сохранился рядом с крупным ксенолитом или пластиной метаморфизованных осадков комплекса Сербет поблизости от северного окончания интрузива Итака-Пик. Эти породы с биотитом образуют контактовую зону шириной от 2 до 200 футов около контакта с упомянутым ксенолитом. Биотитовые кварцевые монцонит-порфиры во всех отношениях подобны типичным кварцевым монцонит-порфирам и отличаются только по присутствию красно-коричневого биотита и более слабой аргиллизацией. Биотит либо равномерно рассеян в кварцевом монцоните, либо концентрируется на границах жил и отсутствует в междужильном пространстве.

Приуроченность биотита к зонам контактов жил в одних случаях и его присутствие близ пород комплекса Сербет в других говорит о том, что условия устойчивости биотита создавались близ мафических фаций (железо было почти целиком вынесено из центральной части штока Итака-Пик). Биотит (флогопит) из этого участка дает возраст 72 млн. лет [5].

В противоположность кварцевым монцонит-порфирам, которые иногда имеют почти гранитную структуру, кварцевые порфиры [1], слагающие две внутренние зоны штока Итака-Пик, имеют отчетливую порфировую структуру. Эти две зоны имеют грубо эллиптическую форму с большей северо-восточной осью 2000 футов и меньшей северо-западной осью 1400 футов. Приблизительно в центре кварцевых порфиров находится ядро размером 700 × 500 футов, которое содержит многочисленные линзы, гнезда и неправильные тела кварца вместе с извилистыми кварцевыми прожилками в основной массе кварцевых порфиров (фиг. 1).

В самую последнюю стадию кристаллизации кварцевых монцонит-порфиров оставшаяся внутри магма содержала во взвешенном состоянии кристаллы кварца, плагиоклаза и слюды. Когда давление пара (P_{H_2O}) превысило давление нагрузки вышележащих и окружающих пород комплекса Сербет, отношение жидкости к кристаллическому веществу составляло приблизительно 4 : 1. Почти вся оставшаяся жидкость была изотермически раскристаллизована, дав эвтектическую смесь тонкозернистого аллотриоморфного кварца и ортоклаза в отношении 51 : 49. Эта основная масса содержит менее 5% плагиоклаза в виде разрозненных зерен. Часть жидкости была инъецирована в кварцевые монцонит-порфиры и породы комплекса Сербет, образовав после кристаллизации аплиты, пегматиты и полосчатые аплиты (см. ниже).

Кварцевые порфиры содержат многозерновые фенокристаллы кварца различной крупности — от 2 мм в поперечнике в зоне контакта с кварцевыми монцонит-порфирами до 15 мм на расстоянии 20—100 футов от контакта. Фенокристаллы серицитизированного и (или) аргиллизированного андезина (?) имеют размеры от 5 до 10 мм, а серицитизированные зерна биотита — флогопита — несколько меньшие. Неясные углы угасания в измененных кристаллах плагиоклаза допускают определение его методом Мишель — Леви в единичных шлифах кварцевых порфиров как андезина. Средние раз-

---

[1] Мы признаем несоответствие термина «кварцевые порфиры». Породы являются плутоническими дифференциатами кварцевых монцонит-порфиров. Их основная масса явно кристаллическая. В кварцевых порфирах фенокристаллы кварца более заметны, чем фенокристаллы плагиоклаза и слюды. Фенокристаллы кварца в кварцевых порфирах больше размером и лучше выражены, чем эти же фенокристаллы в кварцевых монцонит-порфирах. Термин «кварцевые порфиры» применен и оставлен здесь для того, чтобы подчеркнуть структурное и вещественное отличие их от окружающих кварцевых монцонит-порфиров, хотя в общем это одна и та же порода (см. ниже).

меры зерен этих вкрапленников превышают таковые в кварцевых монцонит-порфирах. Вкрапленники заключены в цементе тонкозернистого аллотриоморфного кварца и ортоклаза.

Кварцевые порфиры представляют собой кварцевые монцонит-порфиры, состоящие из кварца (36%), андезина (?) (31%), ортоклаза (27%), биотита — флогопита (5%) и рутила, апатита, циркона, кальцита и пирита (1%).

Два небольших тела кварцевых порфиров, содержащих биотит, сходны с биотитсодержащими кварцевыми монцонит-порфирами. Сходство объясняется тем, что эти тела, вероятно, почти полностью ассимилировали ксенолиты метаморфизованных пород комплекса Сербет.

Дорудные дайки и апофизы аплитов, пегматитов и полосчатых аплитов прорывают докембрийский комплекс Сербет и ларамийские кварцевые монцонит-порфиры. Поскольку эти дайки связаны с кристаллизацией кварц-ортоклазовой основной массы кварцевых порфиров, они не пересекают последние. Аплиты обычны на контакте кварцевых монцонит-порфиров и кварцевых порфиров. Эти тела содержат приблизительно равные количества кварца и ортоклаза. Структуры внутри тел варьируют. Средне- и грубозернистые полосчатые тела были названы полосчатыми аплитами. Тонко- и среднезернистые аллотриоморфные аплиты имеют постепенные взаимопереходы с грубозернистыми аллотриоморфными пегматитами.

Дайки дорудных афанитовых кварцевых латитов имеют северо-западное до меридионального простирание на всей территории рудного района Уоллапей. Эти дайки содержат небольшие фенокристаллы кварца и калиевого полевого шпата или вообще лишены порфировидных выделений. Основная масса состоит из калиевого полевого шпата. Кварцевые латиты моложе кварцевых монцонит-порфиров, аплитов, пегматитов и полосчатых аплитов.

Структура

Тектоника, предшествующая ларамийской интрузии

Сланцеватость в докембрийских кристаллических сланцах рудного района Уоллапей преимущественно имеет северо-восточное простирание; подобное направление характерно и для сланцеватости в послойно инъецированных и гранитных гнейсах.

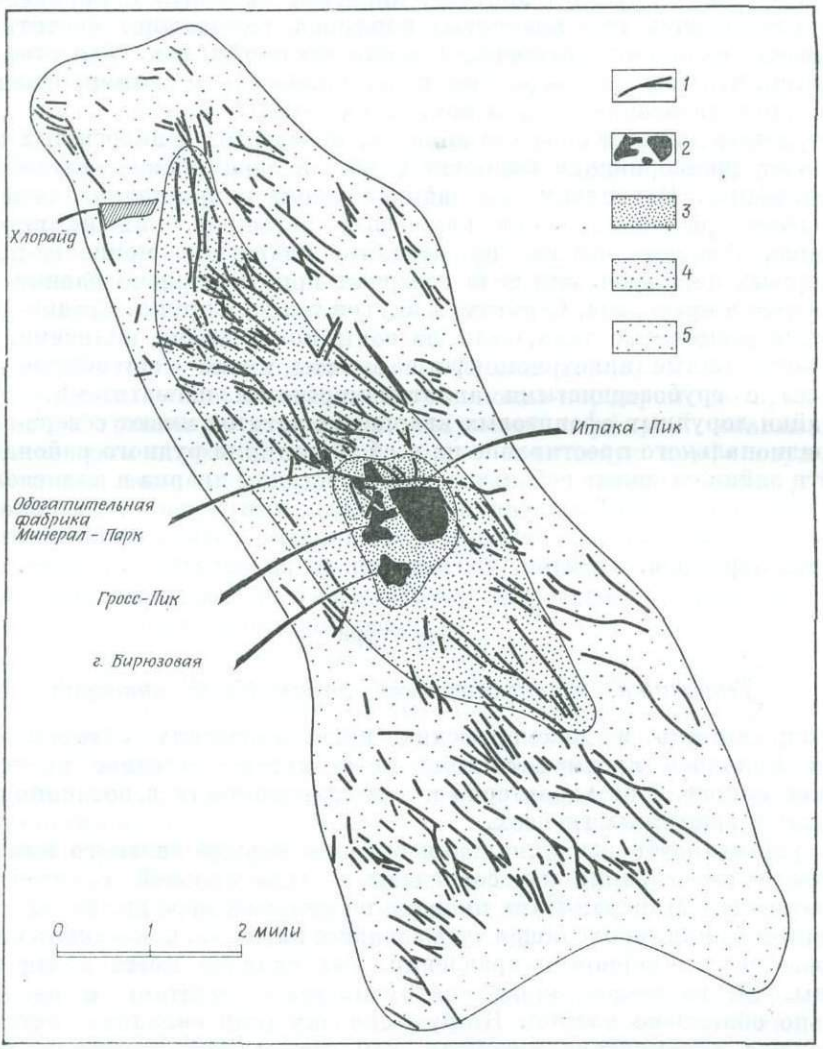
Крупные, почти изоклинальные складки меридионального или северо-восточного простирания не совпадают с региональной сланцеватостью. В окрестностях Минерал-Парк имеются по меньшей мере две таких складки. Ось первой из них, проходящая чуть западнее площади, показанной на фиг. 1, погружается в северном направлении. Эта складка имеет почти 1 милю ширины. Ее восточное крыло интрудировано аплитами и пегматитами и сильно обогащено калием. Вторую складку (или складки) почти нацело уничтожила ларамийская интрузия, так что от этой структуры остались только следы. Простирание ее оси неизвестно. Тем не менее региональное северо-восточное простирание сланцеватости в районе Минерал-Парк не является преобладающим; более обычны разнообразные направления, например меридиональное, северо-восточное и северо-западное.

Складки оказали на ларамийскую интрузию, вероятно, такое же влияние, как и на докембрийские граниты близ северо-западной окраины рудного района Уоллапей. Дугообразная форма выхода гранитов шириной в 4 мили определяется положением массива в почти изоклинальной складке [1].

На комплекс Сербет наложено три системы докембрийских трещин: северо-западная, северо-восточная и меридиональная. Наиболее развита северо-западная система, которая была подновлена в ларамийское время и служила местом локализации руд (фиг. 3). Напряжения, обусловившие

возникновение системы трещин северо-западного направления, существовали и в докембрийское, и в ларамийское время (см. ниже).

Томас нашел, что доларамийская сланцеватость «не поддается расшифровке». Ларамийский магматизм, оруденение и изменение пород затушевали все следы доларамийской трещинной тектоники.



Ф и г. 3. Распространение жил и зональность в рудном районе Уоллапей, по Дингсу [2].
1 — жилы; *2* — интрузивный комплекс Итака-Пик; *3* — Cu-Mo-зона; *4* — Zn-Pb-Ag-зона; *5* — Ag-Au-зона.

Тектоника во время и после ларамийской интрузии

Развитие системы крутопадающих жил и разломов северо-западного простирания, характерных для рудного района Уоллапей, происходило до, в течение и после ларамийской интрузии.

Некоторые подвижки вдоль древних докембрийских разрывов северо-западного простирания, вероятно, предшествовали ларамийскому магматизму. Движения могли начаться или возобновиться и в течение самого раннего периода ларамийского магматизма. Судя по всему, региональный стресс во

время ларамийского магматизма вызвал растяжение трещин и разломов северо-западного простирания, что подтверждается существованием даек кварцевых латитов, выполняющих некоторые из этих трещин и разломов. Однако многие трещины и разломы северо-западного простирания пересекают ларамийские порфиры и могли быть образованы лишь после того, как застыла большая часть интрузивного тела. Разрывы северо-западного простирания хорошо развиты в Минерал-Парк, и именно они стали местом рудной минерализации во всем рудном районе Уоллапей. Томас [1] нанес на диаграмму полюса 268 жил рудного района Уоллапей и обнаружил, что почти все жилы имеют северо-западное простирание и крутое падение. Пострудные подвижки вдоль жил северо-западного простирания фиксируются по крутопадающим штрихам скольжения на брекчированных сульфидах.

В непосредственной близости от Минерал-Парк обычны также дорудные разломы меридионального и северо-восточного простирания. Эти минерализованные трещины и разломы могли быть вызваны тем же стрессом, который привел к образованию северо-западных структур, описанных выше.

Один из дорудных разломов, образованных после кварцевых латитов, протягивается восточнее обогатительной фабрики вдоль северного склона Итака-Пик. Перемещение вдоль этого разлома сдвиговое левостороннее, не превышающее 200 футов.

Штокверк Минерал-Парк захватывает все ларамийские интрузивные породы (все эти породы трещиноваты и содержат рудную минерализацию). Этот штокверк наложен не только на большую часть массива интрузивных пород, но и на довольно жесткие докембрийские кварц-полевошпатовые гнейсы и менее компетентные сланцы около интрузивных контактов. Предварительное изучение ориентировки жил и прожилков Итака-Пик проведено для горизонтов 5030, 4995, 4960 и 4925 футов, а положение 556 жил и прожилков нанесено на диаграмму. Наиболее распространены крутопадающие жилы и прожилки северо-западного простирания; довольно часто встречаются жилы северо-восточного простирания, падающие на северо-запад, несколько меньше распространены крутопадающие жилы и прожилки широтного простирания; пологие жилы и прожилки встречаются редко. Обилие жил и прожилков, параллельных региональному северо-западному направлению, указывает на то, что ослабление величины сжатия вдоль этих минерализованных трещин вызвано кристаллизующейся магмой, которая в значительной мере повлияла на ориентировку регионального напряжения. В рудном теле жилы и прожилки штокверка отстоят друг от друга на расстояние 3—6 дюймов, к флангам их количество уменьшается. Блоки внутри штокверка относительного вращения не испытывали.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Характер рудного тела

Рудное тело в районе Итака-Пик имеет в плане серповидную форму (фиг. 1). Если принять во внимание геохимические аномалии меди и молибдена на Гросс-Пик и горе Бирюзовой, то можно полагать, что площадь максимального оруденения и сильнейшего гидротермального изменения имеет форму кольца.

Форма рудного тела отчасти отражается в рельефе участка Итака-Пик. Оно простирается в меридиональном направлении на расстояние приблизительно 2600 футов при ширине 1500 футов. Руда начинается в 75—150 футах от поверхности, причем окисление наиболее глубоко распространилось в вершинной части Итака-Пик. Подошва рудного тела неровная, из-за того что трещины в разной степени открывали доступ метеорным водам к неравномерно распределенным первичным сульфидам.

Запасы рудного тела Итака-Пик к настоящему времени оцениваются в 58 млн. т руды с эквивалентным (приведенным) содержанием меди 0,76%. Первичные руды содержат 0,10—0,15% меди и 0,04% молибдена.

Отношение содержаний меди и молибдена

Изолинии содержаний меди и молибдена в штокверке выше горизонта 4800 футов показывают, что участки повышенных содержаний меди и молибдена в основном совпадают. Анализ содержаний меди и молибдена по 41 буровой скважине дает основание считать, что подобное соотношение сохранится и на глубине. При высоких содержаниях пирита окислы молибдена на поверхности практически остаются на месте и вторичного обогащения руд молибденом не происходит.

Совпадение участков богатой медной и молибденовой минерализации можно объяснить одним из следующих обстоятельств: 1) участки с повышенным содержанием молибдена характеризуются наличием первичной меди с содержанием, повышенным относительно среднего и составляющим 0,2—0,5%. Первичная медная минерализация развита на участках с богатой молибденовой минерализацией в северной и восточной частях существующего рудника, но доля первичной меди в руде здесь трудно определима из-за интенсивного замещения халькопирита гипергенным халькозином; 2) участки с высокими содержаниями молибдена при гипергенезе оказались более проницаемыми, что способствовало превышающему трехкратное вторичному сульфидному обогащению.

Первичная минерализация и гидротермальное изменение пород

Детальное петрографическое изучение площади Минерал-Парк ограничивалось районом Итака-Пик. В результате все заключения, касающиеся оруденения и изменения пород, базируются на данных по Итака-Пик.

Термин «дейтерический» (позднемагматический.— *Перев.*) первоначально был предложен Седерхольмом в 1919 г.; Робертсон [4] пересмотрел это понятие и уточнил определение; насколько оно применимо к батолиту Боулдер, настолько справедливо и для штока Итака-Пик (но не для всех медно-порфировых месторождений). Верхний температурный предел дейтерической кристаллизации в средних и кислых изверженных породах фиксируется «кристаллизацией калиевого полевого шпата после затвердевания основной массы». Согласно такому определению, оруденение на Итака-Пик началось в период позднемагматической, или дейтерической, кристаллизации кварц-монцонитовой магмы. В ядре кварцевых порфиров сформировались линзовидные, плитообразные и неправильные тела кварца со следами молибденита, вольфрамита и пирита. В том же ядре или рядом с ним кристаллизовались извилистые прожилки кварца и неправильные прерывистые кварц-молибденитовые жилки. Ортоклаз был устойчив; к этому времени, по-видимому, относится и образование ортоклазовых жил. Изменение пород в связи с этой дейтерической минерализацией не проявилось, секущие кварцевые прожилки отсутствуют и, хотя небольшие дислокации обычны, никакого брекчирования не наблюдается.

Нижняя температурная граница гипогенных дейтерических явлений «определяется переходом от устойчивых ассоциаций полевого шпата к неустойчивым, включающим замещение его серицитом и глинистыми минералами». На Итака-Пик период начала разложения ортоклаза совпадает с началом трещинообразования в породах штока и с возникновением густой сети секущих прожилков. Таким образом, эта граница дейтерических процессов на Итака-Пик определяется одновременно и химизмом, и структурными условиями.

За дейтерической минерализацией следуют три существенно различные стадии гидротермального оруденения: 1) кварц-халькопирит-молибденитовые прожилки с небольшим количеством пирита, сопровождающиеся заметным изменением вдоль них, с нерезкими зальбандами; 2) пирит-халькопирит-кварцевые жилы и прожилки с четкими зальбандами, без заметного изменения вмещающих пород; 3) пирит-халькопирит-галенит-сфалеритовые прожилки, наложенные на ранее образованные прожилки двух первых стадий. Прожилки каждой из стадий выполняют четко выраженные трещины, пересекающие более ранние образования. Подобные изменения в характере рудной минерализации объясняются понижением температуры на фоне «пульсирующего» P_{H_2O} (развиваемого в связи с кристаллизацией магмы), которое вызвало по меньшей мере трехкратное трещинообразование в порфирах и в окружающих породах. Постепенные переходы и обратные взаимоотношения между первыми двумя стадиями наблюдаются, но в общем указанная последовательность сохраняется.

Гидротермальное оруденение первой стадии совпадает с образованием первых секущих трещин и концом дейтерической кристаллизации. Трещинообразование и оруденение захватывают почти все интрузивные фации и распространяются в сланцевый комплекс Сербет. Тонкие, обычно миллиметровые прожилки пирита первой стадии характеризуются более высоким отношением пирита к кварцу по сравнению со второй стадией гидротермальной минерализации. Халькопирит обнаруживается как в виде микроскопических округлых включений, так и в виде тонких, порядка 0,001 мм, прожилков в пиритовых зернах.

Зерна пирита, кроме того, могут быть рассеяны в оторочке измененных вмещающих пород. Около 90% сульфидов находится в виде трещинных выполнений. Большинство же рассеянных сульфидов встречается в измененных оторочках вмещающих пород вдоль прожилков первой стадии минерализации. Молибденитовые чешуйки находятся в зальбандах прожилков и рассеяны в оторочках измененных вмещающих пород. В такой обстановке ортоклаз уже не был устойчив: он замещался серицитом [1] и гидротермальным кварцем, что, собственно, и привело к образованию около существенно пиритовых прожилков серых оторочек шириной до двух дюймов. В связи с наличием таких силицифицированных оторочек участок Итака-Пик был эродирован заметно менее других. Превращение ортоклаза в агрегат серицита и кварца оказалось единственным изменением в пределах штокверка, которое можно определенно отнести к данной стадии минерализации, оно-то и знаменует собой начало гидротермальной переработки пород. Из-за широкого развития поздних процессов серицитизации и аргиллизации плагиоклаза на всей разведанной площади штока Итака-Пик не удалось выявить тех глинистых минералов, которые могли образоваться во внешней части ранних серицитовых оторочек, а также обнаружить околожильные изменения, связанные со второй стадией минерализации. В соседстве с жилами и прожилками второй стадии ортоклаз оказывается устойчивым (или метастабильным). Следовательно, гидротермальное изменение, выразившееся в разложении ортоклаза около прожилков первой стадии, может считаться единственным, не связанным с процессами более позднего площадного изменения пород.

Пирит-халькопирит-кварцевые жилы и прожилки второй стадии гидротермальной минерализации обычно имеют неясные взаимоотношения с более ранними прожилками пирита. Эта более поздняя минерализация развивается вдоль прожилков пирита внутри проницаемой оторочки ранее измененных

[1] К серициту отнесена и гидрослюда (а возможно, и гидромусковит). Серицитоподобные минералы с интерференционной окраской ниже, чем у серицита, замечены в шлифах, но не идентифицированы на рентгенограммах.

пород. Жилы и прожилки второй стадии, совмещенные с прожилками первой стадии минерализации, имеют мощность от $^1/_8$ до 6 дюймов. Открытые пространства в неправильной гребенчатой структуре жильного кварца выполнены пиритом и в меньшей степени халькопиритом, молибденитом, крупночешуйчатой белой слюдой или гипергенной бирюзой. Молибденит, кроме того, развивается вдоль контактов жил и прожилков. Сами контакты жил и прожилков выражены очень резко; ортоклаз вмещающих пород близ этих жил сохраняется свежим в отличие от разложенного ортоклаза около жил и прожилков первой стадии.

В третью стадию гидротермальной минерализации образованы немногочисленные, но промышленно важные жилы пирита, халькопирита, сфалерита и серебристого галенита. Они обычно имеют северо-западное простирание и часто образуют структуру типа «конский хвост». Наиболее распространены они в северной и южной частях Итака-Пик. Мощность жил третьей стадии колеблется от нескольких дюймов до 6 футов. Они часто сопровождаются мощными линзами глинки трения. Распространение этих жил не ограничено участком Итака-Пик; они характерны для всего рудного района Уоллапей и их можно встретить и на юго-западе, и северо-восточнее рудного тела Итака-Пик. Эмульсионная вкрапленность халькопирита в сфалерите и галените содержит серебро. Сфалерит и галенит образуют ненарушенные выделения внутри и снаружи раздробленных зерен пирита и кварца. В небольших количествах отмечаются борнит и тетраэдрит.

Томас [1] установил парагенетическую последовательность минералообразования, характерную для всего рудного района Уоллапей. В этом ряду за ранним кварцем следуют кварц, пирит и арсенопирит, в свою очередь сменяющиеся кварцем, сфалеритом, галенитом и халькопиритом и еще более молодыми сульфоарсенидами и сульфоантимонидами. Примерно такая же последовательность минералообразования была установлена и Дингсом [2]. Этот исследователь отметил, что кварц отлагался неоднократно, а пирит обычно имеет две генерации.

В рудном районе Уоллапей проявлена горизонтальная зональность, выраженная в наличии периферической зоны золотой и серебряной минерализации, промежуточной зоны свинцовой, цинковой, серебряной минерализации, следующей промежуточной зоны золотой минерализации и зоны медно-молибденовой минерализации в центральной части интрузивного массива (фиг. 3). Промежуточная зона свинцовой, цинковой, серебряной и золотой минерализации более молодая и она наложена на медно-молибденовое оруденение. Наличие подобной зональности дает возможность предположить, что минерализация в трещинах северо-западного простирания контролировалась температурным градиентом и что более позднее, более низкотемпературное свинцово-цинково-медное оруденение было наложено на более раннее, более высокотемпературное медно-молибденовое оруденение после снижения температуры.

В свинцово-цинково-серебряных рудах района Уоллапей меди содержится мало. Ее добывают лишь на руднике Пинкхем, на северо-западе от Минерал-Парк. Халькопирит, встречающийся в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите третьей стадии минерализации, по-видимому, является промежуточным звеном между богатыми медными рудами в районе Итака-Пик и убогой медной минерализацией района Уоллапей. Таким образом, медь и цинк, по крайней мере частично, переносились рудоносными растворами одновременно.

В центральной части штока Итака-Пик кварц и ортоклаз во время серицитизации оставались устойчивыми. Андезин (?) замещался серицитом и гидрослюдой. Биотит и флогопит претерпели гидротермальное изменение, превратившись в агрегат рутила, сфена и кварца. Нарастание гидротермального кварца на первичные фенокристаллы кварца также, по-видимому, свя-

зано с процессом площадной серицитизации. Силицификация, таким образом, выразилась в возникновении каемок кварца вокруг фенокристаллов, в частичном замещении слюд кварцем, в образовании кварцевых жил и прожилков, а также в окварцевании измененных оторочек у прожилков первой стадии минерализации.

Гипогенных глин в центральном участке мало или они отсутствуют вовсе. Гипогенные монтмориллонит и нонтронит (?) появляются в интрузивных порфирах близ северного и восточного контактов со сланцевым комплексом Сербет, и их количество увеличивается к северу и востоку, по мере того как уменьшается количество серицита. Серицитизация и аргиллизация, так же как и пропилитизация, описываемая ниже, являются площадными гидротермальными изменениями и, очевидно, не могут быть связаны с одной какой-либо стадией минерализации. Зона аргиллизации в среднем имеет ширину около 200 футов. Серицит встречается повсюду в аргиллизированной зоне, а также в зоне пропилитизации, размеры которой составляют 2 мили в северо-западном направлении и 1 милю в северо-восточном. В зоне пропилитизации повсеместно развиты хлорит, эпидот, иногда клиноцоизит и кальцит. Серицит в пропилитовой зоне тяготеет к ее контактам с зоной аргиллизации. Взаимоотношения между зонами гидротермального изменения на юге и западе Итака-Пик потребуют в будущем более тщательного изучения из-за сложной геологии магматических пород.

О химических превращениях в процессе гидротермального изменения можно судить только по данным петрографических исследований, поскольку свежие магматические породы, пригодные для химического анализа, отсутствуют. Площадная серицитизация характеризуется, вероятно, привносом калия, так как лишь небольшая часть всего первичного ортоклаза серицитизирована в первую стадию минерализации. Присутствие кварца в оторочках вокруг прожилков первой стадии не может свидетельствовать о привносе кремнезема; скорее он является продуктом стехиометрического разложения ортоклаза на месте с выделением кварца и серицита. Кварц, заместивший биотит, по-видимому, образовался за счет кремнезема, высвободившегося из этого первичного силикатного минерала. Гидротермальный кварц, нарастающий на первичных фенокристаллах кварца, связан, вероятно, с освобождением кремнезема в процессе площадной серицитизации. Жильный кварц мог быть образован как из привнесенного кремнезема, так и за счет кремнезема, высвободившегося при площадной серицитизации. Во всяком случае, в процессе образования руд и гидротермального изменения пород кремнезем был подвижным компонентом. Железо, высвобожденное при серицитизации и аргиллизации первичных слюд, могло взаимодействовать с привнесенной серой, что приводило к осаждению пирита как в породах штока Итака-Пик, так и в пропилитизированных сланцах комплекса Сербет. Кальций, освобожденный при изменении андезина (?), был осажден в виде кальцита и в ларамийских интрузивных породах и в сланцах, в виде гипса в экзоконтакте интрузивных пород и в виде эпидота на некотором удалении от интрузивного контакта. Часть натрия, извлеченного в процессе гидротермальной переработки пород, могли захватить цеолиты. В одном шлифе обнаружен десмин. Альбит отсутствует.

Зоны интенсивной аргиллизации и серицитизации совпадают в пространстве с полем распространения медно-молибденового оруденения. Изменение вмещающих пород вдоль ранних пиритовых прожилков указывает на то, что гипогенная минерализация первой стадии и гидротермальное изменение совпадали во времени. Если железо, высвобожденное при площадной серицитизации и аргиллизации пород штока Итака-Пик, связывалось с привносимой серой, то по меньшей мере часть последующих проявлений гипогенной минерализации тоже совпадала во времени с процессами гидротермального изменения.

Вторичная минерализация и изменение пород

К моменту начала отработки превышение Итака-Пик над уровнем моря составляло 5206 футов. Сульфиды впервые встретились на отметке 5060 футов, а промышленные халькозиновые руды начались с горизонта примерно 5000 футов. Нижняя граница рудного тела, как сейчас установлено, находится в среднем на уровне 4300 футов. Зеркало грунтовых вод в непосредственной близости от штока Итака-Пик установлено на отметке 4200 футов, а в долине Сакраменто западнее хребта Сербет — на уровне примерно 3500 футов. Таким образом, зона вторичного сульфидного обогащения находится выше современного уровня грунтовых вод. Вторичные сульфидные руды по своему пространственному положению в общем согласуются с топографией поверхности Итака-Пик. Существующая форма рудного тела Итака-Пик обусловлена окислением и эрозией более древней зоны вторичного сульфидного обогащения.

С ларамийского времени район Минерал-Парк претерпел два периода возможного воздымания — в миоцене и в плиоцен-плейстоцене. Шмитт (личное сообщение) предположительно связывает начало процесса вторичного обогащения руд с периодом позднемиоценового — раннеплиоценового покоя, а воздымание — с периодом плиоцен-плейстоценового подъема всего плато Колорадо. Ливингстон и др. [7] показали, что площадь Минерал-Парк, вероятно, перекрывалась толщей игнимбритов Кингмен, абсолютный возраст которых оценивается в 17 млн. лет. Тогда возможно, что начало процесса обогащения относилось к доолигоценовому времени, а затем этот процесс возобновился после плиоцен-плейстоценовой эрозии олигоценовых игнимбритов.

Руды в зоне вторичного обогащения состоят из нескольких горизонтов, в том числе и непродуктивных в отношении медной минерализации. Эта зона пересекает контакт ларамийских магматических пород с комплексом Сербет (фиг. 2). Ниже зоны окисления и выше зоны обогащения находится безрудная пиритовая зона. Эта «пустая» зона состоит из пирита, с которого метеорными водами были удалены тонкие оторочки халькозина. Подобная пиритовая минерализация с очень низким содержанием меди в центре карьера продолжается и на глубину. Сложная конфигурация рудного тела, согласно Шмитту (личное сообщение), возникла в результате стремления зоны вторичного обогащения прийти в равновесие с современным рельефом.

При трехкратном обогащении первичная руда с 0,15% меди могла превратиться в руду с валовым содержанием около 0,45%. Иногда содержание меди больше 45%; такая руда либо содержала до обогащения больше 0,15% меди, либо коэффициент обогащения в данном случае был не менее трех.

В огромном большинстве прожилков содержалось очень мало халькопирита и они были слабо обогащены халькозином, обрастающим зерна пирита. Значительно более редкие прожилки содержали заметные количества халькопирита и именно они оказались сильно обогащенными халькозином, который не только обрастал и замещал пирит, но и развивался за счет замещения халькопирита. Несколько мощных жил, содержащих сфалерит, серебристый галенит и халькопирит, тоже были сильно обогащены халькозином. Халькопирит замещался халькозином почти нацело, вследствие чего он сохранился лишь в виде включений в пирите. Зерна пирита с поверхности замещались халькозином на всей площади рудного тела. Обогащение резко увеличивается для раздробленного пирита вследствие большей площади поверхности реакции с медьсодержащими растворами. Вдоль большинства крупных жил третьей стадии происходили те или иные подвижки, в связи с чем пирит этих жил тонко раздроблен и подвергся значительному замещению. Сфалерит частично замещен халькозином; замещен и халькопирит, выделившийся при распаде твердого раствора из сфалерита.

Содержание молибдена в сульфидной и окисной зонах почти одинаково. В зоне окисления молибден, освободившийся при распаде молибденита, немедленно переоткладывался в виде феррримолибдита. Данные опробования на молибден керна 11 буровых скважин показывают, что при процессах вторичного обогащения нет сколько-нибудь значительного выноса или привноса молибдена.

Окисление вторично обогащенных руд

По имеющимся данным, надрудная зона Итака-Пик характеризуется развитием тонких, слабо обогащенных прожилков окислов железа, что свидетельствует о высоком содержании пирита в первичном составе прожилков. В тех более редких жилах и прожилках, которые до окисления содержали повышенное количество первичных сульфидов меди, при детальном изучении различаются порошковатые скопления остаточных окислов. Наличие первичных медных сульфидов в этих прожилках и жилах, по-видимому, снижает то высокое отношение пирита к халькопириту, которое характерно для четко выраженных слабо обогащенных пиритовых прожилков.

Кристаллические сланцы, вероятно, оказались менее проницаемыми и более реакционноспособными, чем ларамийские магматические породы. Рядом с окисленными прожилками эти сланцы обычно интенсивно прокрашены.

Окисление слабо обогащенных пиритовых и кварц-пиритовых жил и прожилков

При окислении очень тонких (менее $^1/_4$ дюйма) прожилков пирита, покрытого пленкой халькозина, сначала снимается халькозиновая пленка; при этом либо исчезают всякие следы медной минерализации, либо остается пирит, частично покрытый оранжевыми полупрозрачными окислами. На Итака-Пик маломощная зона, содержащая пустые пиритовые жилы и прожилки, залегает выше неокисленных обогащенных руд. По мере развития процессов окисления в пределах этой зоны на окисляющемся пирите и поблизости от него появляются ярко-оранжевые пятна. Затем в межзерновом пространстве и трещинках пирита, на месте ранее существовавших пятен халькозина, развиваются пленки кремнистого вещества. После полного окисления пирита на месте его зерен остается кремнистая ячеистая порода, окрашенная в темно-коричневый цвет. Этот окисно-кремнистый агрегат имеет светло-бурую охристую черту. Свободные ячейки в некоторых местах выполнены ярко-желтым ярозитом.

Окисление прожилков (мощностью $^1/_4$—3 дюйма) с крупнозернистым пиритом, покрытым корочками халькозина, приводит к образованию рассыпчатых масс кирпично-красного гематита и желтого ярозита. В одних и тех же жилах гематит и ярозит образуют самостоятельные выделения, но могут встречаться в смеси с лимонитом в виде агрегатов оранжевого и оранжево-коричневого цвета. Почковидные агрегаты гематита и ярозита редки.

Бурые пятна и ореолы ожелезнения характерны лишь для интенсивно аргиллизированных интрузивных пород или для измененных кристаллических сланцев.

Окисление сильно обогащенных кварц-пирит-халькопиритовых жил и прожилков

Начальная стадия окисления таких прожилков не фиксируется. Однако конечным продуктом являются темно-каштановые и черные, иногда стекловатые гематитовые образования, часто затемняющие ячеистые структуры

окисленных пирита и халькопирита. Обычна лиловая пятнистая окраска вмещающих серицитизированных пород, содержащих агрегаты ярозита и (или) лимонита. Эти окислы образуются в тех местах, где пирит и халькопирит были интенсивно замещены халькозином.

В тех местах, где пирит и халькопирит замещались халькозином не так интенсивно, с описанными выше окислами ассоциируют красно-коричневые и темные желто-коричневые порошковатые остаточные окислы.

Окисление сильно обогащенных кварц-пирит-халькопирит-сфалерит-галенитовых жил и прожилков

Жилы массивных сульфидов, имеющие мощность от 3 дюймов до 3 футов, окислялись с образованием сплошных порошковатых желто-оранжево-коричневых и красных окислов с примесью глинистой составляющей или без таковой. Ячеистые структуры в массе остаточных окислов выражены плохо, различаются лишь структуры пирита, ячеи в которых содержат немного темно-бурого остаточного лимонита. Иногда в этих жилах можно наблюдать остатки ячеистых структур по халькопириту и (или) сфалериту.

Прочие окислы

Внутри тех жил, которые содержат массивный каолин или обломки сильно аргиллизированных боковых пород, встречаются известковисто-бирюзовые нодули. Реже бирюза осаждается в открытых полостях кварц-пиритовых прожилков. В единичном образце бирюзы удалось наблюдать реликтовые концентрические полоски халькозина (?). Бирюза может содержать также куприт. Бирюза, алунит, каолин обнаружены и в зоне окисления, и в зоне обогащения. Количество бирюзы и других минералов с окисленными радикалами в зоне обогащения с глубиной уменьшается. Алунит встречается в виде отдельных нодулей в жилах, сложенных каолином, бирюзой и сульфидами. Форма его выделений сходна с формой выделений бирюзы. Нодулярная форма выделений бирюзы и алунита в зоне обогащения подтверждает гипергенное происхождение обоих минералов.

Бирюза и еще по меньшей мере два неопределенных фосфатных минерала являются единственными минералами меди, зафиксированными в надрудной выщелоченной зоне среди кварцевых монцонит-порфиров и кварцевых порфиров. Сульфаты меди, гипс, отчасти азурит и малахит обнаружены над рудами в кристаллических сланцах. Карбонаты азурит и малахит развиваются по куприту; в одном случае установлено, что куприт замещается и самородной медью.

Ферримолибдит является обычным продуктом замещения молибденита в пределах всей надрудной зоны. Молибденсодержащие агрегаты окислов железа могут содержать ферримолибдит, а вероятно, и акагенит.

Происхождение сульфатов

Филдом [6] определены S^{32}/S^{34} для пирита, халькозина, замещающего пирит, молибденита, ярозита, гипса и алунита. Эти данные сведены в табл. I.

Отношения S^{32}/S^{34} пирита и молибденита соответствуют аналогичным отношениям для серы гипогенных сульфидов. Гипергенный халькозин, замещающий гипогенный пирит, сохраняет то же отношение S^{32}/S^{34}, которое было у «материнской» серы. Сера сульфатов — ярозита, алунита и гипса по изотопному соотношению близка к сере гипогенных сульфидов. Эти аналитические данные подтверждают структурные наблюдения и указывают на гипергенное происхождение сульфатов.

Таблица I

Отношение S^{32}/S^{34} и процентное содержание S^{34} для сульфидно-сульфатных образцов из рудного тела Итака-Пик

Образцы	Вмещающие породы	S^{32}/S^{34}	S^{34}, %
Пирит (кварц-пирит-халькозиновая жила)	Кварцевые монцонит-порфиры	22,147	3,3
Халькозин (замещающий пирит, из той же жилы)	Кварцевые монцонит-порфиры	22,140	3,6
Молибденит (кварц-молибденитовый прожилок)	Кварцевые порфиры	22,167	2,4
Гипс (прожилок)	Докембрийский ксенолит	22,165	2,5
Ярозит (по пириту в зоне окисления)	Кварцевые монцонит-порфиры	22,162	2,6
Алунит (нодули в глинисто-бирюзовой жиле из зоны окисления)	Кварцевые порфиры	22,216	0,2
Алунит (нодули в глинисто-бирюзовой жиле из зоны окисления)	Кварцевые порфиры	22,211	0,4

ГЕНЕЗИС ОРУДЕНЕНИЯ

Мы вправе предположить, что фации изверженных пород Итака-Пик, судя по их составу и структуре, являются продуктами длительной дифференциации в соответствии с реакционным рядом Боуэна, а не результатом последовательного внедрения. Контакты между фациями постепенные. Содержание ортоклаза и кварца возрастает к центру магматического тела, и, хотя почти весь плагиоклаз и слюда изменены, можно заключить, что их количество в указанном направлении уменьшается.

Позднемагматическая, или дейтерическая, кварцевая минерализация в ядре Итака-Пик сопровождалась отложением небольших количеств пирита и молибденита. Можно предположить, что данная кварц-сульфидная минерализация являлась переходной к гидротермальному рудообразованию, которое накладывалось на застывшие породы верхней части массива Итака-Пик.

Если дейтерическая и гидротермальная минерализация родственны, то гидротермальные руды представляют продукт дифференциации кварц-монцонитовой магмы на глубине.

ЛИТЕРАТУРА

1. Thomas B. E., Ore deposits of the Wallapai district, Arizona, Econ. Geol., **44**, 663—705, 1949.
2. Dings McC. G., The Wallapai mining district, Cerbat Mountains, Mohave County, Arizona, U.S. Geol. Surv. Bull., 978-E, 123—163, 1951.
3. Damon P. E., Giletti B. J., The age of the basement rocks of the Colorado Plateau and adjacent areas, N.Y. Acad. Sci. Annals, **91**, art. 2, 443—453, 1961.
4. Robertson F., Crystallization sequence of minerals leading to the formation of ore deposits in quartz monzonitic rocks in the northwestern part of the Boulder Batholith, Montana, Geol. Soc. Amer. Bull., **73**, 1257—1276, 1962.
5. Mauger R. L., Damon P. E., K-Ar ages of Laramide magmatism and copper mineralization in the Southwest, Atomic Energy Comm. Annual Progress Report № COO-689-50, A-II-I—A-II-8, 1965.
6. Field C. W., Sulfur isotopic method for discriminating between sulfates of hypogene and supergene origin, Econ. Geol., **61**, 1428—1435, 1966.
7. Livingston D. E., et al., Geochronology of the emplacement, enrichment, and preservation of Arizona porphyry copper deposits, Atomic Energy Comm. Ann. Rept. № COO-689-80, Appendix A-III, 1967.

МЕДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УАЙТ-ПАЙН В СЛАНЦАХ НОНСАЧ, ШТАТ МИЧИГАН

К. О. Энсайн мл., У. С. Уайт, Дж. К. Райт, Дж. А. Патрик, Р. Дж. Леон, Д. Дж. Хатуэй, Дж. У. Треммел, Дж. Дж. Фритц, Т. Л. Райт

Месторождения расположены в горах Поркьюпайн на южном берегу Верхнего озера, в 70 милях к юго-западу от известных мичиганских месторождений самородной меди. Открыты они в 1865 г.; с 1872 г. началась добыча серебра, а с 1915 г. и меди; интенсивная отработка месторождений ведется с 1955 г. Среднее содержание меди в рудах 1,2%. К 1964 г. добыто около 420 тыс. т меди. Рудник Уайт-Пайн — одно из крупнейших в США горнорудных предприятий, ведущих добычу меди подземным способом (17 000 т руды в сутки, около 55 000 т меди в год, что составляет 5% общей добычи меди в стране). Запасы на площади 20 кв. миль обеспечивают работу рудника в течение 100 лет.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

Стратиграфический разрез пород кивинского (позднедокембрийского) возраста в районе Уайт-Пайн таков (снизу вверх):

средний кивино
  лавовая серия Портедж-Лейк мощностью до 30 000 футов
верхний кивино
  риолитовые покровы (0—2000 футов)
  конгломераты Коппер-Харбор (350—6000 футов)
  сланцы Нонсач (500—700 футов)
  песчаники Фреда (около 12 000 футов)

Лавовая серия Портедж-Лейк среднекивинского возраста представляет собой мощную толщу, сложенную покровами базальта, излившимися в процессе прогибания синклинали озера Верхнее [18]. Известно, что мощность лавовой серии на полуострове Кивино превышает 15 000 футов [7], но структурные построения, подтверждаемые гравиметрическими данными, позволяют думать, что мощность этой толщи в отдельных местах достигает 30 000 футов. Выделяемые в разрезе риолитовые покровы (экструзивы и сваренные туфы) в штате Мичиган обычно встречаются лишь к югу и западу от Уайт-Пайн, где, вероятно, находился центр вулканической деятельности в среднем и, возможно, в самом начале верхнего кивино.

Между отдельными лавовыми покровами залегают пласты конгломератов и песчаников мощностью от одного дюйма до нескольких футов. Гальки и валуны преимущественно представлены кивинскими риолитами; обломки пород основного состава встречаются редко, несмотря на широкое развитие основных лав. Крупные обломки докивинских пород, главным образом кварцитов и железистых кварцитов, встречаются редко, но обилие кварца в песчанистой фракции свидетельствует о том, что конгломераты отложились из потоков, верховья которых находились в районах развития докивинских пород вне кивинского бассейна. По характеру отложений подводного склона дельт и косому положению гальки можно судить о том, что эти потоки были направлены к северу, в направлении оси бассейна озера Верхнее [25, 6]. К некоторым пластам конгломератов и амигдалоидной верхней части лавовых

покровов серии Портедж-Лейк приурочены известные месторождения самородной меди.

Почти по всей Кивинской провинции конгломераты Коппер-Харбор залегают непосредственно на лавовой серии Портедж-Лейк. Вместе с тем в горах Поркьюпайн они ложатся на экструзивные риолиты мощностью около 2000—3000 футов. Примерно в том же районе мощность конгломератов, перекрывающих риолиты, иногда снижается до 350 футов, тогда как обычно мощность конгломератовой толщи составляет 3000—6000 футов. Самое простое объяснение наблюдаемых соотношений заключается в следующем. Ко времени отложения конгломератов риолитовые покровы слагали топографическую возвышенность около центра вулканической деятельности. Гряды риолитовых покровов, по-видимому, имели 10—15 миль в поперечнике при высоте 3000—4000 футов с центром в нескольких милях к западу от Уайт-Пайн. Площадь, занятая одной такой грядой, включала большую часть гор Поркьюпайн и холмов в 5—8 милях к югу от Уайт-Пайн. Эта возвышенность была полностью погребена в самом начале отложения сланцев Нонсач и не сказалась на «нонсачской» палеогеографии. Каким бы ни было происхождение этой возвышенности, ее следует рассматривать как погребенный холм, окруженный со всех сторон и перекрытый конгломератами Коппер-Харбор.

Верхний кивино в районе Уайт-Пайн представлен тремя формациями. Это (снизу вверх) конгломераты Коппер-Харбор, сланцы Нонсач и песчаники Фреда. Конгломератовая толща Коппер-Харбор, залегающая на лавовой серии Портедж-Лейк, сложена красновато- и серовато-бурыми тонко- и грубозернистыми песчаниками, конгломератами и в меньшей степени красновато-бурыми алевролитами. Местами в состав толщи входят покровы основных лав суммарной мощностью от нескольких десятков до сотен футов [20]. Обломочный материал в основном представлен кварцем, вулканогенными породами (кислыми и основными) и полевым шпатом; иногда встречаются также обломки роговиков, джаспероидов и других кристаллических пород. Весьма обычна косая слоистость. Исследования Гамильтона [38] показывают, что источник сноса этих осадков находился на юге и юго-западе, в области развития докембрийских изверженных и метаморфических пород, и что осадконакопление происходило в мелководном бассейне с интенсивным течением. Уайт и Райт [20] классифицируют эту толщу как предгорные конуса выноса, которые в северном направлении постепенно переходят в более тонкозернистые и мощные пойменные или озерные образования. Мощность конгломератов Коппер-Харбор колеблется от 350 футов (к югу от Уайт-Пайн) до 6000 футов на побережье озера Верхнее.

Сланцевая толща Нонсач сложена переслаивающимися пластами серых или буровато-серых алевролитов, глинистых сланцев и песчаников. В толще резко преобладают тонко- и толстополосчатые алевролиты с красновато-серыми частицами и следами ряби. Серые и темно-серые алевролиты преобладают в нижних 100 футах толщи. Подобные же породы встречаются на многих интервалах стратиграфической колонки, слагая примерно 10% от разреза верхней половины толщи. Мощные пласты массивных светло-серых алевролитов, переходящих в очень тонкозернистые песчаники, устанавливаются в нижней и средней части разреза, а также в самых верхах толщи.

Мощность сланцевой толщи Нонсач по линии, проходящей на запад от окрестностей Уайт-Пайн к северной части района Преск-Айл, составляет примерно 600 футов. В северном направлении мощность толщи возрастает с каждой милей на 25 футов. Отчасти это происходит в связи со сменой фаций, отчасти за счет выше- и нижележащих формаций, но главным образом, вероятно, благодаря увеличению мощности отдельных стратиграфических горизонтов. *Сланцевая толща Нонсач прослеживается к северу от Уайт-Пайн* на расстоянии 70 миль до района Калюмета, где лежачий бок толщи сре-

зается береговой линией озера Верхнее. На всем протяжении мощность и литологический состав толщи остаются неизменными, насколько об этом можно судить по немногим буровым скважинам и поверхностным обнажениям. Лишь в нижней пачке мощностью 150 футов в северном направлении возрастает роль средне- и грубозернистых песчаников. Западнее района Преск-Айл по редким обнажениям в руслах рек устанавливается, что эта толща без перерыва прослеживается до района Меллена, штат Висконсин, в 60 милях к юго-западу от Уайт-Пайн. На участке пересечения границы штатов Мичиган и Висконсин толща имеет мощность около 380 футов, а в районе Меллена — всего 250 футов. Рудоносные пласты месторождения Уайт-Пайн сосредоточены в базальной пачке мощностью 60 футов сланцевой толщи Нонсач; разрез рудоносной пачки более детально будет описан ниже, в соответствующем разделе.

Песчаниковая толща Фреда сложена переслаивающимися пластами красноватых тонкозернистых аркозовых песчаников, алевролитов и слюдистых сланцев. Хемблин [23, 24] считает, что эти породы отложились на широкой равнине из потоков, стекавших в северном направлении. Минимальная ширина выхода толщи (12 000 футов) установлена в районе границы штатов Мичиган и Висконсин, где породы залегают почти вертикально; верхи толщи не обнажаются, так что данную цифру следует рассматривать как минимальную мощность толщи.

В штате Висконсин выявлены более молодые и лучше отсортированные песчаники верхнекивинского возраста [3]. В Мичигане выделяются песчаники Джейкобсвилл, развитые лишь к югу от разлома Кивино; вероятно, эти более молодые образования в какой-то части сопоставимы между собой.

Интрузивные породы

Часть риолитового комплекса, развитого к югу от Уайт-Пайн и в горах Поркьюпайн к западу от Уайт-Пайн имеет безусловное интрузивное происхождение, однако недостаточная геологическая изученность этих территорий не позволяет оценить количество и форму интрузивных тел. В буровых скважинах и отдельных обнажениях наблюдались дайки или силлообразные тела [2]. В дорожной выемке в 9 милях к югу от Уайт-Пайн обнажаются кварцевые порфиры, слагающие, по-видимому, единое крупное полуконкордантное тело, прорывающее лавовую серию Портедж-Лейк; предполагаемая мощность этого тела 5000 футов, длина 10 миль. Определение абсолютного возраста риолита Rb/Sr-методом, сделанное по массе породы, показало результат 905 $\pm$ 53 млн. лет (Фор, письменное сообщение, 1965). Крупный массив риолитов установлен к юго-западу от Уайт-Пайн, однако он почти наверное имеет экструзивное происхождение и, как отмечалось выше, стратиграфически залегает между обычными базальтовыми лавами Портедж-Лейк и конгломератами Коппер-Харбор. Эта порода детально описана Ирвингом [1] и Таденом [5]. Определение возраста Rb/Sr-методом образцов риолита, взятых непосредственно из-под конгломератов Коппер-Харбор в районе к югу от Уайт-Пайн и из главного тела риолитов в горах Поркьюпайн, показали одинаковый результат 1100 $\pm$ 30 млн. лет [34]. Это чуть больше абсолютного возраста сланцев Нонсач — 1046 $\pm$ 46 млн. лет, полученных Чаудхури и Фором [29] тем же методом. Куполообразная форма тела риолитов в горах Поркьюпайн обусловлена тектонической деформацией после отложения песчаников Фреда и не может объясняться «лакколитовым» типом риолитового интрузива, как предполагали некоторые авторы [2].

За двумя возможными исключениями, все данные свидетельствуют о том, что максимум магматической деятельности приходился на время формирования серии Портедж-Лейк при последующем снижении роли магматизма и увеличении роли осадкообразования, завершившегося к концу

коппер-харборского времени [19]. Первым таким исключением явился риолитовый шток, прорывающий песчаники Фреда в районе Ханкока. Этот риолит в петрографическом отношении не похож на типичные кивинские риолиты и, возможно, никоим образом с ними не связан. Вторым исключением оказываются кварцевые порфиры, выходящие на поверхность к югу от Уайт-Пайн. Если ранее упоминавшиеся результаты определений абсолютного возраста Rb/Sr-методом этих порфиров и сланцев Нонсач правильны, то кварцевые порфиры моложе базального горизонта сланцев Нонсач.

Диагенез

Вторичные изменения верхнекивинских осадочных пород в районе Уайт-Пайн скорее являются диагенетическими, чем метаморфическими. В этих породах очень хорошо сохранились первичные осадочные структуры и мелкообломочная текстура. Метаморфический кливаж в них не проявлен, за исключением узких зон разрывных нарушений. Рентгеновское исследование аргиллитов показало, что они в основном сложены хорошо упорядоченным иллитом и хлоритом (дифракционные пики шириной 0,2—0,3 Å на половине амплитуды). Эти минералы, вероятно, были частично перекристаллизованы и гомогенизированы из предположительно гетерогенной детритусовой глинистой фракции первичного осадка. Микроскопическое изучение показывает, что минеральные зерна в породе чрезвычайно мелкие, характеризующиеся очень слабой и незакономерной предпочтительной ориентировкой. В песчанике цемент обычно представлен кальцитом, хлоритом, кварцем (главным образом в виде нарастаний) и иногда ломонтитом. Из-за сильного уплотнения обломочные частицы в породе механически подроблены в местах соприкосновения, а пористость сильно снижена, но первичные песчанистые зерна не претерпели заметного изменения или гомогенизации; новообразованные минералы встречаются лишь в цементе.

Свидетельством того, что температура в сланцах Нонсач в районе месторождения Уайт-Пайн никогда не была очень высокой, может служить наличие в органической фракции порфиринов [31, 34]. Абельсон, рассчитав энергию активации экспериментального разрушения порфиринов в варе, составил кривую относительной устойчивости некоторых порфиринов в координатах время — температура [12]. Пользуясь этой весьма показательной кривой, можно заключить, что интересующие нас порфирины не могут выдержать температуру выше 200° в течение 1000 лет, 250° в течение 100 лет или 300° в течение одного года.

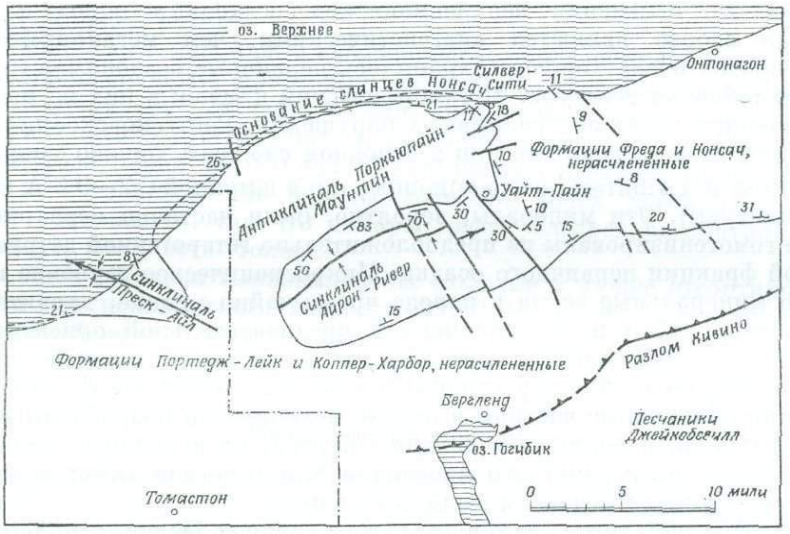
Структура

На севере штатов Мичиган и Висконсин породы кивинского возраста слагают южное крыло бассейна Верхнего озера и, как правило, наклонены к северу или северо-западу, в направлении к центру бассейна. По крупному крутопадающему взбросу, именуемому разломом Кивино, средне- и верхнекивинские породы надвинуты на еще более молодые верхнекивинские толщи. Этот разлом проходит по южному склону невысокого хребта, вытянутого вдоль всего полуострова Кивино. К юго-западу от Уайт-Пайн в районе Уэйкфилд — Айронвуд лавовая серия Портедж-Лейк непосредственно контактирует с более древними кристаллическими метаосадками докембрийского возраста. Горный массив Поркьюпайн северо-западнее Уайт-Пайн совпадает с овальным выступом кивинских пород: в большинстве случаев возвышенности сложены относительно устойчивыми покровами лав кислого состава.

Региональное падение верхнекивинских толщ к оси бассейна Верхнего озера в какой-то мере обусловлено тектоническим наклонением, синхронным

с осадконакоплением: об этом свидетельствует возрастание мощности стратиграфических горизонтов с движением к северу. Крутые углы падения, связанные в основном с послефредской деформацией, приурочены к узкой зоне, которая лишь в отдельных местах прослеживается более чем на 2—3 мили от выходов сланцев Нонсач в направлении падения пород. Кивинский бассейн представляет собой широкую пологую синклиналь с сильно загнутыми краями, более похожую на удлиненную сковороду, чем на чашу.

С внутренней стороны главного загнутого края бассейна располагается складка второго порядка — антиклиналь Поркьюпайн-Маунтин (фиг. 1); весьма вероятно, что она сформировалась во время «загибания» южного

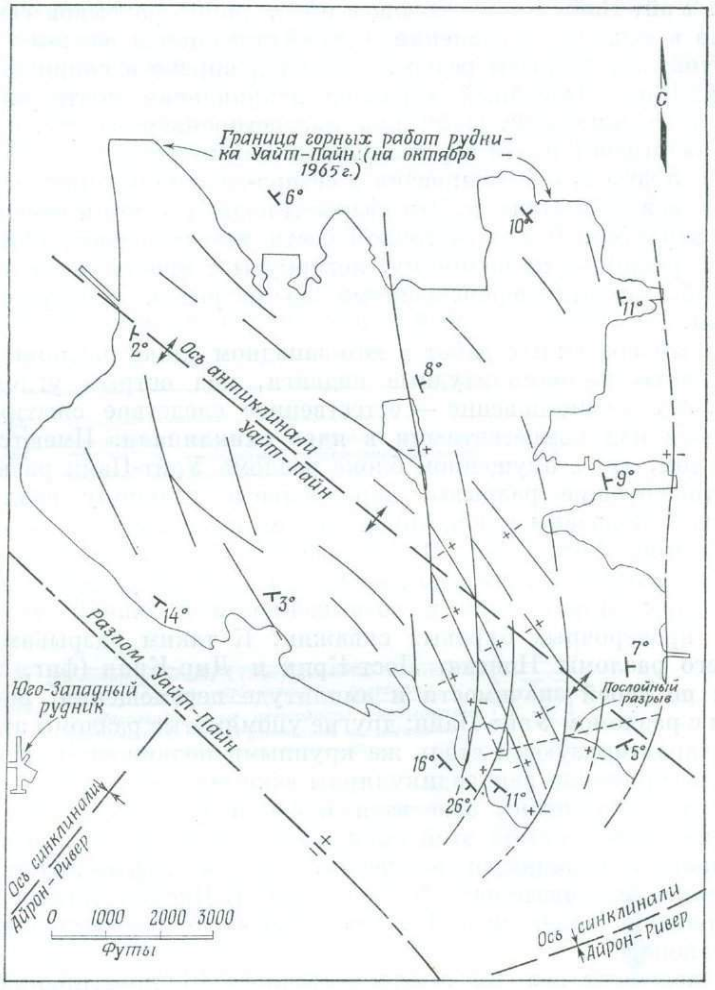


Фиг. 1. Обзорная геологическая карта района месторождения Уайт-Пайн и гор Поркьюпайн.

На карте показаны поперечные разломы (последовательно с запада на восток): Лост-Крик, Нонсач, Уайт-Пайн и Дир-Крик.

края бассейна. Антиклиналь резко асимметрична: северное ее крыло падает под углом 20—30°, а южное значительно круче или даже запрокидывается. В восточном направлении антиклиналь погружается полого, так что ее влияние на элементы залегания пород ощущается на расстоянии до 10 миль к востоку от Уайт-Пайн. На западе ось антиклинали изгибается к югу и примыкает к границе Кивинского бассейна почти под прямым углом в крайне плохо обнаженном районе. Южнее антиклинали Поркьюпайн-Маунтин располагается удлиненный прогиб, выполненный сланцами Нонсач и именуемый синклиналью Айрон-Ривер. Западнее гор Поркьюпайн установлена синклиналь Преск-Айл, погружающаяся в западном направлении. Подошва толщи сланцев Нонсач находится на глубине около 4500 футов в осевой части синклинали Айрон-Ривер на северном ее окончании и на глубине примерно 1050 футов в месте пересечения оси синклинали Преск-Айл берегом Верхнего озера.

Эти две складки второго порядка осложнены дополнительной складчатостью, возникшей в результате подвижек по главным разломам района. Наиболее четко выраженные и лучше изученные складки развиты около разлома Уайт-Пайн (фиг. 2) — зоны надвига северо-западного простирания с крутым северо-восточным падением. К северо-востоку от этого разлома отдельные горизонты на участках пологого падения залегают в 1500—2000 футах выше, чем в юго-западном блоке. Горизонтальная составляющая перемещения по разлому Уайт-Пайн — правый сдвиг порядка 3000 футов.



Ф и г. 2. Структура месторождения Уайт-Пайн.

насколько об этом можно судить по срезанию ряда изопахит и границ литофаций.

С северо-восточной стороны разлома Уайт-Пайн сформировалась асимметричная складка волочения — антиклиналь Уайт-Пайн. Ось ее, почти параллельная разлому, погружается под углом 9° на юго-восток. В юго-западном крыле складки слоистость с приближением к разлому падает под углами, превышающими 20°, тогда как северо-восточное крыло залегает более полого: углы падения достигают лишь 10°, постепенно переходя в региональные.

Разлом Уайт-Пайн сопровождается бесчисленными разрывами, с большой тщательностью закартированными на участке горных работ из-за их большого значения для рудничной геологии. Главнейшие из этих разломов показаны на фиг. 2. Установленные амплитуды перемещения находятся в пределах от долей дюйма до многих десятков футов; направление смещений может быть сбросовым, взбросовым, сдвиговым или диагональным. К северо-востоку от разлома Уайт-Пайн сбросовые перемещения существенно преобладают над взбросовыми; подавляющая масса разрывов характеризуется крутым падением и взаимно параллельным простиранием. На удалении

от разлома Уайт-Пайн преобладающее простирание разрывов северо-западное 350°, но в южном направлении, с приближением к разлому Уайт-Пайн до 1000 футов, эти разрывы резко изгибаются вправо и сопрягаются с разломом Уайт-Пайн. Подобный характер искривления подтверждает представления о разломе Уайт-Пайн как правостороннем сдвиге.

Серия разрывов с почти вертикальными перемещениями, обычно не превышающими 5 футов, ориентирована в северо-западном направлении, почти параллельно оси антиклинали. Эти разрывы падают круто и почти все имеют сбросовый характер. В юго-восточной части месторождения (фиг. 2) некоторые такие разрывы, по-видимому, повернуты с простирания 315° до 330° в связи с блоковыми перемещениями по разрывам субмеридионального простирания.

По данным подземных работ в юго-западном блоке разлома Уайт-Пайн широко развиты малоамплитудные надвиги, под острым углом секущие слоистость. Их возникновение — естественное следствие сжатия некомпетентных слоев над компетентными в ядре синклинали. Имеются скудные сведения о том, что в опущенном блоке разлома Уайт-Пайн развиты также более крутопадающие разрывы, параллельные главному разлому.

На фиг. 1 показаны и некоторые другие крупные разрывы, субпараллельные разлому Уайт-Пайн. Их положение устанавливается по поверхностным обнажениям, а также по вытянутым в линию узким долинам, пересекающим горы Поркьюпайн и возвышенности в южной части района, и по ряду проверочных буровых скважин. К таким разрывам относятся прежде всего разломы Нонсач, Лост-Крик и Дир-Крик (фиг. 1). Разлом Лост-Крик по своей значимости и амплитуде перемещения, по-видимому, сопоставим с разломом Уайт-Пайн; другие упомянутые разломы этой группы, вероятно, характеризуются столь же крупными подвижками. По простиранию разломы примерно перпендикулярны южному крылу синклинали озера Верхнее; они, безусловно, относятся к серии крутопадающих разрывов, рассекающих южное крыло этой синклинали на всем его протяжении [2]. И синклинальные складки, и поперечные разломы деформируют песчаники Фреда, являясь, следовательно, более поздними. Представляется вероятным, что формирование поперечных разломов связано с главным этапом деформации в районе.

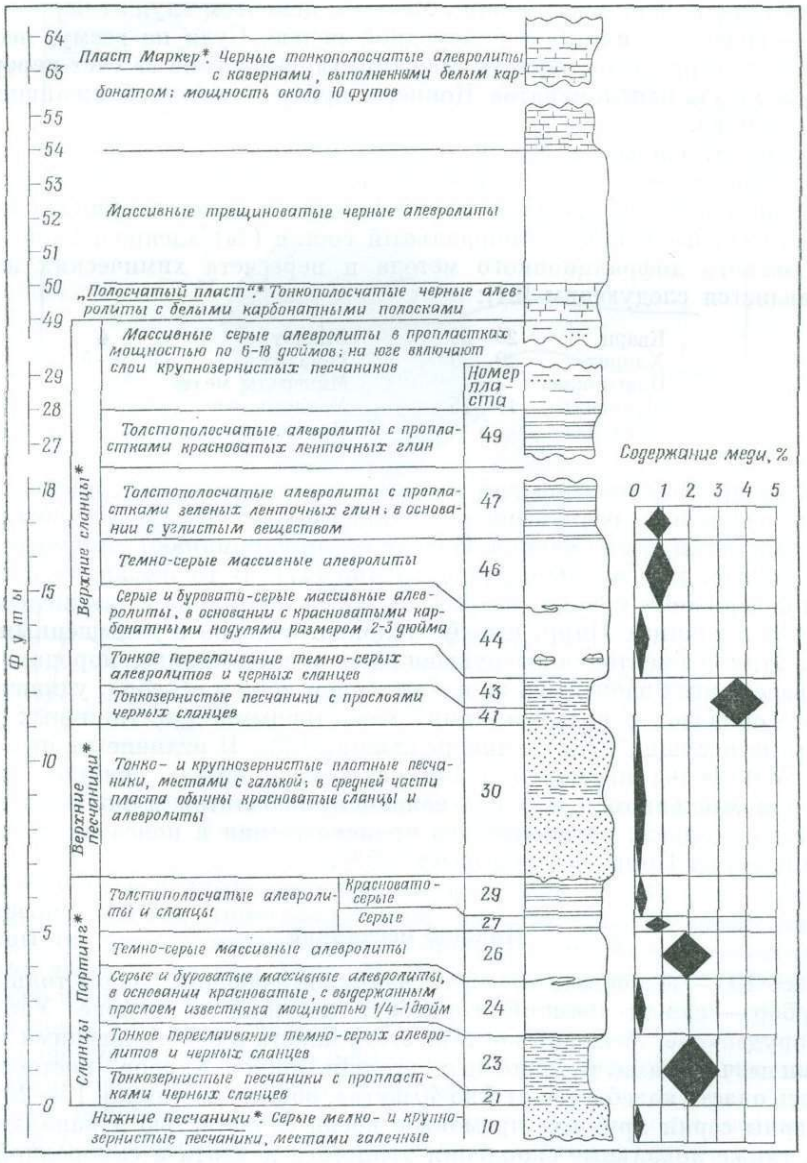
Два поперечных разлома северо-восточного 70° простирания выявлены по обнажениям в речных руслах и по данным достаточно многочисленных буровых скважин на восточном склоне гор Поркьюпайн (фиг. 1). Судя по значительному несоответствию осадочных горизонтов с обеих сторон северного из этих двух разломов, он, вероятно, представляет собой крупный правосторонний сдвиг.

СТРАТИГРАФИЯ РУДОНОСНЫХ ПОРОД

Четыре рудоносных горизонта в конгломератах Коппер-Харбор и сланцах Нонсач носят местные названия: нижние песчаники, сланцы Партинг, верхние песчаники и верхние сланцы (фиг. 3). Эти горизонты, суммарная мощность которых составляет 40—80 футов, выделяются во всем районе Уайт-Пайн и в горах Поркьюпайн. На самом месторождении Уайт-Пайн в перечисленных горизонтах различаются пласты, каждому из которых присвоен свой порядковый номер [31]. Первая цифра в этих номерах относится к самим рудоносным горизонтам (1 и 3 соответственно для нижних и верхних песчаников, 2 и 4 для сланцев Партинг и верхних сланцев). Второй цифрой обозначаются отдельные пласты, причем четной цифрой — пласты массивного сложения, а нечетной — полосчатого. Поэтому используются не все возможные сочетания цифр: пласт 21, например, непосредственно перекрывается пластом

23 (оба пласта полосчатые, обозначаются нечетными цифрами) без промежуточного массивного пласта с четным номером.

Каждый рудоносный пласт отличается удивительно постоянным содержанием меди: оно показано на фиг. 3 справа. Эти цифры рассчитаны по данным примерно 300 буровых скважин с обеих сторон от разлома Уайт-Пайн. Среднее содержание меди соответствует верхней и нижней вершинам ромбиков. Одно стандартное отклонение в обе стороны от этой средней величины равно расстоянию между левой и правой вершинами. Разброс значений, показанный шириной ромбиков, отвечает двум третям от общего числа проб в каждом пласте. Этот разброс совсем невелик: например, $^2/_3$ проб из полосчатых пластов в основании сланцев Партинг (пласты 21 и 23) дают результат от 1 до 3%. Лишь очень малое число проб имеет ураганное или убогое содержание меди.



Фиг. 3. Стратиграфическая колонка продуктивной пачки.
Звездочкой помечены местные названия горизонтов и пластов.

Петрография

Прежде чем перейти к рассмотрению стратиграфических особенностей рудоносных песчаников и алевролитов, целесообразно дать их общую петрографическую характеристику. Песчаник представляет собой в общем плохо отсортированный плотный аренит с высоким содержанием вулканогенного материала при равной или превалирующей роли обломочного кварца. Обломочные зерна непрозрачных окислов железа, столь обычные акцессории в основной массе конгломератов Коппер-Харбор, в песчанике рудоносных горизонтов очень редки или практически отсутствуют. По текстуре песчаники меняются от редкогалечных, плохо сортированных средне- и крупнозернистых до тонкозернистых и довольно хорошо сортированных. Хлорит, развитый в виде оторочек радиального сложения вокруг обломочных зерен и в цементе, придает породе зеленовато-серый цвет. В цементе обычно присутствуют также кальцит и кварц. Местами цементом служит черное твердое углистое вещество, иногда с самородной медью. Судя по всему, песчаники рудоносных горизонтов образовались преимущественно за счет переработки основной массы конгломератов Коппер-Харбор где-то за ближайшими пределами района.

Алевролит сложен главным образом мельчайшими угловатыми обломками кварца, полевого шпата и в меньшей степени вулканических пород, заключенных в основную массу, состоящую из хлорита, серицита и микрокристаллического кварца. Минеральный состав (%) алевролита по данным рентгеновского дифракционного метода и пересчета химических анализов представляется следующим [21]:

Кварц	20—30	Эпидот	4
Хлорит	20—30	Гематит	0—5
Плагиоклаз	15	Минералы меди	0—8
Мусковит	10—15	Углистое вещество	0,5
Ортоклаз	5	Прочие минералы	7

Итак, в алевролите преобладают кварц, хлорит и силикаты, происхождение которых связано с разрушением вулканогенных пород. По содержанию кремнезема и глинозема сланцы Нонсач очень напоминают типичные черные сланцы, такие, как меловые сланцы Пирр [17]. В то же время в сланцах Нонсач содержание магния, натрия, титана и суммы окислов железа вдвое выше, чем в сланцах Пирр, что, безусловно, связано с повышенным содержанием этих элементов в разрушавшихся вулканогенных породах. Содержание рассеянных элементов, за исключением меди и серебра, удивительным образом совпадает с содержаниями, характерными для типичных черных сланцев, не несущих рудной минерализации [33]. В отличие от них черные сланцы Мансфельд примерно в 100 раз богаче медью, свинцом, цинком, серебром и мышьяком и в 5 раз ванадием, кобальтом и молибденом [33]. Количество углерода органического происхождения в нонсачских сланцах, как и в сланцах Пирр, не превышает 0,5%.

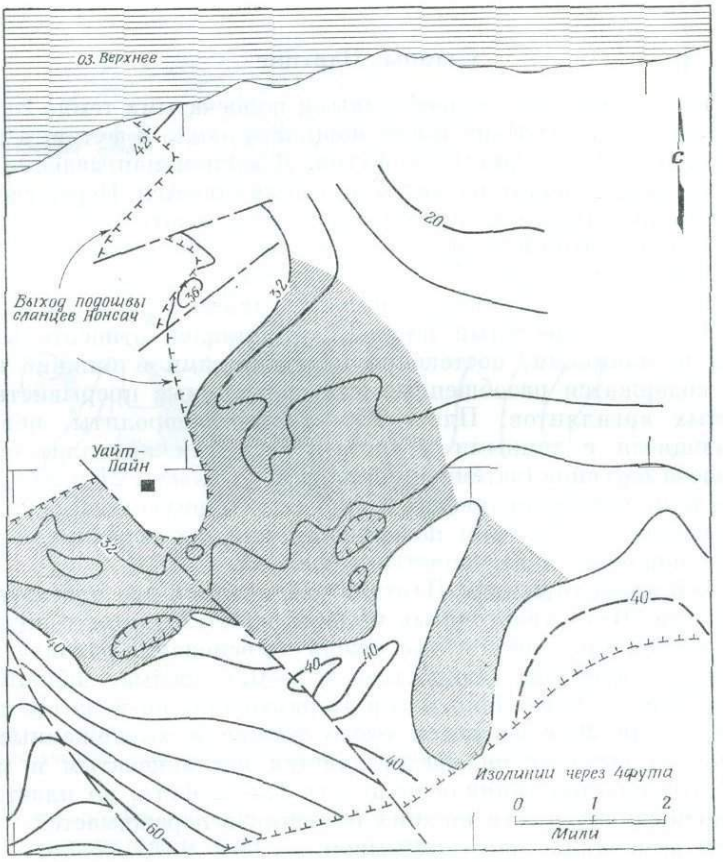
Нижние песчаники

Пласт 10 — зеленовато-серый песчаник, венчающий разрез толщи Коппер-Харбор,— самый нижний горизонт, несущий в районе Уайт-Пайн медное оруденение. Лежачий контакт этого пласта с подстилающими красноцветными песчаниками, типичными для толщи Коппер-Харбор, постепенный. Мощность пласта колеблется от 5 до 40 футов, обычно составляя 15—20 футов. Характерны серии крупных промоин с косой слоистостью и каналами размыва, а также локальные скопления углистого цемента и самородной меди. Вероятно, нижние песчаники — продукт переработки верхней части толщи

Коппер-Харбор на мелководных субаквальных отмелях, барах, банках и устьевых дельтах.

В районе юго-западного рудника (фиг. 2) Гамильтон [38] обнаружил, что самые верхние 1—3 фута нижних песчаников сложены тонкозернистыми, относительно хорошо отсортированными горизонтально- или косослоистыми песчаниками с обильным кварцем и хлоритом. Эти более тонкозернистые песчаники содержат очень мало меди.

Неправильная топографическая поверхность нижних песчаников существенно контролирует распространение вышележащих сланцев Партинг,



Фиг. 4. Предполагаемая палеотопография подошвы сланцев Нонсач.
Упоминающийся в тексте залив затемнен.

особенно мощность и литологический состав пласта 23. На фиг. 4 представлена предполагаемая топография этой поверхности; условные отметки рассчитаны от кровли маркирующего «полосчатого» пласта, залегающего в 80 футах выше по разрезу (фиг. 3). Использование этого построения для составления палеотопографической карты заставляет принять два серьезных допущения: 1) кровля «полосчатого» пласта была почти горизонтальной; 2) уплотнение пород, особенно дифференциальное уплотнение песчаников и алевролитов, не вносит заметных искажений.

Древняя береговая линия в конце отложения нижних песчаников, установленная по изменениям углов откоса и другим данным, проходила, очевидно, около изолиний 40 и 44 футов. Широкий мелководный залив (затененный на фиг. 4) раздваивается и срезается разломом Уайт-Пайн.

С юго-востока залив был ограничен поднятием, интерпретируемым как древняя речная дельта или песчаная отмель, с юга и юго-запада — языком предполагаемого аллювиального конуса выноса, а с севера — поднятием, которое, вероятно, представляло собой древнюю отмель, песчаный бар или косу. Открыт залив был с северо-востока, где он, по-видимому, соединялся с более крупным бассейном. Сохранившаяся часть бассейна имеет ширину (с северо-запада на юго-восток) 3,5 мили, длину 5,5 мили и глубину не более 10 футов. Этот бассейн явился местом накопления самого мощного, тонкозернистого, наиболее богатого углистым веществом и, наконец, медью пласта осадочных пород в районе Уайт-Пайн.

Сланцы Партинг

Этот пласт, сложенный однообразными полосчатыми темно-серыми алевролитами в районе Уайт-Пайн имеет мощность около 8 футов, а в западной части синклинали Преск-Айл 0—30 футов. В южном направлении с приближением к изолинии 40 футов на фиг. 4 он выклинивается. Перед своим выклиниванием сланцы Партинг приобретают красноватый цвет, становятся более крупнозернистыми и теряют четко выраженную слоистость.

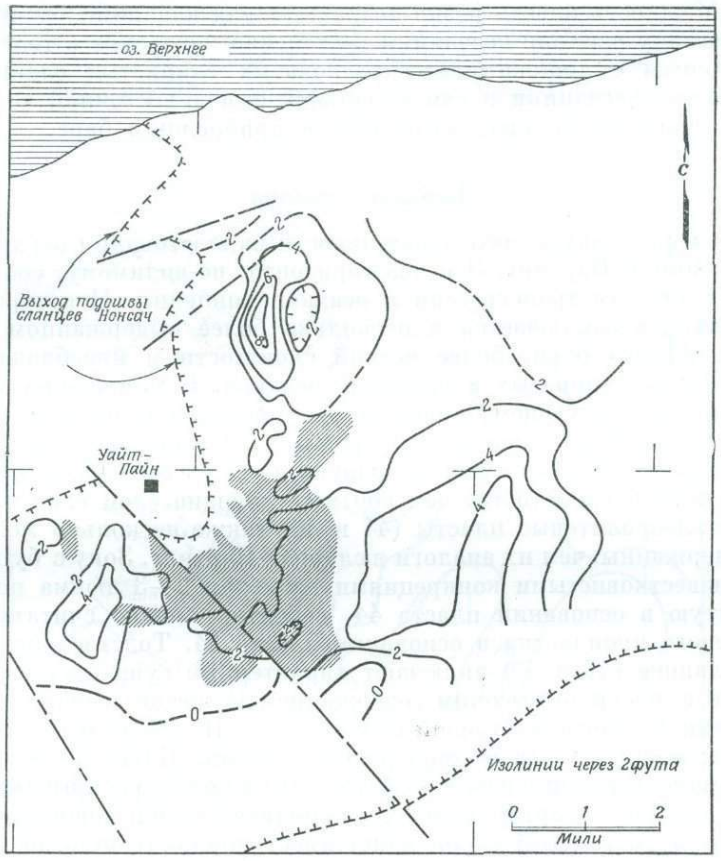
Базальные слои сланцев Партинг имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием контрастных песчано-глинистых и углисто-глинистых прослоев. Нижний полосчатый пласт 21 представлен относительно крупнозернистыми песчаниками, постепенно переходящими в нижние песчаники, в которых содержатся разобщенные или сближенные прерывистые скопления углистых аргиллитов. Пласт 23 — серые алевролиты, неравномерно переслаивающиеся с темными углисто-глинистыми аргиллитами. В центральной части бассейна (затемненной на фиг. 5) пласты 21 и 23 практически лишены песчанистой составляющей и имеют суммарную мощность 2—4 фута. С приближением к поднятиям поверхности нижних песчаников они становятся более мощными и песчанистыми (фиг. 4).

В средней части горизонта Партинг различаются два массивных алевролитовых пласта. Чуть красноватый нижний пласт 24 имеет с нижележащим пластом 23 четкий и резкий контакт. Около его основания различается тонкий известковистый прослой мощностью 0,1—0,5 дюйма, обнаруживаемый не только в районе Уайт-Пайн и гор Поркьюпайн, но и за его пределами. В верхнем пласте 26 содержатся очень тонкие и выдержанные углистые прослои, но на выходах он представляется несланцеватым и массивным. Для этих двух пластов типична мощность 1,5—2 фута, но пласт 26 иногда около поднятий поверхности нижних песчаников пережимается, что отчасти объясняется внутрипластовым размывом.

Два верхних пласта сланцев Партинг представлены алевролитами, четко и повсеместно переслаивающимися с глинистыми сланцами. Мощность этих двух пластов около Уайт-Пайн составляет примерно 1,5 фута, а с удалением на 6 миль в северном направлении увеличивается до 5 футов и более. В нижнем пласте 27 глинистые сланцы зеленовато-серые, а в верхнем пласте 29 красновато-бурые. Алевролитовые прослои обычно имеют мощность около 0,5—2,0 дюйма, а мощность прослоев глинистых сланцев не превышает 1 дюйма. Поверхность верхнего пласта местами характеризуется наличием трещин усыхания.

По-видимому, сланцы Партинг отлагались в единую эпоху трансгрессии и осадконакопления. Считается, что базальные полосчатые слои образовались при трансгрессии в очень мелководном бассейне из слабо аэрированных вод, спокойствие которых периодически нарушалось приливами, штормами и дельтовыми течениями. Средние массивные пласты, вероятно, соответствуют начальной стадии интенсивного осадконакопления при достижении максимума трансгрессии; застойная восстановительная обстановка, способство-

вавшая сохранению органического вещества, усиливалась благодаря прибрежным барам и расслоению воды. Окончательное заполнение мелководного спокойного бассейна равномерно полосчатыми осадками, как полагают,



Ф и г. 5. Суммарная мощность пластов 21 и 23.
На затемненном участке глинистый пласт 23 имеет большую мощность, чем песчанистый пласт 21.

происходило из слабо размывающих дельтовых потоков. Наличие трещин усыхания на поверхности этих пластов свидетельствует о том, что глубина водного бассейна к концу накопления сланцев Партинг уменьшилась практически до нуля.

Верхние песчаники

Пласт 30 сложен галечными среднезернистыми плотными аренитами, богатыми вулканогенным материалом; он очень напоминает нижние песчаники. Горными работами рудника Уайт-Пайн вскрыты промоины северсеверо-восточного направления, шириной в несколько сотен футов и глубиной 0,5—2,0 фута [39]. Косая слоистость, эрозионные каналы, тороидальные структуры, отпечатки борозд — все это говорит о существовании сильных течений, промывавших и засыпавших эти промоины. Выположенные троги и борта промоин наряду с обилием пересекающихся под острым углом знаков ряби заставляют считать, что верхние песчаники в районе рудника возникли в результате взаимодействия флювиального и мелководного процессов осадконакопления.

Мощность верхних песчаников и размер зерен в них меняются незакономерно. Однако в региональном отношении мощность в северо-восточном направлении уменьшается от 4—8 футов (юго-западнее разлома Уайт-Пайн) до 2—5 футов (в районе современных горных работ северо-восточнее этого разлома). Мощность пласта резко возрастает над каналами размыва. Далее к северо-востоку верхние песчаники постепенно переходят в толстополосчатые алевролиты с пропластками красноватых глинистых сланцев. Очень тонкозернистые песчаники в самой дальней северо-восточной части района в какой-то мере могли быть отложены в прибрежном баре.

Верхние сланцы

По своему составу и последовательности напластования верхние сланцы близки к сланцам Партинг. Эти два горизонта, по-видимому, соответствуют одинаковым циклам трансгрессии и осадконакопления. Некоторое отличие верхних сланцев заключается в несколько более выдержанном характере контакта лежачего бока, более четкой слоистости и преобладании более тонкозернистых, глинистых и углистых осадков. К моменту возобновления трансгрессии, знаменующему конец отложения верхних песчаников, поверхность последних была лишь слегка размыта. Базальные полосчатые слои (41 и 43) верхних сланцев имеют меньшую, но более выдержанную мощность при более четкой слоистости, чем соответствующие слои сланцев Партинг. Массивные алевролитовые пласты (44 и 46) также несколько менее мощны и более выдержанны, чем их аналоги в сланцах Партинг. Зону с бурыми сплющенными известковистыми конкрециями размером 2—3 дюйма по длинной оси, развитую в основании пласта 44, вероятно, можно считать аналогом известнякового пропластка в основании пласта 24. Толстослоистые пласты верхних сланцев (47 и 49) включают характерные существенно глинистые пропластки с довольно высоким содержанием углистого вещества и с чрезвычайно четкой, почти ленточной слоистостью. Пласт 47 имеет зеленовато-серый цвет; мощность его обычно равна 8 футам. Пласт 49 — красновато-серый, с мощностью примерно 3—5 футов. Эти пласты перекрываются пачкой массивных пластов отсортированных алевролитов общей мощностью порядка 15 футов, причем каждый такой пласт имеет мощность от 6 до 18 дюймов; этим пластам номера уже не присваивались. В верхней части данной пачки на юге района выделяется слой тонко- и крупнозернистых песчаников.

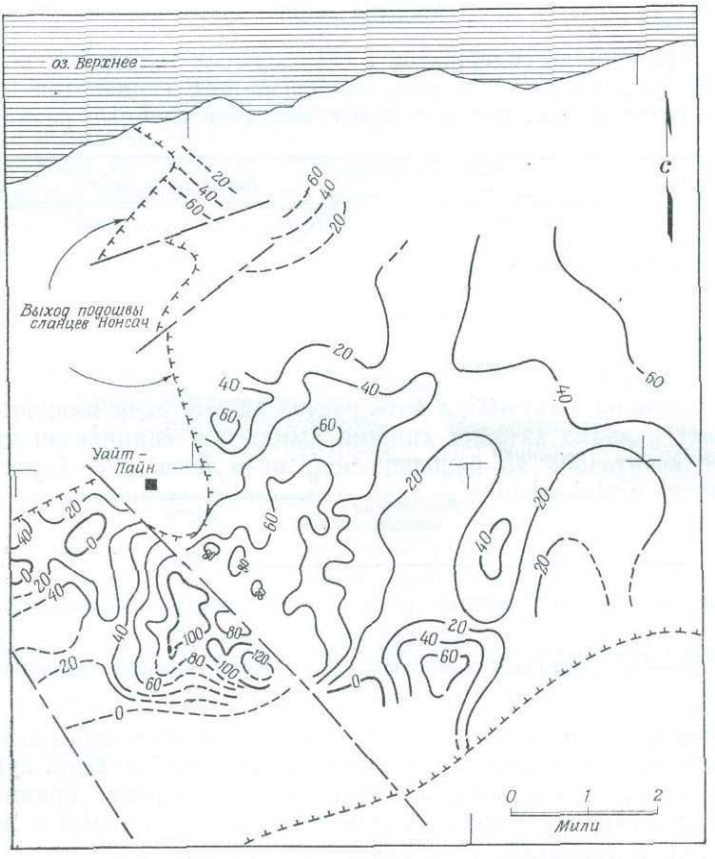
На верхних сланцах залегают карбонатные и углисто-глинистые сланцы. В их основании находится однофутовый пласт, носящий местное название «полосчатый», который, как и десятифутовый кавернозный пласт Маркер, легко идентифицируется при разведочном бурении. Для стратиграфических построений кровлю «полосчатого» пласта мы принимали за условную плоскость, поскольку он самый выдержанный, наиболее пологий из всех маркирующих горизонтов и стратиграфически близкий к рудной зоне.

ФОРМА РУДНЫХ ТЕЛ

Повышенные содержания меди в самых нижних пластах сланцев Нонсач устанавливаются на площади во многие десятки квадратных миль. Рудными считаются такие участки, на которых один или несколько вместе взятых рудоносных пластов имеют мощность и содержания, достаточные для промышленной отработки. Таким образом, рудные тела имеют форму тонких пластов с площадью, измеряемой квадратными милями, при мощности 4—25 футов. Эти тела согласны с общей структурой основания смятых в пологие складки сланцев Нонсач. Мощность и содержание какого-либо рудного тела целиком определяются мощностью и содержанием отдельных пластов, составляющих это рудное тело.

Содержание меди в отдельных пластах

На фиг. 3, как указывалось ранее, показаны характерные пределы колебаний содержания меди для каждого пласта в основании сланцев Нонсач района рудника Уайт-Пайн. Для всего этого района отмечается постоянная приуроченность самых богатых медных руд к темноокрашенным углистым пластам. Так, пласты 21, 23, 26, 41, 43 и 46 заметно обогащены медью по сравнению с остальными [32] не только в районе Уайт-Пайн, но и вдоль всего



Ф и г. 6. Содержание меди в пластах 21 и 23.
Изолинии через 20 фунт/т.

южного склона гор Поркьюпайн и в районе Преск-Айл. Для отдельных пластов характерны даже свои особенности изменения содержаний от кровли к подошве. Например, в пласте 23 черные глинистые прослои в верхней и нижней его частях обычно богаче медью, чем светлоокрашенные, более крупнозернистые прослои в средней части пласта. В пласте 26 повышенные содержания устанавливаются вдоль подворотов слоистости, возникших при оползневых явлениях еще до литификации пород.

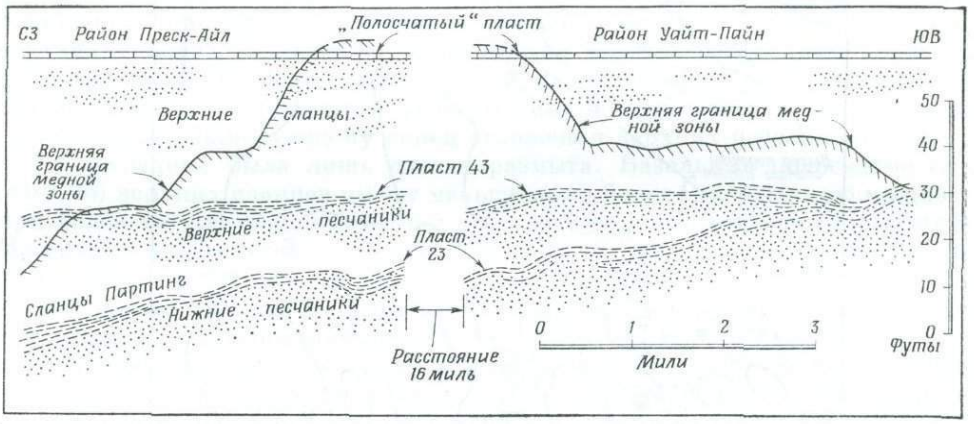
По данным изучения района в целом выявлено, что изменения содержаний меди в отдельных пластах происходят постепенно и в общем могут быть связаны с фациальной изменчивостью осадочных пород. На фиг. 6 показан характер распределения меди в пластах 21 и 23. Участки с содержаниями меди меньше 20 фунт/т (фиг. 6) в основном совпадают с местами пониженной мощности продуктивных пластов, где алевролиты становятся красноватыми и более песчанистыми, т. е. над поднятиями в древней топографической

поверхности подстилающих песчаников (фиг. 4). В пластах 41 и 43 содержания меди бывают ниже среднего в местах заметного повышения доли песчаной фракции в алевролитах.

В двух других продуктивных пластах 26 и 46 закономерности распределения меди значительно менее четкие. Резкие местные изменения содержания медных минералов могут наблюдаться в подземных горных выработках по пласту 26.

Медная зона

Если сульфиды меди содержатся в самых низах толщи нонсачских сланцев, то пирит характерен для всех вышележащих горизонтов этой толщи мощностью в сотни футов. Поэтому представляется удобным различать в ней



Ф и г. 7. Схематический поперечный разрез, иллюстрирующий форму поверхности медной зоны.

В левой части разрез ориентирован вдоль оси синклинали Преск-Айл; правая часть соответствует пересечению рудного тела Уайт-Пайн юго-западнее разлома Уайт-Пайн.

медную зону и пиритовую зону, не придавая таким названиям стратиграфического значения, что позволяет описывать геологические тела, существенно отличные по содержанию меди и минеральному составу. Граница между этими двумя зонами не зависит от латеральной фациальной изменчивости и в региональном масштабе пересекает слоистость.

В пределах медной зоны разница в содержании меди от пласта к пласту чрезвычайно велика, о чем можно судить по фиг. 3. Некоторые пласты черных сланцев обычно содержат 2—4% меди, тогда как в других породах, особенно с красноватым оттенком, среднее содержание меди может не достигать 0,05%. В то же время в пиритовой зоне среднее содержание меди во всех пластах не выходит за пределы 0,01—0,02%, причем пробы с содержанием 0,04% меди очень редки, исключая лишь первые футы от границы медной зоны.

Подобные различия устанавливаются как для отдельных пластов, так и для зон в целом. Поверхность медной зоны, т. е. граница между медной и пиритовой зонами, представляет собой поверхность особого рода, пересекающую слоистость в региональном масштабе (фиг. 7). Один и тот же пласт, следовательно, может залегать в одном месте в пределах медной зоны, а в другом — в пиритовой. Залегая в медной зоне, данный пласт будет характеризоваться содержаниями меди, соответствующими значениям, показанным на фиг. 3. Вне медной зоны тот же пласт будет иметь среднее содержание меди не выше 0,02% независимо от того, какое содержание в нем было в пределах медной зоны. В самых богатых пластах (например,

в пласте 43) в медной зоне содержится в 100—400 раз больше меди, чем в тех же пластах, но вне этой зоны. В самых бедных пластах, вроде красноцветных песчаников, перекрывающих пласт 43, в медной зоне содержится примерно в 4 раза больше меди, чем в пиритовой. Следовательно, разница в содержаниях меди для любого данного пласта между медной и пиритовой зонами наиболее значительна в случае темных сланцевых пластов, но достаточно заметна и для наименее продуктивных горизонтов.

Для детального сравнения пород внутри медной зоны и вне ее требуется точное определение граничной поверхности. При достаточном количестве проб в породах над медной зоной эта поверхность условно проводится по стратиграфически самой верхней пробе с содержанием 0,2% меди или более. При недостатке проб верхняя граница медной зоны проводится через стратиграфически самую верхнюю находку борнита или по самой нижней находке гринокита и пирита, если борнит не был обнаружен с помощью бинокуляра при 27-кратном увеличении. Положение этой границы, определяемое одним из упомянутых методов, обычно отличается не более чем на 1 фут от положения, найденного другим методом; расхождение в 5 футов составляет исключение.

МИНЕРАЛОГИЯ РУДНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Самородная медь

Самородная медь иногда встречается в заметных количествах, особенно в нижних песчаниках и в самых нижних пластах сланцев Нонсач. На нее приходится 7—9% всей меди, поступающей на обогатительную фабрику. В некоторых прослоях самородная медь — единственный медный минерал, но чаще она ассоциирует с халькозином, обычно в виде самостоятельных выделений. Как правило, граница между участками с высоким и низким отношением самородной меди к халькозину косо сечет слоистость. Средний размер выделений самородной меди заметно выше, чем у сульфидов, описываемых ниже: он колеблется от 1,3 мм в песчаниках до 0,2 мм в тонкополосчатых массивных алевролитах [27]. Обычны выделения самородной меди, сильно удлиненные в плоскости слоистости. В пласте 23 довольно часто встречаются пластинки меди длиной до 2—3 футов. Иногда эти пластинки самородной меди занимают секущее положение по отношению к слоистости.

Самородное серебро

Это единственный установленный на месторождениях минерал серебра. При детальных минералогических исследованиях полированных шлифов из верхней части медной зоны Брауну [40] не удалось выявить ни одного серебросодержащего сульфида; не были они найдены и в жилах. Наиболее эффектное самородное серебро встречается вместе с самородной медью. Пластинки и зерна самородной меди обычно окружены оторочкой серебра — обратные соотношения не наблюдались. Серебро также встречается в виде изолированных выделений, по своим особенностям не отличающимся от самородной меди; ассоциирует либо с самородной медью, либо с халькозином. Как правило, серебром обогащены те пласты, которые богаты и медью, особенно самородной, но распределение серебра значительно менее закономерно.

Халькозин

Основным носителем меди в сланцах Нонсач является халькозин, тонко рассеянный в алевролитах и глинистых сланцах. Он встречается в белой и синей разностях — как в виде отдельных частиц, так и в срастаниях. В песчаниках и алевролитах выделения халькозина имеют неправильную форму;

в основном они приурочены к интерстициям между крупными кластическими зернами; более крупные выделения халькозина в какой-то степени образованы путем замещения породообразующих минералов. Визе [21] пришел к выводу, что главная масса халькозина образовалась за счет замещения тонкозернистого хлоритового цемента.

Размер большинства вкраплений халькозина в глинистых сланцах и алевролитах находится в пределах от долей микрона до 200 мкм, причем средний размер находится где-то между 2 и 20 мкм. Общее число выделений диаметром меньше 1 мкм огромно, но совсем невелико в весовом отношении. В песчаниках довольно часто встречаются выделения халькозина размером до 1 мм и более.

Халькозин образует также уплощенные эллипсоидальные скопления или комочки от 2 до 50 мм в поперечнике, вытянутые обычно параллельно слоистости. Эти скопления, не очень важные в количественном отношении, представляют интерес, потому что они обычно окружены едва различимой пленкой землистого гематита и сами могут включать мельчайшие идиоморфные пластинки гематита. Заметны также следы замещения боковых пород. Слоистость в окружающей породе обычно огибает такие скопления халькозина, а это заставляет предполагать, что они были образованы до окончательного уплотнения породы.

На фиг. 3 нашла свое отражение тенденция халькозина концентрироваться в определенных пластах. И в самих этих пластах медь заметно тяготеет к одним прослоям в отличие от других. В отличие от сланцев Мансфельд [9] здесь не заметно, чтобы такая картина сохранялась на больших площадях: отдельные тонкие прослои могут содержать больше меди, чем соседние на протяжении нескольких дюймов, редко до одного фута; далее богаче становятся как раз соседние прослои.

Прочие сульфиды меди

В верхней части медной зоны главными рудными минералами становятся борнит (буроватая и пурпурная разности) и халькопирит. Также присутствует ковеллин, но в небольших количествах; Браун [40], кроме того, установил дигенит и джарлеит.

Закономерности нахождения для борнита и халькопирита, как и их структурные соотношения, аналогичны халькозину. Размер их выделений в среднем ненамного больше, чем у халькозина, но форма столь же неправильна.

Пирит

Пирит является постоянной составной частью темных глинистых сланцев в разрезе толщи Нонсач над медной зоной. Основная масса пирита, неравномерно рассеянного в породе, представлена мельчайшими идиоморфными зернами размером от 1 мм до долей микрона. Особенно многочисленны выделения пирита величиной в 2—5 мкм. В части темно-серых и в черных сланцах пирит составляет 2—3%; в большинстве же темно-серых сланцев и в алевролитах содержание пирита находится в пределах 0,5—1%. В некоторых прослоях зерна пирита образуют более или менее плотные овальные и сферические скопления диаметром 20—50 мкм; иногда такие скопления напоминают фрамбоидальные пучки.

Визе [21] считает, что пирит сингенетичен со сланцами, а другие сульфиды были образованы в результате взаимодействия привносимых металлов с серой из пирита. Гипотеза Визе подтверждается тем, что содержание серы в темных сланцах ($1 \pm 0{,}5\%$) не меняется от того, представлены ли в них сульфиды пиритом или халькозином. Уже не говоря о повсеместной ассоциации пирита с черными сланцами, само наличие пирита в прослоях темных

сланцев в толще Нонсач над медной зоной на площади в несколько сотен квадратных миль служит решительным аргументом в пользу сингенетического происхождения пирита. Имеются данные об изотопном составе серы халькозина из месторождения Уайт-Пайн [27]; установленный Иенсеном широкий разброс отношений S^{32}/S^{34} рассматривается им [13] как признак осадочного происхождения серы сульфидов.

Гипотеза Визе полностью подтверждается и наличием определенной последовательности в распределении минералов снизу вверх: халькозин — борнит—халькопирит—пирит, наблюдаемой в верхней части медной зоны. Пары смежных минералов из этого ряда встречаются совместно в одном пласте, но ассоциации далее отстоящих друг от друга минералов (например, халькозин — халькопирит, борнит — пирит) необычны. Псевдоморфозы халькозина по пириту, скопления халькозиновых зерен, напоминающие по форме пиритовые скопления, и каемки борнита вокруг кристаллов пирита, хотя и не так часто, но все же встречаются в образцах из верхней части медной зоны.

Вместе с тем нет никаких доказательств того, что подавляющая масса халькозина из медной зоны образовалась путем непосредственного замещения пирита. Размер зерен у халькозина в общем колеблется в значительно более широких пределах, чем у пирита. К тому же зерна халькопирита чрезвычайно редко имеют правильную полигональную форму, настолько обычную для пирита. Если гипотеза Визе справедлива, то следует считать, что либо сульфид меди образовывался хоть и за счет пирита, но не путем его непосредственного замещения, либо сульфид меди замещал какую-то раннюю форму сульфида железа.

Гринокит

Гринокит постоянно, но в небольших количествах присутствует в зоне шириной от первых дюймов до нескольких футов непосредственно над медной зоной или около ее поверхности, особенно в сильно пиритизированных породах [19]. Обычно он образует скопления размером по длинной оси от долей миллиметра до 2 см. В этих скоплениях гринокит либо является цементом, либо замещает первичную основную массу. В общем на него приходится не более 10—50% от веса такого скопления. Как и медные минералы, гринокит в одних пластах развит более широко, чем в других, но, по-видимому, не тяготеет к каким-то определенным прослоям.

Сфалерит

Светлый или кремовый сфалерит установлен в тех же слоях, которые содержат гринокит. По форме выделений сфалерит также напоминает гринокит, однако встречается значительно реже. Согласно данным рентгеновского дифракционного исследования, выполненного Келли (письменное сообщение, 1964), у некоторых сфалеритов обнаружены слабые линии вюртцита, но мы не можем считать, что они характерны для всех сфалеритов.

Галенит

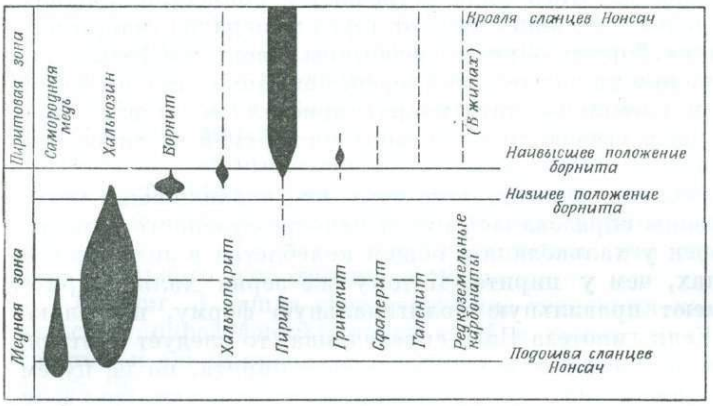
Галенит редко встречается в сланцах. В керне буровых скважин он наблюдался в виде тонких пленок по плоскостям слоистости.

Карбонаты редких земель

В отличие от всех ранее описанных минералов, которые встречаются как в виде вкрапленности в породах, так и в секущих жилах, редкоземельные карбонаты — синхизит и бастнезит — установлены только в жилах.

Минеральная зональность

Наличие минеральной зональности в медной зоне установлено Уайтом [19]. Минеральные зоны, определяемые последовательной сменой минералов в ряду (снизу вверх) самородная медь — халькозин — борнит — халькопирит — пирит, в общем параллельны поверхности медной зоны. Пространственные соотношения между описанными выше минералами показаны на фиг. 8. Сфалерит, галенит и редкоземельные карбонаты встречаются настолько редко, что показать их место и особенно верхнюю границу распространения не представляется возможным.



Ф и г. 8. Пространственные соотношения основных рудных минералов.

Горизонтальная пунктирная линия соответствует наивысшему положению самородной меди.

Ширина и положение различных зон в вертикальном разрезе непостоянны. Зона самородной меди в районе Уайт-Пайн располагается в нижней части медной зоны, в основном в нижних песчаниках. В западной части рудного тела, невдалеке от того участка, на котором поверхность медной зоны проходит по «полосчатому» пласту или над ним, самородная медь встречается и в пласте 47. Верхняя граница распространения самородной меди ведет себя столь же закономерно, как и поверхность медной зоны. К востоку и юго-востоку она постепенно переходит на все более нижние стратиграфические горизонты. Таким образом, почти во всем районе Уайт-Пайн самородная медь не встречается в верхних сланцах. В тех местах, где мощность медной зоны снижается до нескольких футов, зона самородной меди, как правило, исчезает.

Халькозин остается главным минералом меди почти до самой поверхности медной зоны. Если эта поверхность проходит по какому-либо пласту темных сланцев, весь минеральный ряд халькозин—борнит—халькопирит—пирит может целиком уместиться на нескольких дюймах стратиграфического разреза. Если же поверхность медной зоны проходит по относительно массивным светло-серым алевролитам, подобным тем, которые залегают в 20 футах ниже «полосчатого» пласта или непосредственно под ним, то зона перехода от халькозина к пириту может измеряться несколькими футами и вообще быть плохо различимой.

Верхняя граница зоны распространения халькопирита и минералов, не содержащих меди, неизвестна. Гринокит обычно развивается в сильно пиритизированных пластах вроде пластов 43 и «полосчатого», даже если они находятся в 10—30 футах выше поверхности медной зоны. В то же время он наиболее характерен для тех пластов, которые раполагаются либо непосредственно у поверхности медной зоны, либо чуть выше ее. Галенит и халькопирит в ничтожных количествах устанавливаются в сотнях футов над медной зоной и вообще могут быть обнаружены практически по всему разрезу.

Самородная медь в песчаниках

Самородная медь иногда образует скопления в песчаниках, особенно в нижних песчаниках. Является ли она в таких случаях частью рассмотренного ранее минерального ряда, не известно. При обогащении песчаников самородной медью валовое содержание меди в медной зоне заметно превышает обычное. Отсюда следует, что наличие меди в песчаниках нельзя объяснять простым выносом ее из перекрывающих или подстилающих сланцев. Подобные концентрации меди в песчаниках приурочены к узкому поясу, вытянутому с обеих сторон разлома Уайт-Пайн, что допускает предположение о существовании определенной связи с разломом [8]. Однако самородная медь в песчаниках встречается и на удалении от известных крупных разломов, например в районе старого рудника Нонсач. В результате детального изучения нижних песчаников по обеим сторонам разлома Уайт-Пайн Гамильтон [38] пришел к выводу, что распространение самородной меди контролируется наличием межзернового углистого вещества, которое в свою очередь тесно связано с литологией и, следовательно, с условиями накопления песчаников. Предпринятое Карпентером [27] исследование ореолов изменения в породах около секущих жил, к рассмотрению которых мы перейдем ниже, показало, что минерализация в песчаниках предшествовала периоду образования жил, формирование которых связано с подвижками по разлому Уайт-Пайн. Следовательно, не исключено, что близость участков развития самородной меди в песчаниках к разлому Уайт-Пайн случайна.

ЖИЛЫ

Рудное тело Уайт-Пайн во многих местах пересекается жилами, содержащими минералы меди. Сами по себе эти жилы не имеют практического значения, но интересны тем, что позволяют оценить время формирования оруденения. Эти жилы представлены материалом, заполняющим трещины и небольшие разломы. Мощность жил колеблется от долей дюйма до нескольких футов, причем некоторые из жил могут прослеживаться по простиранию на несколько тысяч футов.

Карпентер [27] довольно тщательно исследовал такие жилы на одном из участков рудника Уайт-Пайн около одноименного разлома, где эти жилы особенно многочисленны. Нижеследующее описание и интерпретация основана частью на данных Карпентера, частью на собственных наблюдениях авторов.

Жилы сложены преимущественно кальцитом при подчиненной роли других жильных и рудных минералов. Главным рудным минералом в жилах при пересечении ими рудоносных горизонтов является халькозин. Удалось установить, что кристаллы халькозина имеют орторомбическую форму; это говорит о температуре их образования ниже 105°. Среди других рудных минералов в жилах, пересекающих рудоносные горизонты, выявлены самородные медь и серебро, борнит, халькопирит, ковеллин и пирит. Последовательность выделения минералов соответствует ряду с уменьшением отношения меди к железу. В пиритоносных горизонтах над медной зоной минеральный состав жил включает борнит, халькопирит, гринокит, сфалерит, галенит и редкоземельные карбонаты. Помимо преобладающего кальцита из жильных минералов, установлены кварц, доломит, барит, калиевый полевой шпат, хлорит, иллит и монтмориллонит.

Около халькозиновых жил в местах пересечения ими пластов с самородной медью обычно наблюдается оторочка шириной от долей до 20 дюймов, в которой самородная медь отсутствует. В этих зонах с удалением от зальбандов жил содержание серы уменьшается, а меди возрастает.

Карпентер [27] пришел к выводу, что медь поступала в жилы из вмещающих пород вследствие латераль-секреционного процесса. Доказательст-

ва тому можно видеть в малом количестве рудных минералов в жилах, пересекающих безрудные пласты, в образовании околожильных оторочек с пониженным содержанием меди в местах пересечения жилами богатых рудных горизонтов, а также в выщелачивании медных минералов из обломков пород в зонах тектонических брекчий.

Независимо от того, происходило ли образование жил одновременно с формированием пластовых рудных тел или несколько позже, представляется несомненным, что эти жилы не могли служить важными рудоподводящими каналами. В местах пересечения безрудных пластов жилы обычно бывают безрудными, а при пересечении рудоносных горизонтов количество меди в жилах в общем соответствует количеству меди, вынесенной из околожильных оторочек. Таким образом, общее влияние жил на валовое содержание меди на каком-либо участке месторождения совершенно незначительно. За пределами околожильной оторочки содержание меди в пластовых рудных телах не обнаруживает видимой связи с расстоянием от жил или разломов [8]. Доказательства привноса меди вдоль прожилков устанавливаются только в узкой полосе шириной не более первых футов непосредственно над медной зоной. Здесь пиритоносные горизонты пересекаются борнитовыми прожилками, а на расстоянии 1—2 см в стороны от этих прожилков обнаруживается медь в виде халькопирита. Гринокит в прожилках встречается только в том случае, когда они пересекают горизонты, содержащие этот минерал в рассеянном состоянии.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ФОРМУ И ЛОКАЛИЗАЦИЮ РУДНЫХ ТЕЛ

На распространение меди в самой нижней части сланцев Нонсач, безусловно, влияет наличие или отсутствие пластов с благоприятным литологическим составом. Вместе с тем один какой-либо благоприятный пласт с практически неизменными литологическими особенностями в медной зоне может быть богатым медью, а вне этой зоны содержать только пирит. Таким образом, форма и локализация рудных тел определяются факторами двух видов: наличием или отсутствием пластов с благоприятной литологией и конфигурацией медной зоны.

Благоприятная литология

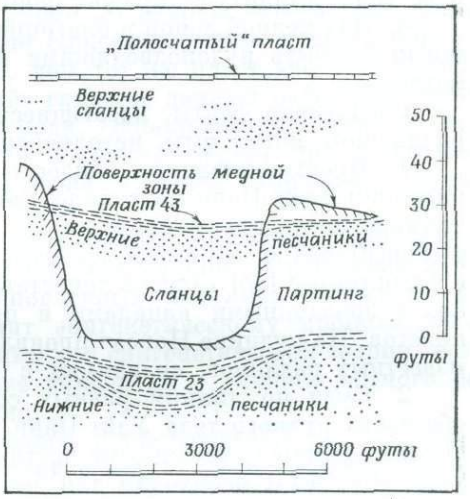
Наиболее продуктивными горизонтами являются пласты, характеризующиеся достаточно четкой полосчатостью и темно-серым или черным цветом. Красноцветные породы безрудны. По-видимому, существует хорошая корреляция между содержанием металлов и наличием органического вещества. Здесь, однако, неясно, вызывало ли органическое вещество осаждение металлов тем, что непосредственно создавало восстановительную обстановку, или же органическое вещество просто присутствует как инертный остаток жизнедеятельности бактерий, живших во время осадконакопления за счет восстановления сульфатной серы. Наличие в рудах заметного количества самородной меди говорит о том, что осаждение металлов обусловливалось не только образованием сульфидов. Следовательно, возможно предположение о том, что благоприятность отдельных горизонтов непосредственно зависела от наличия органического вещества. Это предположение останется в силе, даже если окажется верной гипотеза Визе [21] об отложении сульфидов меди вследствие реакций между привнесенной медью и сингенетичным сульфидом железа.

Конфигурация медной зоны

Для выяснения генезиса руд заслуживают внимания следующие особенности медной зоны.

1. Наклон поверхности медной зоны зависит от литологии. Эта поверхность практически параллельна слоистости (фиг. 7) в тех случаях, когда она совпадает с каким-либо благоприятным горизонтом и круто сечет слоистость в пачке неблагоприятных пластов.

2. Хотя поверхность медной зоны местами оказывается крутой, она никогда не «нависает». Другими словами, медная зона не распространяется по благоприятным пластам над неблагоприятными породами, находящимися вне медной зоны. Возможность таких случаев, конечно, не может быть категорически исключена, поскольку соотношения, изображенные на фиг. 7, установлены по буровым скважинам, расстояние между которыми составляет 1000 и более футов. Однако анализ данных по всем отдельно взятым скважинам не позволил установить случаев «нависания» медной зоны над пиритовой, откуда следует, что это явление может быть редким исключением и вообще не характерно для медной зоны.



Ф и г. 9. Поперечный разрез, показывающий форму поверхности медной зоны на одном из участков в районе Преск-Айл.

3. Конфигурация медной зоны не может быть просто увязана с палеогеографией или литофациями в самой нижней части сланцев Нонсач. На фиг. 7 представлен обобщенный продольный стратиграфический разрез, соответствующий почти всему профилю древнего бассейна осадконакопления от береговой линии (справа) до глубоководных фаций (слева), наблюдаемых в районе гор Поркьюпайн. Если бы разрез был проведен в другом месте, стратиграфия могла бы быть аналогичной, а положение медной зоны иным, или наоборот.

4. На одном из участков в районе Преск-Айл известна уникальная глубокая депрессия поверхности медной зоны, пространственно совпадающая с мощным раздувом пласта 23 (фиг. 9). На площади около 1 кв. мили пласт 43, верхние песчаники и верхняя половина или две трети сланцев Партинг непосредственно над раздувом пласта 23 оказались безрудными. Сам же пласт 23 в раздуве имеет содержание меди, типичное для пласта в целом (фиг. 3). Вместе с тем безрудный интервал в пласте 43 и верхних песчаниках не коррелируется с палеогеографическими особенностями, существовавшими во время отложения верхних песчаников или несколько позже.

ВРЕМЯ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

По-видимому, вся или почти вся медь в сланцах Нонсач была сконцентрирована до периода деформации этих пород. Основные доказательства, на которых зиждется подобное утверждение, сводятся к следующему.

1. Корреляция между распределением руд в сланцах и количеством разломов и трещин отсутствует [8].

2. Химические и минералогические особенности распределения меди в жилах, образовавшихся после деформации пород, и на прилегающих участках говорят о том, что эти жилы сформировались после накопления меди в сланцах. Подобные соотношения свидетельствуют о безусловно большей вероятности выноса меди из сланцев в жилы, чем в обратном направлении [27].

3. Стратиграфическое положение поверхности медной зоны в общем не зависит от структуры. «Поднятие» этой поверхности, показанное на фиг. 7, пересекается сильно нарушенной зоной разлома Уайт-Пайн почти под прямым углом, но при этом оно не изменяет ни своей высоты, ни ориентировки. К тому же это «поднятие» смещается разломом на расстояние, аналогичное известной амплитуде правостороннего перемещения по разлому.

4. Над медной зоной в благоприятных пластах около разломов, которые могли бы быть рудоподводящими каналами, не установлено залежей типа манто.

Следующие факты, касающиеся проблемы определения возраста минерализации, могут быть истолкованы неоднозначно:

1. Пространственная близость медных концентраций в песчаниках с разломом Уайт-Пайн позволила Уайту и Райту считать возраст меди в песчаниках последеформационным [8]. Однако накопление меди в песчаниках предшествовало образованию рудных жил, описанных Карпентером [27], а Гамильтону [38] удалось сопоставить содержание меди в нижних песчаниках с эрозионными каналами и прочими литологическими особенностями пластов. На руднике Нонсач проявления меди в песчаниках удалены от всех известных разломов, сравнимых с разломом Уайт-Пайн.

2. Судя по линиям равных содержаний и суммарных запасов меди, обе части рудного тела Уайт-Пайн (по обе стороны от разлома Уайт-Пайн) просто являются смещенными частями единого «додеформационного» рудного тела. Этот факт необходим для доказательства «додеформационного» возраста оруденения, но все же нельзя исключать возможность того, что «последеформационная» минерализация могла бы использовать какие-то «додеформационные» особенности толщи, а результат в обоих случаях был бы примерно одинаков.

Единственным доказательством в пользу последеформационного происхождения сколько-нибудь значительной части минерализации может служить тот факт, что самые высокие концентрации меди в нижних песчаниках и пластах 21 и 23 (фиг. 6) располагаются в общем поблизости от разлома Уайт-Пайн. Этот факт не должен трактоваться однозначно, поскольку он может быть результатом пересечения разломом ранее существовавшего тела примерно в средней его части. Однако ни по содержанию меди в более высоких стратиграфических горизонтах (см., например, фиг. 7), ни по положению поверхности медной зоны подобную зависимость медной минерализации от разлома установить не удается.

Итак, приведенные выше данные свидетельствуют о том, что медная минерализация предшествовала главному этапу деформации в районе. Доказательства эпигенетичности меди по отношению к вмещающим породам будут представлены в следующем разделе.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МЕДИ

Медное месторождение Уайт-Пайн различными исследователями классифицировалось как сингенетическое [8, 11], как эпигенетическое, но сформированное вскоре после осадконакопления [19, 20], и как магматогенное гидротермальное, образованное после периода деформации [2, 14, 15].

Последняя из перечисленных гипотез, по-видимому, должна быть исключена в связи с несомненным додеформационным возрастом минерализации и поскольку возможность значительной магматической активности в районе прекратилась задолго до времени деформации пород.

Некоторые особенности рудной минерализации свидетельствуют против представления о ее сингенетическом происхождении.

1. Трудно объяснить постоянное присутствие сингенетичной меди в пачке общей мощностью до 50 футов, когда чередование пластов в этой пачке обусловлено крупными изменениями обстановки осадконакопления. Согласно известным моделям сингенетического отложения меди, предложенным, например, Рихтером [4] и Гарликом [22], зоны, наиболее благоприятные для накопления меди, смещаются взад и вперед по мере изменения уровня моря и положения береговой линии. В районе, отвечающем центру фиг. 7, каждый пласт от подошвы толщи Нонсач до «полосчатого» горизонта содержит в 4—100 раз больше меди, чем тот же пласт вне медной зоны. Другими словами, по «сингенетической» гипотезе данный район был устойчиво благоприятным для накопления меди. Однако разрез толщи на этом участке отражает крупные изменения в конфигурации дна и глубины водного бассейна, включая поднятие суши к концу отложения сланцев Партинг.

2. Для поверхности медной зоны не характерны крупные «нависания», которые должны были бы возникнуть при чередовании трансгрессии и регрессии. Хотя наличие нависаний, установленных, например, на родезийских месторождениях [22], не противоречит эпигенетическому происхождению руд, это явление совершенно необходимо для сингенетической теории, когда состав осадков характеризует большие изменения в глубине водного бассейна и в положении береговой линии.

3. Против гипотезы сингенетического происхождения месторождения говорит отсутствие медной минерализации в верхах толщи сланцев Нонсач, несмотря на наличие там благоприятных пород и обстановки осадконакопления.

4. В случае сингенетичной минерализации безрудность пласта 43 точно над участком раздува в пласте 23, как это показано на фиг. 9 была бы редчайшим совпадением.

Упомянутые особенности медных месторождений в основании сланцев Нонсач представляются более объяснимыми с позиций эпигенетической теории. Свидетельства додеформационного возраста рудной минерализации означают, что медь была привнесена, когда осадки еще не были сколько-нибудь значительно нарушены. Уплотнение пород вокруг скоплений халькозина заставляет предполагать, что рудная минерализация должна была произойти до или во время процесса цементации и диагенеза осадков. Наличие меди в низах сланцев Нонсач с содержанием, превышающим следы, установлено на площади свыше 300 кв. миль (800 кв. км). Если месторождения считать эпигенетическими, то подобный характер распространения меди означает деятельность рудообразующих растворов на огромной площади; водоносным горизонтом в этом случае должны служить подстилающие песчаники формации Коппер-Харбор. Воды, восходящие или перемещающиеся по слоистости в конгломератах Коппер-Харбор, на большой площади приходили в соприкосновение с нижней частью сланцев Нонсач; наличие серы и восстановительная обстановка в этих сланцах должны были способствовать осаждению любых растворенных металлов.

Продвижение меди в самих сланцах Нонсач в основном было восходящим, о чем говорят отсутствие «нависаний» в поверхности медной зоны и соотношения, показанные на фиг. 9. Согласно этой гипотезе, верхняя граница распространения медной минерализации и наличие минеральной зональности объясняются существованием диффузионного фронта.

Направление поступления растворов установить затруднительно. Главные концентрации меди в низах сланцев Нонсач, по-видимому, сосредоточены в пределах пояса шириной в несколько миль, протягивающегося от бассейна Преск-Айл на восток через район рудника Уайт-Пайн. Южной границей этого пояса могут считаться убогие концентрации меди, выявленные на старых разведочных участках вдоль южных отрогов гор Поркьюпайн. Этот пояс можно связать лишь с одной особенностью геологического строения — с зоной резкого выклинивания конгломератов Коппер-Харбор в южном направлении, где они перекрывают описанную ранее гряду вулканических пород. Невольно напрашивается предположение, впрочем, трудно доказуемое, что в месте этого выклинивания концентрировались водные потоки, двигавшиеся по конгломератам Коппер-Харбор в южном направлении, к древней границе Кивинского бассейна [20].

Первичное происхождение этих растворов и источник содержавшейся в них меди неизвестны. Воды, циркулирующие в породах формации Коппер-Харбор, могли включать какую-то долю воды магматогенного происхождения. Если такая циркуляция, как предполагается, осуществлялась вскоре после осадконакопления, то она не очень сильно удалена от времени известной вулканической деятельности в районе. Подобным же образом имеющиеся данные не исключают возможность того, что медь в сланцах Нонсач была отложена теми же растворами, которые сформировали месторождения самородной меди в лавовой серии Портедж-Лейк независимо от их происхождения.

Допустимой альтернативой магматическому источнику рудоносных растворов могут явиться подземные воды, содержавшиеся в осадочных породах Кивинского бассейна, как это предполагали ранее [19, 20]. Позднее Дэвидсон [36] привлек внимание к повсеместной связи пластовых месторождений меди и эвапоритов. Он полагал, что крепкие рассолы, создающиеся при растворении эвапоритов подземными водами, будут выщелачивать металлы из подстилающих пород и таким образом становиться рудоносными флюидами. Вероятно, эвапориты действительно существовали в центральных частях Кивинского бассейна под озером Верхнее, даже, может быть, и сейчас еще существуют. Источником меди мог явиться тонко измельченный обломочный материал вулканического происхождения, содержащийся в конгломератах Коппер-Харбор, а не породы фундамента, как это предполагал Дэвидсон.

Проблему первичного источника меди можно будет решить только с помощью новых, более тонких геохимических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Irving R. D., The copper-bearing rocks of Lake Superior, U.S. Geol. Surv. Mono., 5, 1—464, 1883.
2. Butler B. S., Burbank W. S., The copper deposits of Michigan, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 144, 1—238, 1929.
3. Tyler S. A., et al., Studies of the Lake Superior precambrian by accessory-mineral methods, Geol. Soc. Amer. Bull., 51, 1429—1538, 1940.
4. Richter G., Geologische Gesetzmässigkeiten in der Metallführung des Kupferschiefers, Archiv f. Lagerstättenforschung, H. 73, 1—61, 1941.
5. Thaden R. E., The Porcupine Mountain red rock, unpublished M.S. thesis, Mich. State Univ., 1950.
6. White W. S., Imbrication and initial dip in a Keweenawan conglomerate bed, Jour. Sed. Pet., 22, 189—199, 1952.
7. Cornwall H. R., Bedrock geology of the Delware quadrangle, Michigan, U.S. Geol. Surv. Geol. Quad. Map. GQ-51, 1 : 24 000, 1954.
8. White W. S., Wright J. C., The White Pine copper deposit, Ontonagon County, Michigan, Econ. Geol., 49, 675—716, 1954.
9. Messer E., Kupferschiefer, Sanderz und Kobaltrücken im Richelsdorfer Gebirge, Hessen, Hessiches Landesamt für Bodenforschung, Hessisches Lagerstättenarchiv, H. 3, 1—125, 1955.

10. Doan V. L., A petrographic study of the Nonesuch shale sectioned by the White Pine water intake tunnel, Ontonagon County, Michigan, unpublished M.S. thesis, Mich. Tech. Univ., 1956.
11. Rand J. R., Copper mineralization at the White Pine mine, Ontonagon County, Michigan (abs.), 17 in Snelgrove A. K., Editor, Geological exploration, Inst. on Lake Superior Geol., Houghton, Mich., 109, 1956.
12. Abelson P. H., Geochemistry of organic substances in Abelson P. H., Editor, Researches in Geochemistry, John Wiley and Sons, N.Y., 79—103, 1959.
13. Jensen M. L., Sulfur isotopes and hydrothermal mineral deposits, Econ. Geol., 54, 374—394, 1959.
14. Joralemon I. B., The White Pine copper deposit, Econ. Geol., 54, 1127, disc. of 8, 1959.
15. Sales R. H., The White Pine copper deposit, Econ. Geol., 54, 947—951, disc. of 8, 1959.
16. Brady J. M., Ore and sedimentation of the Lower Sandstone at the White Pine mine, Michigan, unpublished M.S. thesis, Mich. Tech. Univ., 1960.
17. Tourtelot H. A., et al., Stratigraphic variations in mineralogy and chemical composition of the Pierre shale in South Dakota and adjacent parts of North Dakota, Nebraska, Wyoming, and Montana, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 400-B, B447—B452, 1960.
18. White W. S., The Keweenawan lavas of Lake Superior, an example of flodd basalts, Amer. Jour. Sci., 258-A, (Bradley Volume), 367—374, 1960.
19. White W. S., The White Pine Copper deposit, Econ. Geol., 55, 402—409, reply to 13, 14, 1960.
20. White W. S., Wright J. C., Lithofacies of the Copper Harbor conglomerate, northern Michigan, U.S. Geol. Surv. Prof. Papper 400-B, B5-B8, 1960.
21. Wiese R. G., Petrology and geochemistry of a copper-bearing Precambrian shale, White Pine, Michigan, unpublished Ph. D. Dissertation, Harvard Univ., 1960.
22. Garlick W. G., The syngenetic theory, 146—165, in Mendelsohn F., Editor, The geology of the Northern Rhodesian Copper belt, MacDonald, London, 1—523, 1961.
23. Hamblin W. K., Micro-cross-lamination in upper Keweenawan sediments of northern Michigan, Jour. Sed. Pet., 31, 390—401, 1961.
24. Hamblin W. K., Paleogeographic evolution of the Lake Superior region from late Keweenawan to Late Cambrian time, Geol. Soc. Amer. Bull., 72, № 1, 1—18, 1961.
25. Hamblin W. K., Horner W. J., Sources of the Keweenawan conglomerates of northern Michigan, Jour. Geol., 69, 204—211, 1961.
26. Ohle E. L., Thoughts on epigenetic vs. syngenetic origin for certain copper deposits, Econ. Geol., 57, 831—836, 1962.
27. Carpenter R. H., Some vien-wall rock relationships in the White Pine Mine, Ontonagon Co., Michigan, Econ. Geol., 58, 643—666, 1963.
28. Joralemon I. B., Vein-wall rock relationships, White Pine Mine, Econ. Geol., 59, 160—161, disc. of 26, 1963.
29. Rand J. R., Vein-wall rock relationships, White Pine Mine, Econ. Geol., 59, 160—161, disc. of 26, 1963.
30. Chaudhuri S., Faure G., The whole-rock Rb-Sr age of the Precambrian Nonesuch Shale in Michigan, Mass. Inst. Technol. Dept. Geol. and Geophysics Ann. Prog. Rept. 1381—12, 221—223, Rept. prepared for U.S. Atomic Energy Comm., 1964.
31. Eglinton G., et al., Hydrocarbons of biological origin from a one-billion-year-old sediment, Science, 145, № 3629, 263—264, 1964.
32. Ensign C. O., Jr., Ore dilution control increases earnings at White Pine, A.I.M.E. Tr., 229, 184—191, 1964.
33. Wedepohl K. H., Untersuchungen am Kupferschiefer in Nordwestdeutschland, ein Beitrag zur Deutung der Genese bituminoser Sedimente, Geochimica et Cosmochimica Acta, 28, 305—364, 1964.
34. Barghoorn E. S., et al., Paleobiology of a Precambrian shale, Science, 148, № 3669, 461—472, 1965.
35. Chaudhuri S., Faure G., The whole-rock Rb-Sr age of the Precambrian Dept. Geol. and Geophysics Ann. Progress felsites of the Porcupine Mountain district of northern Michigan, Mass. Inst. Technol., Rept. 138-13, 1965.
36. Davidson C. F., A possible mode of origin of strata-bound copper ores, Econ. Geol., 60, 942—954, 1965.
37. Hack J. T., Postglacial drainage evolution and stream geometry in the Ontonagon area, Michigan, U. S. Geol. Surv. Prog. Paper, 504-B, B1—B4, 1965.
38. Hamilton S. K., Copper mineralization in the upper part of the Copper Harbor conglomerate at White Pine, Michigan, unpublished M. S. thesis, Univ. Wisc., 1965.
39. Trammell J. W., Ensign C. O., Jr., Ancient stream channels and their effect on mine planning and grade control at the White Pine mine, Mich., A.I.M.E., Tr., 231, 401—408, 1965.
40. Brown A. C., Mineralogy at the top of the cupriferous zone, White Pine mine, Ontonagon Co., Michigan, unpublished M. S. thesis Univ. Mich., 1965.

МЕДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ МАУНТИН-СИТИ, ОКРУГ ЭЛКО, ШТАТ НЕВАДА

Р. Р. Котс, Э. К. Стефено

Рудный район Маунтин-Сити расположен в крайней северной части штата Невада. Первые рудопроявления, представленные жилами серебряных руд, были открыты на территории в 1869 г.; отработка их велась в небольших масштабах вплоть до 1908 г. В 1908 г. в связи с истощением запасов горные работы в районе были прекращены.

Начиная с 1919 г. площадь Маунтин-Сити вновь привлекает к себе внимание, однако до 1932 г. поиски были безрезультатными. В 1932 г. наклонная шахта, заданная под зону окисления для проверки одной из заявок, встретила на глубине 242 футов крупное тело вторично обогащенных медных руд с содержанием меди около 50%. На открытой залежи был основан рудник Маунтин-Сити. Дальнейшая разведка выявила новые рудные тела. Всего за период эксплуатации (с 1932 г. по 1947 г. включительно) на месторождении было добыто около 1 млн. т руды, содержавшей в среднем: меди 9,745%, серебра 0,274 унции на 1 т и золота 0,0057 унций на 1 т.

ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Стратиграфия

В районе месторождения Маунтин-Сити развиты ордовикские породы так называемого «изверженно-кластического западного комплекса» [1] и перекрывающие их отложения верхнепалеозойских формаций, представленные также в основном кластическими осадками и средними и основными вулканическими породами. Вся палеозойская серия прорвана меловыми интрузиями кварцевых монцонитов.

В эоцене после длительного периода эрозии в районе вновь возобновляется вулканическая деятельность. Продолжавшаяся параллельно с вулканической активностью эрозия территории обусловила эрозионно несогласный характер контактов между последовательно отлагавшимися вулканическими накоплениями. Обычная пестрота четвертичных отложений еще более усложнила общую картину наблюдаемых в поле взаимоотношений.

В северо-восточной части штата Невада отложения западного и восточного комплексов приведены в контакт по характеризующейся значительными перемещениями крупной надвиговой зоне Робертс-Маунтинс [3]. Породы восточного комплекса залегают в подошве надвига, породы западного комплекса слагают надвинутый аллохтонный блок. Руды месторождения

[1] Робертс и др. [16] расчленили нижне- и среднепалеозойские отложения северной и северо-восточной Невады на три крупных комплекса: 1) восточный, или миогеосинклинальный, комплекс, представленный в основном известняками и доломитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев и кварцитов; 2) западный, или эвгеосинклинальный, комплекс, представленный глинистыми сланцами, грубокластическими и кремнистыми осадками и вулканическими (в том числе пирокластическими) породами, и 3) промежуточный комплекс, представленный фациально переходными отложениями. В более поздней публикации Силберлинг и Робертс [23] предложили именовать «западный» комплекс «изверженно-кластическим», а «восточный»—«карбонатным». Ниже будут употребляться, однако, старые названия, так как предложенные новые пока еще сравнительно плохо известны.

Маунтин-Сити приурочены к отложениям формации Валми, входящей в состав западного комплекса. Зона надвига Робертс-Маунтинс выходит на поверхность на расстоянии нескольких миль к югу от закартированной площади, но в районе месторождения залегает, по-видимому, существенно глубже уровня, достигнутого горными работами. Тем не менее считается, что многие тектонические нарушения района из числа секущих доорогенные палеозойские отложения образовались одновременно с формированием основной надвиговой зоны Робертс-Маунтинс.

Формация Валми. Самые древние породы района, отнесенные первоначально Гренгером и др. [15] к формации Рио-Тинто, увязываются в настоящее время [16] с выделенными Робертсом [12] на площади Антлер-Пик в центральной Неваде отложениями формации Валми. На территории района соответствующие слои представлены тонкозернистыми граувакками, кремнистыми и аспидными сланцами, зеленокаменными породами, аргиллитами, филлитами, кварцитами и маломощными линзами выветрелых коричневых обломочных известняков с подчиненными количествами вторичных черных кремнистых сланцев. Зеленокаменные породы образовались по подушечным лавам и диабазовым породам, скорее всего силлам или мощным покровам. Кремнистые сланцы слагают маломощные прослои от светло-серого до серого, местами черного и зеленого цвета. На отдельных участках в сланцах встречается редкая фауна радиолярий. Филлиты темно-серые или черные, обычно легко выветриваются с образованием рыхлого слюдистого материала, нередко с остаточными обломками устойчивых к выветриванию кварцитов, кремнистых сланцев и зеленокаменных пород. Минералогически филлиты состоят в основном из кварца и мусковита с незначительной примесью кальцита и образующегося за счет разложения пирита гетита. Наименее метаморфизованной породой из всех мафических магматических образований является уралитизированное габбро, сохранившее офитовую текстуру и состоящее из реликтов авгита, коричневой роговой обманки, плагиоклаза и ильменита; кроме названных минералов, в породе присутствуют, но менее распространены также уралитовая роговая обманка, хлорит и лейкоксен. Менее массивные, чем габбро, покровные потоки обычно превращены в зеленокаменные сланцы, состоящие из агрегата альбита, хлорита, сфена, кальцита, кварца и тремолита. Кварциты формации Валми большей частью представлены мелко-среднезернистыми стекловатыми породами от серого до черного цвета, сложенными почти исключительно кварцем с редкими зернами полевого шпата. Темной окраской кварциты обязаны примеси рассеянного графитового материала, иногда в породе встречаются также редкие округлые зерна циркона и турмалина. Известняки формации Валми обычно представлены калькаренитом с подчиненными прослоями черных кремнистых сланцев. В некоторых тонких линзах известняка была найдена великолепной сохранности фауна ракообразных *Caryocaris*, по которой Ролф определил возраст соответствующей части разреза формации Валми как нижнеордовикский (письменное сообщение, 1964). Так как породы претерпели ряд последовательных деформаций, плоскости кливажа в филлитах в общем случае не совпадают со слоистостью, что затрудняет поиск и диагностику граптолитовой фауны. Однако несколько образцов с ископаемыми остатками все же удалось найти в обрыве реки Оуайхи недалеко от Патсуилл. Ниже приводится выдержка из письменного сообщения Росса (1960 г.), исследовавшего образцы граптолитовой фауны в филлитах:

> Граптолиты плохо развитые, очень мелкие. Однако возможно, что это связано не с плохой сохранностью фауны, а с первичной незрелостью форм... Хотя определения не вполне надежны, можно предполагать, что присутствуют следующие разновидности: *Didymograptus*? sp. (плохо развитые), *Carynoides*? sp., *Cryptograptus*? sp., *Isograptus* cf. *dumosus harris*.
>
> Возраст — лланвирн или приблизительно, по принятой в США геохронологической шкале, середина среднего ордовика.

Хаддл (письменное сообщение, 1965) произвел определения возраста ряда образцов с фауной конодонт, собранных в южном обрыве балки Милл-Крик в полумиле от Патсуилл (коллекция 65 № С94). Он пришел к выводу, что «...Фауна коллекции плохой сохранности и трудно идентифицируема... Порода, по-видимому, имеет нижне- или среднеордовикский возраст».

Формация Гроссмен. Выделенная Котсом [31] формация Гроссмен сложена конгломератами, песчаниками, алевритами и аспидными сланцами. Литологический состав пород наиболее наглядно представляют конгломераты, состоящие в основном из участков тектонически уплощенной гальки серого кварцита, черного кремнистого сланца и филлита. Отложения формации Гроссмен обнажаются на двух площадях в районе Маунтин-Сити и прилежащих участках территории Оуайхи. Одна площадь выхода протягивается в виде прерывистой полосы вдоль балки Милл-Крик от участка, расположенного примерно на полмили западнее Гроссмен, до южного склона холма Баннер-Хилл на восточном берегу реки Оуайхи; другая площадь выходов представлена обнажениями пород формации на крайнем юге района в устьях балки Хейстак-Крик и ущелья Роки-Галч по обеим сторонам реки Оуайхи. Ни на одной из площадей, однако, не вскрыт весь разрез толщи от подошвы до кровли. Верхний контакт формации местами тектонический, местами представлен поверхностью несогласия. Максимальная мощность разреза порядка 1000 футов.

Отложения формации Гроссмен залегают несогласно на отложениях формации Валми и в свою очередь несогласно перекрываются отложениями формации Баннер. Согласно Котсу [31], формация Гроссмен имеет девонский или миссисипский возраст.

Формация Баннер. Отложения формации Баннер, или, по старой схеме Гренгера и др. [15], известняков Баннер, прослеживаются в широтном направлении в виде узкой прерывистой полосы от поднятия Баннер-Хилл (на некоторых картах Калифорния-Хилл), давшего название формации, на запад до верховьев балки Фон-Крик на соседней с районом территории Оуайхи.

Породы формации Баннер залегают на отложениях формаций Валми и Гроссмен, перекрывая первые со значительным, вторые с умеренным угловым несогласием. В подошве формации развиты мощные, до 50 футов конгломераты с крупной, достигающей 6 дюймов в диаметре галькой кварцита, сцементированной бурым в зоне выветривания кварцевым песчаником. Выше по разрезу конгломераты постепенно переходят в сливные песчаники, а затем в окремненные, также бурые в зоне выветривания алевролиты. Последние в свою очередь постепенно сменяются серыми органогенно-обломочными известняками, залегающими в виде слоистой толщи с мощностью слоев до 1 фута. Местами среди известняков встречаются тонкие, от 2 до 6 дюймов прослои окремненных алевролитов.

Известняки формации Баннер выше по разрезу сменяются вулканическими брекчиями формации Нельсон. Возраст отложений формации Баннер предположительно позднемиссисипский.

Формация Нельсон. Отложения формации Нельсон, или, согласно старой схеме Гренгера и др. [15], амфиболиты Нельсон, залегают непосредственно севернее выходов отложений формации Баннер и образуют широтную полосу, прослеживающуюся от поднятия Баннер-Хилл на запад вдоль северного склона балки Милл-Крик. Отдельные обнажения пород, внешне сходных с породами формации Нельсон, встречаются также на западном продолжении полосы на соседней с районом территории Оуайхи.

Формация Нельсон сложена в основном лавовыми потоками и туфобрекчиями андезитов с подчиненными силлами диабазов и редкими (известно только одно тело) линзами риолитовых туфов. В пределах района эти породы преобразованы в зеленые сланцы, состоящие из тремолит-актинолита,

хлорита, эпидота, кальцита, ильменита и частично замещенного альбитом андезина. В метаморфизованных андезитах в несколько больших, чем в среднем по разрезу, количествах присутствует амфибол; в восточной части полосы ближе к контакту с кварцевыми монцонитами в перекристаллизованных плагиоклазах отмечается относительное увеличение доли анортитовой молекулы. На западных участках площади амфиболы обычно более светлые, новообразованный плагиоклаз ближе к альбиту, больше содержание хлорита. Местами порода похожа на метаморфизованный диабаз.

Максимальная мощность отложений формации Нельсон в пределах района, по-видимому, достигает примерно 800 футов. Мощность толщи убывает на запад по направлению к участку Нельсон-Ранч, однако на еще более западных площадях вновь резко возрастает, возможно, за счет тектонического удвоения разреза.

Формация Маунтин-Сити. Выделенная Гренгером и др. [15] формация Маунтин-Сити получила название от одноименного рудника, подземные выработки которого вскрывают отложения формации на глубине. На поверхности выходы соответствующих пород известны только на территории Оуайхи к западу от реки Оуайхи в верховьях балки Фон-Крик, где они образуют пояс шириной от нескольких сотен футов до 2,5 мили. Отложения формации Маунтин-Сити залегают согласно на отложениях формации Нельсон; сверху разрез ограничен тектоническим контактом с отложениями формации Резервейшн-Хилл или инртузивным контактом с меловыми кварцевыми монцонитами или покровом перекрывающих третичных вулканических пород. Мощность отложений формации Маунтин-Сити точно не известна, но возможно, что она достигает 10 000 футов. В районе обнажаются только породы, слагающие низы разреза.

Литологически формация Маунтин-Сити представлена графитизированными кремнистыми филлитами с редкими, составляющими суммарно менее 1% разреза, маломощными (до 2 футов) прослоями известняков. Под действием термального метаморфизма филлиты преобразуются в андалузитовые роговики и гранатовые кварцево-слюдистые сланцы. Возраст отложений формации из-за отсутствия фауны точно не известен, но предположительно считается карбоновым.

Формация Резервейшн-Хилл. Формация Резервейшн-Хилл была выделена Котсом [31] и получила название от поднятия Резервейшн-Хилл, расположенного на территории индейской резервации Уэстерн-Шошони-Индиан-Резервейшн восточнее шоссе Маунтин-Сити — Оуайхи. Разрез ограничен снизу тектоническим контактом с отложениями формации Маунтин-Сити, сверху — перекрывающими третичными и четвертичными вулканическими породами. Отложения формации интрудированы меловыми кварцевыми монцонитами. Площадь выходов пород формации Резервейшн-Хилл протягивается от центральных участков района Маунтин-Сити на запад вдоль русла балки Фон-Крик на соседнюю с районом территорию Оуайхи. Общая мощность отложений точно не известна. Ширина полосы выходов пород формации достигает местами 1,5 мили, но из-за крутых углов падения и отчетливо фиксирующейся в обнажениях интенсивной дислоцированности отложений об истинной мощности разреза судить трудно; возможно, она составляет несколько тысяч футов.

Литологически отложения формации Резервейшн-Хилл представлены в основном тонкозернистыми, существенно доломитовыми песчаниками и алевритами. Породы имеют обычно бледно-серый цвет в свежем изломе и от бледно-кремового до отчетливого красно-коричневого на выветрелой поверхности. Основные породообразующие минералы — кварц, ортоклаз, олигоклаз и доломит; присутствуют также метаморфогенные диопсид и тремолит. Кроме доломитовых пород встречаются также редкие линзы окремнен-

ных и доломитизированных известняков мощностью до 50 футов и метаморфизованные андезитовые покровы мощностью до 200 футов.

Возраст пород формации Резервейшн-Хилл из-за отсутствия фауны не известен. Литологически отложения формации не похожи ни на докембрийские, ни на триасовые породы района, на основании чего предполагается, что они скорее всего палеозойские. Робертс (устное сообщение) отметил, что по общему типу породы формации Резервейшн-Хилл как будто бы похожи на отложения формации Хаваллах пенсильванского и пермского возраста. Следуя этому предположению, Котс [31] обозначил в своей схеме возраст формации Резервейшн-Хилл как пенсильванский (?) или пермский (?).

Кварцевые монцониты. Кварцевые монцониты по внешнему облику изменяются от светлых, сливных до крупнозернистых, типично интрузивных пород с видимыми кристаллами розового ортоклаза, белого плагиоклаза, чешуями биотита размером до 4 мм и зернами кварца. Акцессорные минералы в крупнокристаллических разностях представлены апатитом, магнетитом и цирконом, вторичные минеральные новообразования — эпидотом, хлоритом, кальцитом и (развившимся по пириту?) гетитом. Некоторые части интрузива относительно обеднены калиевым полевым шпатом, участками в породе встречаются сфен и роговая обманка. Таким образом, по минеральному составу интрузивный материал изменяется от кварцевого манцонита до гранодиорита. Местами, особенно вблизи интрузивных контактов, развиты существенно аплитовые разности.

Возраст интрузива, определенный по биотиту калий-аргоновым методом и по циркону α-свинцовым методом, равен соответственно 90 ± 5 и 110 ± 20 млн. лет, т. е. отвечает верхнему мелу.

После внедрения кварцевых монцонитов район подвергся длительной эрозии.

Вулканические породы. По данным абсолютной геохронологии максимальный возраст вулканических пород в районе Маунтин-Сити равен 42 млн. лет, средний возраст 36—39 млн. лет.

Наиболее древними вулканическими образованиями района являются, по-видимому, плотные, массивные, красно-желтые сваренные туфы с редкими вкрапленниками биотита и олигоклаза. Красно-желтые туфы перекрываются более широко распространенными сваренными дацитовыми туфами, отложения которых на отдельных участках достигают мощности 300 футов. Это обычно девитрифицированные породы бледно-серого или желтоватого цвета, в которых из кристаллических составляющих различимы только биотит и плагиоклаз. Местами встречаются, однако, и свежие стекловатые разновидности, содержащие многочисленные фенокристаллы андезина, а также зеленый амфибол, коричневый биотит, гиперстен и авгит; акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и цирконом. Изредка встречаются отдельные зерна кварца.

На сваренных туфах и других древних породах района залегают покровы пироксеновых андезитов, обнажающихся западнее реки Оуайхи и участками в ущелье Роки-Галч, а также по обоим берегам реки Оуайхи на юг до устья балки Траил-Крик. Пироксеновые андезиты представлены серыми до черных породами, состоящими из частично раскристаллизованной с образованием плагиоклазовых и авгитовых микролитов основной массы, включающей вкрапленники авгита, гиперстена и плагиоклаза, который изменяется по составу от существенно кальциевого андезина до лабрадора; апатит и магнетит встречаются в виде мелких зерен. Пироксеновые андезиты, обнажающиеся в ущелье Роки-Галч, имеют местами мощность до 200 футов, но из-за контрастного рельефа древней поверхности распространены неравномерно. При картировании все описанные выше вулканиты объединялись в единый комплекс пироксеновых андезитов, биотитовых риолитов и сваренных гиперстен-роговообманковых туфов.

Другой вулканический комплекс, находящийся пока в не вполне ясных взаимоотношениях с описанным андезитовым комплексом, представлен спекшимися биотит-дацитовыми туфами с покровами туфобрекчий, сложенных оливин-гиперстеновыми, пироксеновыми и роговообманковыми андезитами. На площади Рио-Тинто эти породы обнажаются по восточному берегу реки Ояйхи вдоль шоссе от участка, расположенного непосредственно южнее балки Калифорния-Крик на север до границы площади. Они хорошо обнажены также на территории Ояйхи.

Наибольшим распространением на закартированной площади пользуется вулканический комплекс, представленный отложениями вулканического пепла, спекшихся витрофировых туфов, валунных селевых потоков, гравия, роговообманковых и пироксеновых андезитов и риолитовых дацитов. Эта на первый взгляд разнородная совокупность пород представляет, однако, пространственно и генетически целостную ассоциацию, опосредованную механизмом поступления материала и топографией древней поверхности в период извержений. В основании комплекса залегают риолитово-дацитовые игнимбриты со слабо спекшимися базальными отложениями, более или менее хорошо сваренными внутренними слоями и плохо спекшимися верхними отложениями. Часто встречаются неполные разрезы игнимбритового горизонта с выпадением той или иной зоны. Петрографически породы отвечают риолитовому дациту и состоят из олигоклаза, санидина, кварца, магнетита и циркона, погруженных в коричневую стекловатую основную массу. Общая мощность горизонта около 30 футов.

На игнимбритах залегают практически не сортированные отложения селевых потоков. Наиболее крупные глыбы в них представлены породами невулканического происхождения, большей частью кварцитами формации Валми. Обычно они имеют округлую или полуокруглую форму с многочисленными следами механических воздействий. За счет этих глыб площади выхода селевых потоков выглядят в настоящее время как участки, сплошь покрытые щитом валунов самого различного размера (самый большой известный валун имеет в длину около 24 футов). Одновременно с селевыми потоками или несколько раньше на территории района формировались небольшие залежи также грубых, но все же более сортированных галечников, образовывавшихся скорее всего за счет размыва селевого материала. Игнимбриты обнажаются в обрывах оврагов западнее реки Ояйхи против устья балки Калифорния-Крик и на северном склоне долины балки Милл-Крик северо-восточнее участка Таунсайт площади Рио-Тинто.

Самыми молодыми вулканическими породами района являются спекшиеся туфы формации Когар-Пойнт. В пределах района мощность отложений туфов не превосходит 100 футов, однако неизвестно, к какой части основного разреза формации они относятся. На расположенной к востоку от района площади Ярбидж, где была выделена формация, полнокристаллические разновидности спекшихся туфов представлены скальными обнажениями плотных, компактных пород от желто-коричневого до коричнево-серого или красноватого цвета. Стекловатые разности, слагающие преимущественно базальные слои маломощных покровов, представлены трещиноватыми серо-черными породами, часто с перлитовыми текстурами. Туфы маломощных покровов обычно более рыхлые, макроскопически матовые с выделяющимися на общем фоне характерным шелковистым блеском участками интенсивного спекания. Значительная часть спекшихся туфов обладает пузырчатой текстурой; пузыри имеют обычно эллипсоидальную форму, изменяющуюся от близкосферической до уплощенной и, возможно, слабо удлиненной или, наоборот, сильно удлиненной и слабо уплощенной. Уплощение развивается, как правило, согласно с элементами текстурной полосчатости пород, оси удлинения пузырьков строго параллельны. Отложения формации Когар-Пойнт обнажаются на территории района в виде небольших выходов по

оси хребта восточнее реки Оуайхи к югу от балки Калифорния-Крик и к северу от балки Хейстак-Крик и на седловине хребта непосредственно к югу от месторождения Маунтин-Сити.

Сведения об абсолютном возрасте вулканитов формации Когар-Пойнт ограничиваются единственным определением возраста санидина, отобранного на западном участке площади Йеллоу-Рок на территории Оуайхи к востоку от реки Оуайхи южнее балки Скалл-Крик. Образец (62 № С51, ДКА № 1068) *исследовался калий-аргоновым методом Обрадовичем* (письменное сообщение, 1965) и показал возраст 12,2±0,8 млн. лет, т. е. время образования, примерно отвечающее [26] раннему плиоцену.

В нескольких местах на территории района обнажаются отложения, по-видимому, третичных или четвертичных оползней, выглядящие в настоящее время как участки, сплошь усеянные крупными, несомненно, принесенными обломками пород. Таковы площади на крайнем севере района и на юге по обоим склонам ущелья Роки-Галч. Нередко выходы оползневых отложений отделены от областей древнего сноса глубокими долинами, образовавшимися уже в новейшее послеледниковое время.

На значительной части территории района коренные породы покрыты чехлом рыхлых поверхностных отложений, достигающих местами мощности нескольких десятков футов. Они представлены снизу вверх, т. е. приблизительно во временной последовательности, следующими накоплениями: моренными отложениями, террасовыми галечниками, коллювием, аллювием, оползневыми отложениями и отложениями, связанными с деятельностью человека — рудничными отвалами, «хвостами» обогатительных фабрик и свалкой Рио-Тинто. Моренные отложения встречаются в верховьях некоторых долин на западном склоне Болд-Маунтин, где они образуют поперечные гряды высотой до 10—15 футов, сложенные грубым кварцитовым гравием. Отдельные обломки, слагающие моренный материал, однако, не окатаны и не несут никаких следов поверхностных механических воздействий. Террасовые галечники встречаются в основном в пределах долины реки Оуайхи на трех различных уровнях. Отложения верхней террасы развиты на площади от участка, расположенного несколько южнее балки Драй-Крик, на север до участка, расположенного несколько севернее балки Милл-Крик на высотах порядка 5850 футов. На галечниковых отложениях более низкой террасы, расположенной на высоте около 5750 футов, построен аэродром Маунтин-Сити. Самая низкая терраса расположена на высоте около 25 футов над поймой реки Оуайхи. Галечниковые отложения верхней таррасы литологически несколько отличаются от продуктов размыва упоминавшихся выше селевых потоков. Основным критерием различия служит наличие в террасовом материале отсутствующих в селевом выносе валунов риолитов Ярбидж и пористых оливиновых базальтов. Валуны риолитов Ярбидж представляют, несомненно, продукты разрушения тела риолитов, обнажающегося у нижней границы квадрата Маунтин-Сити; коренным источником пористых оливиновых базальтов, залегающих ниже риолитов Ярбидж, служили, вероятно, выходы этих пород также у южной границы квадрата Маунтин-Сити в верховьях балки Аллегейни-Крик.

Отложения коллювия в районе во многих местах, особенно на северных склонах холмов, достигают мощности в несколько десятков футов. Участками на них растут способствующие развитию почвенного покрова кустарниковые формы осины и дикой вишни. На выходах, устойчивых к выветриванию пород типа кварцитов формации Валми коллювий представлен обычно грубым осыпным материалом.

На северных склонах более высокий уровень грунтовых вод способствует также образованию оползней, особенно на участках, где устойчивые к выветриванию породы, такие, как кварциты Валми или некоторые лавовые покровы, подстилаются более легко выветривающимся материалом типа

филлитов формации Валми, слабо спекшихся туфов или кварцевых монцонитов.

Большая часть аллювия сосредоточена в тальвегах и поймах современных водотоков. Встречающиеся среди плаща аллювия в долине реки Оуайхи выходы коренных пород показывают, что мощность аллювиальных отложений в целом по пойме реки незначительна.

Структура

Рудный район Маунтин-Сити приурочен к породам, залегающим в висячем боку надвига Робертс-Маунтинс [16]. Предполагается, что тектонические движения по надвигу происходили в различных участках зоны не одновременно, начиная с позднего девона и до раннемиссисипского времени включительно [16]. Так как в районе нет ни одной формации, перекрывающей надвиг, уточнить эту общую схему можно, очевидно, только предположительно. Представляется вероятным, что грубые, богатые кремнисто-сланцевым кластическим материалом отложения формации Гроссмен — не что иное, как продукты размыва формации Валми; если так, то в позднем палеозое в районе, очевидно, проявились значительные орогенические движения. Более интенсивная дислоцированность этих толщ по сравнению с несогласно перекрывающими отложениями формации Баннер свидетельствует об еще одной, хотя возможно и менее значительной, орогенической фазе в добаннерское время. Таким образом, во время или близко по времени к образованию формации Баннер, на которой согласно залегают отложения формаций Нельсон и Маунтин-Сити, в районе проявились две позднепалеозойских, но домерамекских (до ранне-верхнемиссисипских) орогенических фазы. К сожалению, известная неопределенность сохраняется относительно положения в районе отложений формаций Гроссмен, Баннер Нельсон и Маунтин-Сити; не вполне ясно, образовались эти, несомненно, посторогенные породы на месте своего современного залегания или были перемещены надвигом в составе аллохтонной плиты вместе с отложениями формации Валми с некоторых удаленных западных территорий. В пользу второго предположения свидетельствует как будто бы тот факт, что все другие покровные отложения северной и центральной Невады содержат в разрезе сравнительно мало вулканических пород [16], в то время как перечисленные формации насыщены андезитовыми и базальтоидными проявлениями. Однако вполне вероятно и противоположное предположение, что отложения названных формаций представляют нормальное восточное продолжение эвгеосинклинального пояса, не проявляющегося на других территориях штата.

Зона надвига Робертс-Маунтинс выходит на поверхность в нескольких милях к югу от рудного района; далее она прослеживается почти строго вдоль южной границы квадрата Оуайхи до границы с квадратом Маунтин-Сити и затем с некоторым подгибом к северу по площади квадрата Маунтин-Сити до перекрывающих молодых третичных лавовых покровов в двух милях к югу от участка месторождения Маунтин-Сити. Мощность отложений покровной плиты надвига в районе месторождения составляет, по-видимому, около одной мили.

Как и относительно главного надвига, возраст надвиговых нарушений в пределах надвинутого блока, локализующего руды месторождения Маунтин-Сити, несколько неопределенен. По одному небольшому надвигу, обнажающемуся по обоим бортам ущелья Роки-Галч, отложения формации Валми были надвинуты на отложения формации Гроссмен, из чего следует, что надвиг моложе пород формации Гроссмен. По другому нарушению, подстилающему кварциты вершины горы Болд-Маунтин, кварциты, предположительно принадлежащие формации Валми, были надвинуты на другие

кварциты также формации Валми, но несколько иного состава. Так как покровные кварциты не переходят на север через балку Милл-Крик, а кварцитовые валуны в базальных конгломератах формации Баннер больше похожи на кварциты горы Болд-Маунтин, чем на основные, более темные кварциты Валми, предполагается, что внутрикварцитовое нарушение также моложе отложений формации Гроссмен, но древнее отложений формаций Баннер. Зона, по которой отложения формации Резервейшн-Хилл надвинуты на отложения формации Маунтин-Сити, должна быть более молодой, чем обе эти формации и, следовательно, более поздней по времени формирования, чем рассмотренные выше надвиги, однако какие-либо более определенные сведения о ее возрасте отсутствуют.

Два нарушения из числа крутопадающих сбросов, секущих отложения формации Валми и рудное тело, лежат как будто бы на продолжении сбросов, ограничивающих на северном борту балки Милл-Крик площадь развития третичных вулканических пород; однако они не прослеживаются через балку Милл-Крик. Недостаточное знание положения контактов вулканических отложений не позволяет сопоставить масштаб смещения по нарушениям в третичных и палеозойских породах.

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАЙОНА

Первичные руды

Тела первичных руд в районе Маунтин-Сити залегают в отложениях формации Валми в виде дискообразных линз среди хорошо выделяющейся в разрезе серии темных сланцев, содержащей редкие маломощные прослои кварцитов. Максимальная протяженность самой крупной линзы (рудного тела «200»)[1] равна 1000 футов по простиранию при максимальной ширине 92 фута. Среднее простирание рудных линз СЗ 65—85°, падение на север, обычно параллельно слоистости вмещающих пород под углами 65—85°.

Стратиграфическое положение

Первичные руды района приурочены к хорошо выделяющейся в разрезе серии темных сланцев, известной также под местным названием «рудного горизонта». Стратиграфически рудолокализующий интервал расположен в 850 футах над кровлей верхних черных кварцитов (известных также под местным названием кварцитов Блэкрок) и отложений так называемой формации Рио-Тинто[2].

Два главных рудных тела — рудное тело «200» и рудное тело «600» (см. фиг. 2) — представляют, по-видимому, смещенные части одной и той же линзы. Остальные более мелкие проявления локализованы на некотором удалении в боковом направлении и ниже главных залежей.

«Рудный горизонт», имеющий максимальную мощность до 200 футов, представлен в основном темными тонкослоистыми сланцами. Линзы первичных руд, локализованные в пределах «рудного горизонта», обычно согласны, но иногда секут слоистость боковых пород.

---

[1] Название "рудное тело «200»" сохранилось с тех пор, как руды залежи были впервые встречены при проходке на горизонте 200 футов. Рудное тело продолжается вниз на горизонты 300 и 400 футов, но отсутствует на горизонте 500 футов.

[2] Название «формация Рио-Тинто» устаревшее; оно использовалось Гренгером и др. [15] для обозначения филлитовой части разреза формации Валми, в пределах которой локализовано рудное тело месторождения Маунтин-Сити. Местным названием «кварциты Блэкрок» [15] обозначаются черные кварциты, также входящие в состав формации Валми.

Минералогия

Основные гипогенные сульфидные минералы рудных тел — пирит и халькопирит [4]. В «массивных» (кварц-пирит-халькопиритовых) рудах в небольших количествах присутствует сфалерит. Вблизи одной главной рудной линзы было встречено небольшое проявление галенитовой минерализации [1]. Вариации относительного содержания сульфидов в различных типах руд незначительны. Для каждого типа отмечается выдержанность первичного минерального (сульфидного) состава в плане и разрезе залежей. Пространственные взаимоотношения проявлений различных типов минерализации были скрупулезно закартированы и представлены на сводных планах и разрезах, показанных на фиг. 1 и 2.

Подробные описания текстурных особенностей различных типов руд приведены ниже, в разделе «Текстуры руд».

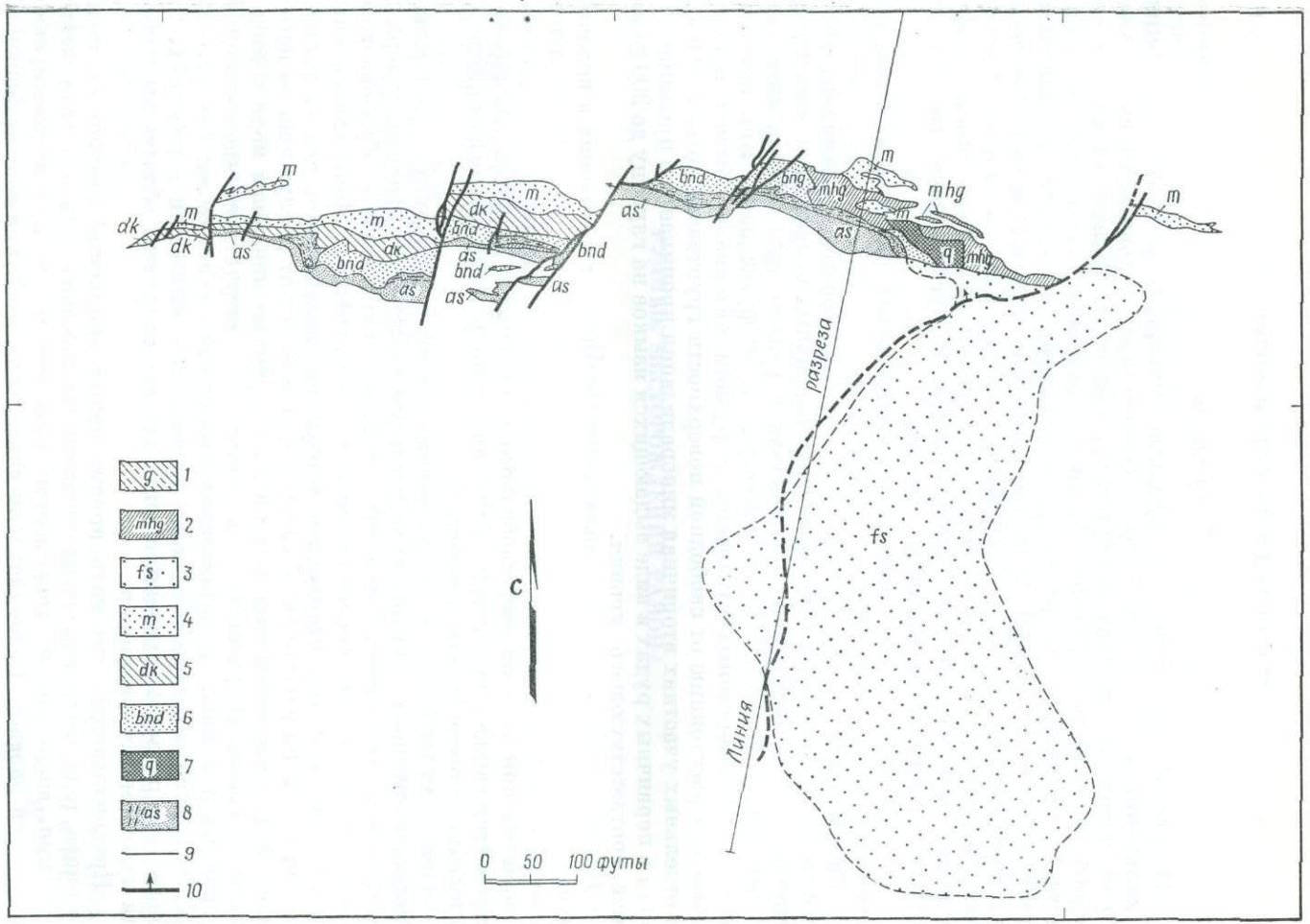
Гипергенные сульфиды меди — халькозин, борнит и ковеллин, образующиеся в основном за счет замещения первичных сульфидных минералов, присутствуют в наибольших количествах в рудном теле «200» в интервале от зеркала грунтовых вод и примерно на 50 футов вниз. Как правило, содержание гипергенных сульфидов в рудном материале убывает пропорционально расстоянию от свободной поверхности грунтового потока. Однако на отдельных участках вторичная минерализация проникает по проницаемым зонам в первичных рудах в виде выдающихся языков на глубину до 200 футов ниже соответствующего уровня.

На восточном участке месторождения в сланцах, залегающих в подошве рудного тела «200», встречаются вторичные минералы меди, развившиеся за счет замещения пирита, и халькозин, образовавшийся, по-видимому, в значительной мере за счет свободного отложения в пустотах. Халькозин встречается также в характерных для темных подрудных сланцев столбчатых выделениях темно-серого кварца.

Кроме халькозина, в «подошвенных сланцах» (сланцах, залегающих в подошве «рудного горизонта») встречаются также несульфидные минералы меди, такие, как куприт, самородная медь, малахит и азурит, образовавшиеся в основном за счет окисления гипергенных сульфидов. Минерализованные породы образуют так называемое «вторичное подошвенное тело», распространяющееся на расстояние более 600 футов на юг от послужившего источником меди тела первичных руд «200». Вторичные минералы меди в «подошвенных сланцах» развиты в участках, где отсутствует «подошвенная» непроницаемая зона, представленная вторичными глинистыми минералами, как, например, на восточном крае рудного тела «200» или в участках, где поперечные разломы расчленили зону, сделав подрудную область доступной для гипергенных растворов.

Предполагается, что медь продуктивных скоплений вторичного подошвенного тела была извлечена целиком из главного рудного тела месторождения, возможно, из современных окисленных зон или из эродированных частей залежи. Первоначально считалось, что вторичное подошвенное тело образовалось за счет окисления первичной рассеянной медной минерализации, однако все попытки обнаружить под вторичным телом первичные пирит-халькопиритовые образования, за счет которых могли бы образоваться вторичные руды, оказались безуспешными. Руды вторичного тела сложены сульфидными и несульфидными минералами. Несульфидные минералы преобладают в верхней части залежи, убывая с глубиной, где возрастает содержание халькозина. Тем не менее несульфидные минералы присутствуют еще в значительных количествах на горизонте 300 футов и глубже, так что нельзя говорить о какой-либо абсолютной нижней границе их рас-

[1] По номенклатуре, принятой советскими геологами, это типичное медно-колчеданное месторождение.— *Прим. ред.*

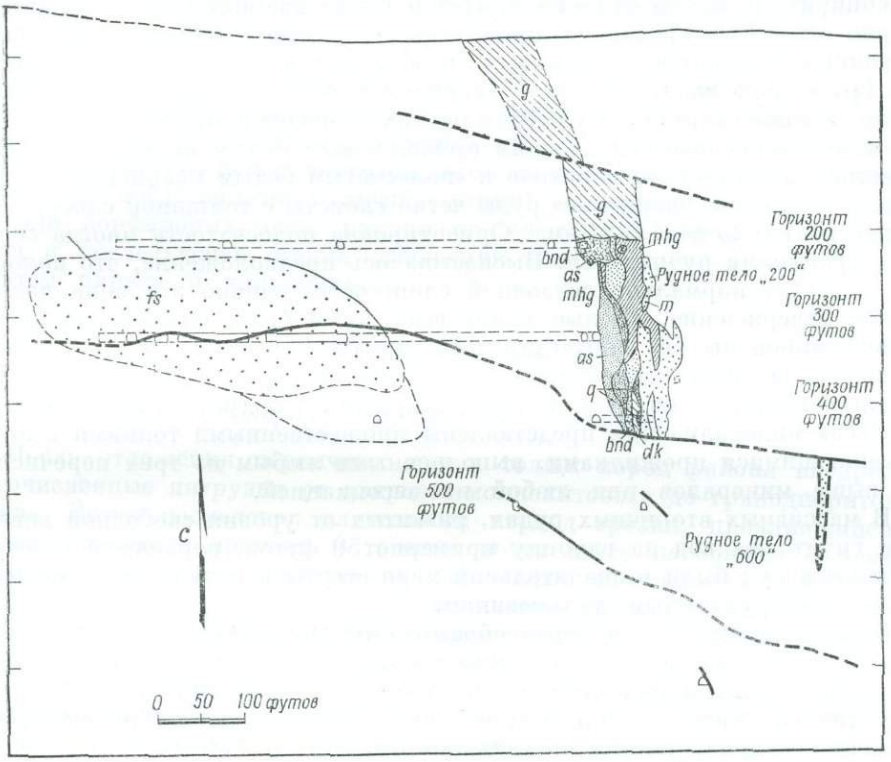


Ф и г. 1. План горизонта 300 футов месторождения Маунтин-Сити, показывающий пространственное развитие типов руд и положение линии разреза (см. фиг. 2).

1—3 — преимущественно гипергенные руды: *1* — зона *окисления*, практически не содержащая медных минералов, за исключением отдельных участков (выделенных условно знаком X) непосредственно над вторичными рудами, *2*—массивные богатые руды, представленные в основном вторичными и частично первичными гипогенными сульфидами (в верхах зоны вторичного обогащения встречаются отдельные скопления окисных руд), *3* — минерализованные филлитовые сланцы с халькозином, купритом, самородной медью, малахитом и азуритом; *4—8* — преимущественно гипогенные руды: *4* — массивный агрегат пирита, халькопирита и кварца с незначительными количествами вторичных сульфидов, *5* — темный кварц (и частично кварцит) с халькопиритом и пиритом, *6* — полосчатый белый кварц с прожилками и сгустками кварца, пирита и халькопирита (в верхних горизонтах встречаются вторичные минералы *меди*, *показанные* условно волнистым пунктиром), *7* — темно-серый кварцит, участками замещенный пиритом и халькопиритом, *8* — измененные *хлоритовые сланцы* (прожилки пирита и халькопирита, показанные условно черными штрихами; в верхней части рудного тела замещены вторичными сульфидами); *9* — контакты; *10* — разломы, стрелка показывает направление падения.

пространения. Например, даже на горизонте 400 футов еще устанавливаются небольшие скопления самородной меди. Общие запасы вторичного рудного тела составляют около 600 тыс. т руды с содержанием меди порядка 1%. Часть залежи была отработана, но отработанные блоки расположены вне пределов, приведенных выше погоризонтного плана и разреза.

Наличие вторичных сульфидных руд ставит вопрос о природе восстановителя кислородсодержащих гипергенных растворов. Его источниками



Ф и г. 2. Вертикальный разрез через месторождение Маунтин-Сити по линии, показанной на фиг. 1, представляющий пространственное развитие типов руд на глубину.
Условные обозначения те же, что на фиг. 1. Редкие точки — вторичное подошвенное тело.

могли быть или широко распространенный в филлитовых отложениях формации Валми углеродистый материал, или, а возможно прежде всего, рассеянный пирит, присутствующий во вмещающих породах даже на значительном удалении от рудных тел.

Окисные минералы меди встречаются также в нескольких ограниченных участках непосредственно над вторичными рудами тела «200». Как правило, окисные и вторичные сульфидные минералы меди образовывали «смешанный» тип руды, непосредственно шедший в металлургическую переработку.

Изменение боковых пород у рудных тел. Боковые породы вблизи гипогенных рудных тел претерпели различные по степени интенсивности вторичные преобразования. У рудного тела «200» наиболее сильные изменения наблюдаются в сланцах непосредственно в подошве гипогенной сульфидной линзы. Хлоритизация и оглинение, однако, отсутствуют на крайнем восточном участке залежи. В отличие от измененных сланцев вблизи рудных тел, достигающих мощности более 25 футов, основная масса известковистых сланцев рудного горизонта имеет черный, жирный облик. В описаниях они обычно отмечаются как «древовидные» или «волокнистые» породы. Сланцы висячего бока большей частью, но не всегда, изменены слабее, чем сланцы

в подошве рудного тела. Вторичные преобразования пород «рудного горизонта» проявлены наиболее интенсивно вблизи рудных залежей, но распространяются от них на многие сотни футов вверх по восстанию и вниз по падению пластов.

Текстуры руд. Каждый тип гипогенных руд обладает определенной текстурной индивидуальностью. «Массивные» руды представлены крепкими породами, сложенными агрегатом тесно сросшихся зерен кварца, пирита, халькопирита и иногда сфалерита. «Темно-серые кварцитовые» руды незакономерно силицифицированы и пронизаны множеством беспорядочно ориентированных прожилков сульфидов с преобладанием халькопирита над пиритом. Грубо полосчатые «темные кварцевые» руды являются результатом полной силицификации. Сульфиды в них образуют просечки и сгустки и иногда сопровождаются поздним стекловидным белым кварцем, особенно в участках постепенного перехода к «полосчатым белым кварцевым» рудам. Полосчатые «белые кварцевые» руды четко слоисты с толщиной слоев, изменяющейся от 0,25 до 1,0 дюйма. Ориентировка полосчатости иногда совпадает с границами рудных тел. Высказывалось предположение, что полосчатость отвечает нормально осадочной слоистости, однако это пока дискуссионное утверждение. «Белые кварцевые» руды были сначала полностью силицифицированы без сопутствующей сульфидной минерализации, затем подроблены и вновь сцементированы последовательно отлагавшимися стекловидным кварцем, пиритом и халькопиритом. Продукты этого «позднего импульса» минерализации представлены множественными тонкими взаимно пересекающимися прожилками, выполненными любым из трех перечисленных выше минералов или любой их ассоциацией.

В массивных вторичных рудах, развитых от уровня свободной поверхности грунтовых вод на глубину примерно 50 футов, первичные текстуры гипогенных руд были в значительной мере стерты в результате замещения мягким бесструктурным халькозином.

Последовательность минералообразования. Последовательность минерагенеза наглядно иллюстрируется типом «белых кварцевых» руд. После ранней пропитывающей силицификации произошло дробление пород и затем продуктивное минералообразование, выразившееся в последовательном отложении кварца, пирита и халькопирита.

Рудоконтролирующие факторы

Известные тела первичных руд приурочены к строго определенному стратиграфическому интервалу разреза, представленному в основном черными и серыми сланцами с подчиненными линзами кварцитов. В районе развития продуктивной минерализации можно наблюдать много сжатых Z-образных складок, причем «рудный горизонт» представляется несколько более интенсивно деформированным, чем другие подразделения формации Валми. Точки зрения на причину локализации руд именно в данной части разреза, а не в других сланцах расходятся от предположения о структурном контроле в связи с относительно большей дислоцированностью рудолокализующего горизонта до гипотезы о существовании контролирующего минерализацию несогласия. На продуктивной площади, однако, отсутствуют какие-либо признаки несогласных отношений пород. Соответственно в качестве характеристической черты размещения минерализации остается принять факт локализации залежей в строго ограниченном стратиграфическом интервале в области интенсивного тектонического дробления вмещающих отложений.

Замещение сланцев и кварцитов сначала кремнеземистым материалом, а затем кварц-сульфидной минерализацией замаскировало до неузнаваемости следы всех первичных подводящих структур.

Влияние метаморфизма (регионального и динамического) на руды и боковые породы

Региональные метаморфические преобразования на продуктивной площади были, по-видимому, всецело дорудными. Не установлено также никаких воздействий со стороны монцонитового плутона.

Последовательность геологических событий, приведших к образованию первичных руд

Геологическая история района началась с отложения и консолидации осадочного материала, после чего толщи были деформированы в склоняющуюся на север моноклинальную структуру, произошли внедрение и экструзивный вынос на поверхность андезитовых и базальтовых пород (в настоящее время представленных амфиболитами), внедрение на продуктивной площади порфировых даек, ранняя стадия силицификации и изменения пород и последующая стадия отложения сначала стекловидного кварца, а затем пирита и халькопирита.

Вторичные руды

Вторичное сульфидное обогащение

После отложения первичных руд в толщи пород района внедрились многочисленные интрузии от кварцево-монцонитового до гранодиоритового состава. Затем последовал длительный период эрозии, продлившийся от верхнего мелового времени в течение почти всего палеоцена. В позднем эоцене на территории началась вулканическая деятельность [29], продолжавшаяся до среднего плиоцена. Периодическое сбрасообразование и непрерывная эрозия в течение третичного времени предотвратили возникновение низких пенепленизированных поверхностей.

Климат в районе в третичный период достаточно хорошо восстанавливается по флоре верхнеэоценовых туфов Дед-Хорс [25], скрупулезно изучавшейся Акселродом [29], который пришел к заключению, что количество осадков на территории составляло приблизительно 50—60 дюймов при умеренно прохладных климатических условиях. Акселрод установил также, что высотные отметки в районе Коппер-Бейсин (в 25 милях от месторождения на восток) были в среднем примерно на 3000 футов ниже, чем в настоящее время.

Наиболее важными особенностями процесса вторичного обогащения медных руд на месторождении Маунтин-Сити было отсутствие карбонатов как в боковых породах, представленных аргиллитовым материалом и кварцитами, так и в самих рудах, состоявших из кварца и сульфидных минералов, а также наличие по основной площади подошвы рудного тела «200» непроницаемой глинистой зоны, образовавшейся во время гидротермального изменения боковых пород, что ограничило возможности циркуляции металлоносных гипергенных растворов почти исключительно объемом первичного рудного тела. Обильные осадки способствовали эффективному просачиванию медьсодержащих вод до уровня свободной поверхности грунтового потока; в то же время большие количества пирита в руде обусловливали интенсивное раскисление растворов. Уровень ближайшей к месторождению дренажной системы балки Милл-Крик близок к нижнему уровню эрозионного расчленения рельефа, развившегося со времени образования тела гипогенных руд. Как следствие всех этих обстоятельств, рудное тело в зоне окисления было полностью выщелочено и в железной шляпе месторождения сохранились лишь ничтожные количества меди.

Окисное обогащение или остаточные концентрации

За исключением нескольких небольших проявлений, непосредственно над халькозиновыми рудами в железной шляпе основного участка месторождения не сохранилось остаточных несульфидных минералов. Последние, однако, встречаются над вторичным рудным телом, залегающим в «подошвенных сланцах» к югу от восточного края главной залежи. Некоторые из этих вторичных не сульфидных медных минералов устанавливаются даже в поверхностных выемках.

Парагенезис вторичной руды

Мягкий и бесструктурный халькозин, очевидно, предпочтительнее замещал халькопирит, чем пирит [4]. Нередко, особенно в более глубоких частях зоны вторичного сульфидного обогащения, халькопирит замещался до халькозина сначала борнитом и ковеллином.

Борнит и ковеллин встречаются также в верхних частях зоны вторичного обогащения непосредственно под уровнем свободной поверхности грунтовых вод, однако взаимоотношения между минералами здесь не вполне ясны.

Физические и химические рудоконтролирующие факторы

1) Залегание первичных кварцево-сульфидных руд среди аргиллитовых пород; 2) высокое содержание сульфидов; 3) устойчивые и обильные годовые осадки; 4) полное выщелачивание медных минералов в зоне окисления и резкая смена условий на свободной поверхности грунтовых вод; 5) ослабленные проницаемые зоны в гипогенных рудах, обеспечившие проникновение гипергенных растворов и отложение вторичных медных минералов на глубинах более 200 футов ниже зеркала грунтовых вод.

ГЕНЕЗИС РУД И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

При обсуждении любой гипотезы генезиса руд месторождения Маунтин-Сити необходимо иметь в виду следующие геологические факты. Руды месторождения приурочены к узкому стратиграфическому интервалу, представленному черными и серыми филлитами и подчиненными линзами кварцитов формации Валми. Из всех отложений формации породы рудолокализующего горизонта наиболее дислоцированы. Вокруг рудных тел развиты широкие облекающие чехлы вторичных изменений. Рудные линзы залегают как согласно, так и несогласно со слоистостью пород вмещающего горизонта. В горных выработках вблизи руд было встречено несколько (не показанных на приведенных выше схемах) даек порфиров неизвестного генезиса.

Небольшие проявления халькопирит-пиритовой минерализации были установлены также в метаморфизованных вулканических породах формации Нельсон на расстоянии нескольких тысяч футов от месторождения.

Первичные рудные минералы месторождения Маунтин-Сити представлены в основном пиритом и халькопиритом, в незначительных количествах присутствуют сфалерит и реже галенит, золото и серебро редки; минералы серебра по имеющимся сведениям отсутствуют.

Текстуры руд, структура рудных тел и взаимоотношения с вторичными структурными элементами в боковых породах указывают на эпигенетический характер минерализации. Основной вопрос, однако, состоит в том, каковы, кроме общей структурной обстановки, были рудоконтролирующие условия

процесса. Обычно эпигенетические рудные месторождения рассматриваются как генетически связанные с магматическими породами, если таковые присутствуют в районе в разумном удалении от области локализации. При этом, конечно, как правило, не предполагается прямой связи с установленными на территории интрузивными выходами, а допускается, что магматические проявления и руды связаны когенетически, т. е. общностью источника. В рудном районе известно два типа интрузивных пород более молодых, чем отложения формации Валми: позднепалеозойские зеленокаменные породы и ассоциирующие с ними небольшие диабазовые интрузии, обнажающиеся в основном к северо-западу от закартированной площади, и меловой плутон кварцевого монцонита, обнажающийся на площади Маунтин-Сити.

К сожалению, однако, прямые свидетельства о генетических связях между породами обеих интрузивных серий и рудными проявлениями района отсутствуют. Поэтому, как ни ненадежны опосредованные заключения, обсуждение проблемы генетических отношений придется вести путем сравнения месторождения Маунтин-Сити с месторождениями других площадей.

Первое сопоставление с рудопроявлениями в пределах региона, определенно ассоциирующими с одним из названных выше типов интрузивных пород, не меняет положения дел в том смысле, что не дает никаких аргументов в пользу связи руд месторождения Маунтин-Сити равно с кварцевыми монцонитами или с зеленокаменными образованиями. В известных рудопроявлениях, связанных с плутоном кварцевых монцонитов, практически отсутствуют минералы меди; большей частью это кварцево-золоторудные жилы с подчиненными проявлениями галенита, сфалерита, пирита и халькопирита или контактово-метасоматические шеелитовые тела в калькаренитовых породах с крайне незначительными содержаниями медных минералов. Аналогично в регионе не установлено ни одного промышленного рудопроявления типа месторождения Маунтин-Сити, связанного с палеозойскими отложениями.

Таким образом, как единственная возможность остается путь сравнения месторождения с рудными проявлениями в других районах, где генетические отношения между интрузивными породами и рудами проявлены более отчетливо. Соответствующие примеры оказалось не трудно найти в литературе.

Ряд месторождений, как будто бы во многих отношениях сходных с месторождением Маунтин-Сити, описаны Шнейдерхеном [22] в типе «катамезотермальных колчеданных штоков как месторождений замещения и импрегнации в силикатных породах (тип Рио-Тинто)». Пиритовые залежи на территории Рио-Тинто в провинции Уэльва в Испании, однако, отличаются от месторождения Маунтин-Сити тем, что они тесно ассоциируют с телами риолитовых порфиров и кератофиров. Тем не менее возможно, что эта ассоциация носит случайный характер. Согласно Финлейсену [2], руды залежей отлагались после внедрения диабазовых даек и силлов — последних по времени значительных проявлений интрузивной активности в районе. Уилльямс [7], не касаясь специально вопроса о возрастных взаимоотношениях руд и мафических проявлений, отметил, что диабазовые породы района, перемежаясь в разрезе со сланцами, обычно более разлистованы в периферических частях интрузивных пластов. Во многих других местах провинции Уэльва встречены как дорудные, так и пострудные диабазовые проявления. Уилльямс [24] установил, что некоторые кварцевые порфиры являются лавовыми и пирокластическими отложениями. Точку зрения, согласно которой часть риолитов территории является древними пирокластами, поддерживает также Кинкел [21]; по его мнению, сульфиды железа и другие рудные минералы отложились на заключительных этапах вулканического процесса в начальный период морского осадконакопления, после чего в герцинское время, возможно, произошло еще некоторое дополнительное пере-

отложение меди. Кинкел обращает внимание на то, что многие месторождения колчеданных руд в Филиппинах, Японии, Аляске, округе Шаста и поясе Уаст-Белт в Калифорнии, так же как большинство месторождений Канады и Скандинавии, Центральной Европы, Кипра, Турции и Урала, залегают в натровых фельзитовых или мафических вулканических интенсивно пиритизированных породах, ассоциирующих с эвгеосинклинальными отложениями. Каллахан [30] рассматривает медно-пиритовые залежи Кипра как результат замещения благоприятных зон в толщах вулканических пород.

К этому же типу (Рио-Тинто) Шнейдерхен относит месторождения Урала. Согласно Заварицкому [3], они подразделяются на несколько подтипов, различающихся по минеральному составу руд. Все месторождения залегают в мафических вулканических породах и туфах и предположительно связаны с кварцевыми альбитофирами. Наиболее близки к рудам района Маунтин-Сити залежи Пышминско-Ключевского месторождения.

Ряд сходных с Маунтин-Сити месторождений, в том числе несколько крупных, описано в Японии [5]. Все они ассоциируют с мафическими изверженными породами и образовались путем замещения или путем выполнения трещинных пустот. Гранитоидные породы вблизи залежей или отсутствуют, или являются более поздними, чем руды (как, например, на продуктивной площади Макимайн) [13]. Имаи [19] рассматривает одно из таких промышленных проявлений (рудник Окаки) как результат гидротермально-метасоматического процесса, генетически связанного с внедрением мафических пород и складкообразованием. Сопутствующая хлоритизация вмещающих отложений, однако, сближает эти месторождения с другим типом Шнейдерхена [22] —«мезотермальными хлоритсодержащими халькопиритовыми жилами и оруденелыми зонами дробления в метаморфизованных основных породах (хлоритовая медная формация)». К месторождениям этого последнего типа Шнейдерхен относит залежи медного пояса Футхилл в Калифорнии, однако руды соответствующих месторождений обычно содержат [9], кроме пирита и халькопирита, также значительные количества сфалерита и нередко существенные количества золота и серебра. Некоторые, в общем немногочисленные месторождения пояса, как, например, рудник Ньютон-Майн [10], представлены линзами массивного пирита и халькопирита практически без цинка, золота и серебра, замещающими слабометаморфизованные кристаллические сланцы и зеленокаменные породы. На территории региона известны выходы пироксенитов, кварцевых порфиров и постметаморфических ультрабазитов.

По-видимому, к тому же типу принадлежит месторождение массивных сульфидных руд Айленд-Маунтин в округе Тринити в штате Калифорния [17], состоящих из кварца, пирротина, халькопирита и кубанита с подчиненными сфалеритом, галенитом, арсенопиритом и борнитом, замещающими граувакки францискской формации, ассоциирующие с андезитами и диабазами. В районе месторождения не известно проявлений гранитоидных пород. Согласно Шнейдерхену, к рассматриваемому типу относятся также медные месторождения территории Принс-Вильям-Саунд в Аляске, описанные Моффитом и Феллоузом [11]. Рудные залежи в них представлены более и менее массивными скоплениями пирита, пирротина, халькопирита и кубанита, замещающими граувакки и зеленокаменные породы. Сфалерит и галенит присутствуют в незначительных количествах, золото и серебро редки.

Саксела [20] описал непромышленные сульфидные жилы в экструзивных или интрузивных мафических метаморфизованных породах Фенноскандии. Сульфидный материал жил представлен халькопиритом, кубанитом и валлеритом, участками пирротином и пиритом. Галенит и сфалерит присутствуют в незначительных количествах, золото и серебро редки. Саксела солидаризируется с точкой зрения Эскольы, считающего, что соответствующие проявления являются продуктом поствулканических эксгаляций. В районе раз-

вития жил не установлено интрузивных образований более поздних, чем зеленокаменные породы.

Уэллс [14] относит рассматриваемые месторождения массивных медно-колчеданных руд к выделенной им «внутрисиматической геосинклинальной» серии, считая, что сформировавшие месторождения гидротермальные растворы были «выпарены» из геосинклинальных отложений в процессе метаморфического преобразования толщ в зеленокаменные породы, амфиболитовые гнейсы и даже гранитоидные образования.

Борхерт [18] относит месторождения шнейдерхеновской «хлоритовой медной формации» к типу рудных проявлений, связанных с «геосинклинальным ювенильно-базальтовым магматизмом».

По описанию Гемюса [27], с месторождением Маунтин-Сити весьма сходно также месторождение медно-колчеданных руд Эргани-Маден в Турции. Данные по минеральному составу руд залежи, приведенные де Вийкерслутом [8], однако, свидетельствуют скорее в пользу переходного характера месторождения, тяготеющего к типу высокотемпературных гидротермальных проявлений.

Таким образом, хотя вряд ли соответствующий тезис когда-либо будет доказан с несомненностью, приведенные аналогии как будто больше поддерживают гипотезу о связи руд месторождения Маунтин-Сити скорее с позднепалеозойскими мафическими вулканическими образованиями, чем с меловым кварцево-монцонитовым плутоном. Практическими следствиями такого вывода могут быть рекомендации к ведению будущих поисковых работ, поскольку из концепции следует, что месторождения соответствующего типа могут быть установлены в эвгеосинклинальных отложениях к западу от рудного района также и вне связи с более молодыми интрузивными образованиями. Месторождения с чертами гипотермальных залежей могут быть при этом представлены в основном пирротиновыми скоплениями, и соответственно для их поисков целесообразно использовать методы разведочной магнитометрии; поиски относительно низкотемпературных безпирротиновых проявлений можно вести методами электроразведки, так как из-за высокого отношения в рудах Fe/Cu промышленный интерес будут представлять только массивные сульфидные скопления.

Первичные, не подвергшиеся вторичному сульфидному обогащению руды месторождения Маунтин-Сити содержали, по-видимому, примерно 6—7% меди. Высокосульфидная, существенно силикатная по жильным компонентам продуктивная минерализация, аргиллитовый состав боковых пород, обильные осадки на территории и развитый по основной площади подошвы рудного тела «200» непроницаемый экран измененных сланцев, ограничивавший циркуляцию вторично обогащенных растворов в основном пределами главного рудного тела,— все эти условия, вместе взятые, делают месторождение Маунтин-Сити классическим примером залежи, содержащей исключительно богатые вторично руды при практически полностью выщелоченной зоне окисления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Emmons W. H., A reconnaissance of some mining camps in Elko, Lander, and Eureka counties, Nevada, U. S. Geol. Surv. Bull., 408, 1—130, 1910.
2. Finlayson A. M., The pyritic deposits of Huelva, Spain, Parts I and II, Econ. Geol., 5, 357—372, 403—437, 1910.
3. Заварицкий А. Н., Геологический очерк месторождений медных руд на Урале, ч. I, Колчеданные месторождения на Урале, Труды геол. комитета, нов. сер., вып. 173, 1927.
4. Crawford A. L., Frobes D. C., Microscopic characteristics of the Rio Tinto, Nevada, copper deposit, Mines Mag., 22, № 8, 7—9, 1932.

5. Kato T., The types of copper ore deposits of Japan, Geol., Soc. Tokyo Jour., **41**, № 487, 155—160, 1934.
6. Kanehara N., Copper resources of Japan, in Copper resources of the worid, 16th Int. Geol. Cong., **2**, 687—700, 1935.
7. Williams D., The geology of the Rio Tinto mines, Spain, Inst. Min. and Met. Tr., **43**, 592—678, 1934.
8. Wijkerslooth P., de, Elâzig ill «Ergani Maden» bakir yataklari hakkindaki bilgiye yeni bir ilâve, Neuer Beitrag zur Kenntnis der Kupferlagerstätte «Ergani-Maden» im Vilayet Alâzig (Turkei) (Account of the geology and genesis of the Ergani Maden copper deposit in the Elâzig district, Turkey), Maden Tetkik ve Arama, Ankara, sene 10, sayi 1/33, 90—104, 1934.
9. Heyl G. R., Foothill copper-zinc belt of the Sierra Nevada, California, Calif. Div. Mines Bull., 144, 11—29, 1948.
10. Heyl G. R., Eric J. H., Newton copper mine, Amador County, California, Calif. Div. Mines Bull., **144**, 49—60, 1948.
11. Moffit F. H., Fellows R. E., Copper deposits of the Prince William Sound district, Alaska, U. S. Geol. Surv. Bull., 963-B, 47—80, 1950.
12. Roberts R. J., Geology of the Antler Peak quadrangle, Nevada, U. S. Surv. Geol. Quad. Map. GQ-10, 1 : 62 500, 1951.
13. Tatsumi T., Geology and genesis of the cupriferous iron sulphide deposits of the Makimine mine, Miyazaki prefecture, Japan, Tokyo Univ., Coll. Gen. Education, Sci. Papers, **3**, № 1, 81—111, 1953.
14. Wells F. G., Relation entre gîtes minéraux et géosynclinaux, Rev. Ind. Minérale, Spec. № 1R, 95—107, 1956.
15. Granger A. E., et al., Geology and mineral resources of Elko County, Nevada, Nev. Bur. Mines Bull., **54**, 190, 1957.
16. Roberts R. J., et al., Paleozoic rocks of north-central Nevada, Amer. Assoc. Petrol. Geols. Bull., **42**, 2813—1857, 1958.
17. Stinson M. C., Geology of the Island Mountain copper mine, Trinity County, California, Calif. Jour. Mines and Geol., **53**, nos. 1—2, 9—33, 1957.
18. Borchert H., Geosynklinale Lagerstätten, was dazu gehört und was nicht dazu gehört, sowie deren Beziehungen zu Geotektonic und Magmatismus, Freiberger Forschungshefte, **C79**, 7—61, 1960.
19. Imai H., Geology of the Okuki mine and other related cupriferous pyrite deposits in southwestern Japan, Neues Jb. f. Mineral. Anh., Bd. 94, H. 1, 352—389, 1960.
20. Saksela M., Beiträge zur Kenntnis der sog. chloritischen Kupferformationen im fennoskandischen Grundebirge, Neues Jb. f. Mineral, Abh., Bd 94, H. 1, 319—350, 1960.
21. Kinkel A. R., Jr., Observations on the pyrite deposits of the Huelva district, Spain, and their relation to volcanism, Econ. Geol., **57**, 1071—1080, 1962.
22. Schneiderhöhn H., Erzlagerstätten, Kurzvorlesungen zur Einführung und Wiederholung, 4th ed., Gustav Fisher, Stuttgart, 1—371, 1962.
23. Silberling N. J., Roberts R. J., Pre-Tertiary stratigraphy and structure of northwestern Nevada, Geol-Soc. Amer. Spec. Paper, **72**, 1—58, 1962.
24. Williams D., Further reflections on the origin of the porphyries and ores of Rio Tinto, Spain, Inst. Min. and Met. Tr., **71**, pt. 5, 265—266, pt. 8, 492, 1962.
25. Coats R. R., Geology of the Jarbidge quadrangle, Nevada — Idaho, U. S. Geol. Survey Bull., 1141-M, M1—M24, 1964.
26. Evernden J. F., et al., Potassium-argon dates and the Cenozoic and the Cenozoic mammalian chronology of North America, Amer. Jour. Sci., **262**, 145—198, 1964.
27. Cümüs A., Genesis of some cupreous pyrite deposits of Turkey, Symposium on Mining Geology and the Base Metals, Central Treaty Organization, Ankara, Turkey, 147—154, 1964.
28. Coats R. R., et al., Reconnaissance of mineral ages of plutons in Elko County, Nevada, and vicinity, U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 525-D, D11—D15, 1965.
29. Axelrod D. L., The Eocene Copper Basin flora of northeastern Nevada, Calif. Univ. Pub. Geol. Sci., **59**, 1—125, 1966.
30. Callaghan E., Emplacement of massive cupreous pyrite ore body, Skouriotissa, Cyprus, abs., Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, **87**, 25—26, 1966.
31. Coats R. R., Upper Paleozoic formations of the Mountain City area, Elko County, Nevada, U. S. Geol. Surv. Bull., 1274-A, 1968.

УКАЗАТЕЛЬ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ, МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Айдахо, батолит 405, 482, 483
Айдахо-Спрингс, серия 335
Айл-Ройал, амигдалоиды 469, 474
— покров 466
— *рудное тело* 472, 474
Айрон, разлом 289, 303, 305
Айрон-Блоссом, зона 186, 189, 194—196
— рудное тело 197
Айрон-Кинг, разлом 222
Айрон-Майн, сброс 354
Айрон-Ривер, синклиналь 606
Айс-Лейк, *рудное поле* 391
Александрия, батолит 429
Аллоуэс, пласт 467, 474
Алпайн, формация 209, 211
Алта, гранодиориты 269
— интрузив 269
Анаконда, система 495—499, 501, 503—505, 509, 510, 516
Андрус, сланцы 561
Анимас, рудное поле 391
Анкомпагре, формация 388
Аномалия Джоплин, или свинец J 91, 92
Апаче, группа 531, 534, 538, 539
Аппер-Глисон, рудная зона 441
Арго, разлом 134
Арканзас-Валли, грабен 286, 304
Атенс, сланцы 561
Ашбанк, разлом 59, 63

Бак, *жила* 275, 276
— сброс 269
Баллуэкер, пачка 234
— разлом 251
— сброс 250
— силл 253, 256
Балмат, рудное поле 430
Баннер, формация 630, 634, 636
Барнс, конгломераты 534
Барроус, доломиты 341
Бассейнов и Хребтов, разломы 182
Баумен, разлом 255
Бейс-Маунтин, разлом 168
Бейтсвилл, формация 87, 88
Бек, *разлом* 183, 191—193
Бек-Нортистер, разлом 193
Белден, сланцы 309, 310, 314, 320, 325, 328, 329, 333
— формация 284, 293, 301, 302
Белл-Спекьюлейтор, жила 497, 498
Белт, серия 403—406, 416, 419, 482
Бемис, известняки 360, 361
Бенделари, трог 90, 91, 93, 105, 106
Берк, формация 404, 416
Беркли, *жила* 511
Берлей, разлом 159, 161
Бернс, формация 387, 390
Берра, антиклиналь 561—563, 570, 576, 581
Берра-Берра, рудное тело 563, 565, 571, 573, 576
Бетел, песчаник 123, 136, 139
— формация 137, 138
Биг-Коттонвуд, формация 179, 181—183, 211
Биг-Ривер, разлом 46
Бикментаун, свита 151
Билк-Крик, песчаники 387
Биллингс, *трубчатая залежь* 187
Бингем, рудный район 6, 214, 254, 358—360, 363, 364, 367, 368, 370, 377, 381
— *синклиналь* 368, 370
— шток 361—363, 365—367, 372—376
Бисби, рудный район 255
Блайнд-Маунтин, монцониты 344, 354
Блик-Хауз, *жила* 332, 335
— разлом 316, 326
Блубелл, доломиты 177, 179, 181, 191—194, 196, 210, 223
— формация 193—195
Блуберд, доломиты 179, 181, 210
Блу-Диггинс, *жила* 120, 121, 135
— разлом 134, 135
— сброс 135
Блэк-Бир, жила 401
Блэкклауд, разлом 407
Блэк-Рок, кварциты 636
— пласт 154
Бойд, *жила* 580
— рудное тело 560, 565, 567, 568, 574, 581
Болтик, залежь 467, 469, 474
— рудное тело 472
Большой Каньон, свита 342
Бонвилл, формация 209, 211
Боннер, жила 495
Бонн-Терр, доломиты 51, 57, 65, 74, 75, 78
— карбонаты 45
— формация 42, 44—53, 55, 56, 58, 63, 65, 66, 68, 69, 74, 77, 79, 82, 93
Боулдер, батолит 482—485, 495, 594
Боултер, разлом 184
Брасстаун, формация 561
Браши-Бейсин, горизонт 387
Брейнард, горизонт 13
Бристол, месторождение 341, 342, 347—349, 352, 354, 355
— рудное поле 341
Бун, формация 83—85, 87—89
Бьютт, монцониты 484, 485, 493, 498, 522
— *рудное поле* 487, 488, 491, 493, 496, 507, 515, 520
— рудные жилы 495, 502
Бэбб, разлом 128
Бэр, разлом 365

Валлесито, конгломераты 388
Валми, формация 629, 630, 633—636, 639, 640, 642, 643
Вашингтон, горизонт 363
Верхний Анкомпагре, рудное поле 391
— Сан-Мигель, рудное поле 391
Вибурнум, зона 47, 49
Виктория, разлом 193
— сброс 183
— формация 177, 179, 181, 188, 191, 193—195, 210, 216, 223
Виргиния, разлом 191
— труба 187
Висконсин, антиклиналь 28
— арка 19
— свод 13, 14
Восточный Тинтик, антиклиналь 211, 216
— — надвиг 214, 216, 224
— — разлом 213
Вудсайд, сланцы 262, 265—267,
— формация 259, 262, 264
Вэн, рудное тело 196

Галина доломиты 11—13, 16, 19, 21, 22, 31
— рудное поле 391
Гамбринус, жила 486, 495
Гарбатт — Модок, разлом 289
Гардисон, известняки 179, 180, 196, 209
— формация 191, 196
Гасконейд, доломиты 42
— формация 46, 93
Гаттенберг, известняки 13, 20
Геддес, известняки 234, 235, 240
— формация 241
Гила, конгломераты 531, 532, 536, 537, 540
Гилмен, песчаники 284, 293, 294, 301, 302, 309, 310, 312, 314, 320, 328, 331
— силл 309, 310, 314, 317, 318, 320, 325, 334, 335
— формация 312
Гилпен-Пик, туфы 387
Гленвуд, горизонт 13, 36
Глисон, рудная зона 424, 425, 445, 446
Глоб — Майами, рудный район 534, 537
Годива, зона 186, 194—197
Голд-Чейн, разлом 187
Горе, разлом 314
Гранд — Уош, разлом 585
Гранд-Сентрал, разлом 183, 191
— рудное тело 194
Грандфатер-Лид, дайка 535
Гранд-Фолс, кремнистые породы 85
— свита 85, 86
Гранит, залежь 187
— рудное тело 188, 192, 204
Грантс, интрузив 116
Грейт-Смоки, группа 560, 561, 564
Грейт-Уэстерн, сброс 355
Гренвилл, известняки 449
— мраморы 447, 451, 452
— формация 424, 427, 437
Гринвуд, разлом 349
Грин-Ривер, формация 179, 184, 215
Гроссмен, формация 630, 635, 636
Гэмптон, формация 147, 150

Дагаут-Таннел, зона надвига 236
Дагмар, доломиты 179, 181, 210
Дайер, доломиты 284, 294, 295
— залежь 293
— пачка 301, 320, 328, 333
— песчаники 309
Даймонд-Пик, формация 233
Даймонд-Таннел, надвиговая зона 238
Дакота, песчаники 387
Дандерберг, сланцы 234, 235, 236, 240, 249, 250, 255
— формация 254
Даунис-Блафф, известняки 136—138
— формация 115, 123, 139
Девилс-Гейт, известняки 233
Дед-Хорс — Хомансвилл, разлом 183
Дед-Хорс, туфы 641
Дезерт, известняки 179, 180, 191, 209
— формация 183, 195, 196, 259, 265, 266, 281
Дейвис, глинистые сланцы 42, 45, 49, 74, 82
— формация 45, 49, 74, 82
Дейзи, разлом 134
— сброс 135
Дейли, разлом 274
— рудное тело 271
— сброс 268, 270
Дейли-Уэст, рудное тело 271
Дейрак, подпояс 412
Декора, горизонт 16
— формация 11—13, 15, 16, 19, 20, 22, 31, 33
Де-Мойн, серия 88
Дерби-Де-Ран, доломиты 42, 45
— формация 82
Дерньер, система 524
Джанкшен-Крик, песчаники 387
Джейкобсвилл, песчаники 457, 461, 463, 464, 604
Джексон, разлом 241, 244, 245, 249
Джексон — Лотон — Баумен, система разломов 238
Джем, группа 202
— штоки 403, 413—415, 420
Джем — Голд-Хантер, пояс 410, 412, 416
Джемини, зона 186, 191
Дженни, пласт 275—279
Джефферсон, сброс 268, 270, 281
Джефферсон-Сити, доломиты 42
— формация 46, 47, 76, 78, 93
Джоплин, антиклиналь 90
Джордан, горизонт 368—370, 377, 378, 380, 382
— известняки 360—362, 371, 376
Диана, граниты 505
Диксон, горизонт 360, 361
— жила 368
Дин, формация 560, 561, 566
Дир-Крик, разлом 606, 608
Добсон-Пасс, разлом 407, 410, 421
Докс, песчаники 342
Долорес, формация 388, 389
Доунат, известняки 270, 280
— формация 259—261, 265, 266
Драй-Юнион, формация 284, 289, 290, 305, 306
Дриппинг-Спринг, кварциты 534, 536
Дрэгон, жила 189, 196, 203
Дулут, комплекс 460, 461, 475, 476

Игнасио, кварциты 388, 389
Или, рудный район 254
— формация 233
Иллинойс, мульда 14, 28, 29
Индиан-Крик, рудное тело 71
Инес, разлом 213, 214
Ион, доломиты 20
Ирокуой, покров 466
Ист-Бек, разлом 193
Ист-Колуса, зона 488, 506, 524
Ист-Теннесси, залежь 577
— рудное тело 563, 571—573, 576, 577
Итака-Пик, интрузив 590
— комплекс 592
— порфиры 588
— рудная зона 599
— рудное тело 594, 601

Калифорния, разлом 191
— трубчатое тело 187
Калчоте, жила 580
Канкаки, формация 13
Карбид, пачка 146
Карбон-Ридж, формация 233
Карлос, залежь 132
Карпентер, сброс 344, 355
Карпентер-Галш, разлом 407
Карри, формация 359, 360
Карсон-Кэмп, рудное поле 391
Картервилл, формация 87, 88
Катлер, формация 388, 389
Катлин, пачка 234
Кау-Крик, антиклиналь 90
Кеннекотское месторождение 383
Кёрнер, жила 542—544
— разлом 535
Кивино, разлом 457, 462—464, 475, 604, 605
— система 457
Кингмен, игнимбриты 598
Кингспорт, формация 165—167, 170, 172—174
Кингстон, конгломераты 468
— пласт 467
Киндерхук, серия 83, 84
Киокак, формация 83—85, 87, 92, 93, 108
Кирсарж, амигдалоиды 469, 473
— залежь 465, 467, 474
— лавовые покровы 466, 474
— рудное тело 471
Китли, андезиты 266
— свита 264
— эффузивы 265
Киттоу, рудное тело 22
Кланси, гранодиориты 484
Кларкс-Спринг, пачка 234
Клейтон, интрузив 269
Клейтон-Пик, диориты 268, 269
Кливленд, разлом 568, 580
Клифф-Хауз, песчаники 387
Когар-Пойнт, формация 633, 634
Кол-Каньон, доломиты 179, 181, 192, 210, 214
— формация 191
Колловей, залежь 563, 568
— рудное тело 565, 567, 574
Колтаун, синклиналь 561, 562, 565
Коммершел, горизонт 368—371, 377, 378, 380, 382
Коммершел, известняки 360—362, 365
Комптон, известняки 84
— формация 84
Комсток — Массачусетс, разлом 277
Конасога, группа 167
Конгор, горизонт 361, 368
— известняки 360
Конли-Спринг, разлом 537
Консентрейтор, разлом 537, 539, 543
Континентал, разлом 485, 486, 490, 494, 503, 511, 516, 520
Коппер-Ридж, доломиты 167
Коппертон, антиклиналь 363, 365
Коппер-Харбор, конгломераты 457, 460, 461, 464, 465, 476, 602—604, 608, 610
— формация 625
Копперхилл, формация 560, 561
Коппер-Юта, шток 358
Коппик-Ноб, разлом 166
Корд, жила 303
Коттер, доломиты 91
— формация 93, 107
Коттонвуд, монцониты 269
Коттонвуд-Каньон, разлом 271
Кресент, дайка 279
— зона 268, 278
— сброс 269, 277
— система 279
Крик, разлом 139
Куимбис-Милл, известняковый горизонт 13, 14, 20, 23, 24
Кэмп-Берд, жила 395

Лагуна-Спрингс, латиты 179, 180, 182, 184, 209, 215
— формация 179
Лаклед, жила 186
Ламотт, песчаники 42, 47—51, 58, 63, 64, 68, 74, 75, 78, 82
— формация 45, 47, 48, 66, 74, 75, 93
Ларк, горизонт 368, 370, 371, 377
— жила 368, 382
— известняки 360, 362, 365, 380
Ла-Салл, антиклиналь 19
Ласк-Крик, зона 123
Ласт-Чанс, разрыв 374
— шток 363, 365, 366, 372, 373, 375
Ласуэлл, разлом 149
— фация 149
Лафейетт, галечники 88
Левант, горизонт 363, 372
Левиас, пачка 123, 139
Ледвилл, доломиты 284, 291, 294, 295, 301, 305
Ледвилл, жила 374
— известняки 284, 294, 309, 310, 312, 314, 318, 320, 321, 333, 388, 389
— разлом 193
— рудное тело 373
— формация 313, 327—329, 331—335
Лейк, рудное поле 391
Лейк-Сити, кальдера 393, 395
Лейк-Форк, формация 387, 390
Лейт-Уайт, порфиры 285
Лизетте, сброс 244
Линдон, известняки 339—341, 354
Линкольн, порфиры 285, 290
Литл-Белл, разлом 271
Литл-Коттонвуд, интрузив 269

Логуошер, разлом 149, 159
Лонгвью, доломиты 167
— формация 165, 166, 172
Лондон, жила 397
— рудное тело 563, 573, 576, 577
Лон-Маунтин, формация 233
Лост-Крик, разлом 606, 608
Лотон, синклиналь 90
Лумиз, рудная зона 424, 445
Льюис, надвиг 482, 483
Льюис-энд-Кларк, линеамент 405, 482

Магма, жила 541—544, 546—548, 550, 551, 553—558
— разлом 544
— рудное поле 531, 535
Мадисон, формация 257, 259
Майами, разлом 89
— трог 88, 90, 91, 105, 107—109, 111
Майк, разлом 289, 303
Мак-Нейри, формация 119
Макокета, сланцы 11, 13, 19, 36, 38
Маммот, *разлом 191*, 192
— рудное тело 194
Маммот — Мей-Дей, разлом 183, 184
Маммот — Чиф, зона 186, 193
Маниту, доломиты 284, 293, 294, 305
— пачка 302
Манкос, сланцы 387
Мансфельд, сланцы 610, 618
Мартин, известняки 533, 535, 539, 541, 555, 556
Маскот, формация 165, 167, 172—174
Маунт-Зайон, порфиры 285
Маунтин-Вью, брекчия 516
Маунтин-Сити, формация 631, 635, 636
Медвилл, пласт 302
Мей-Дей, сброс 347, 348
Мейес, известняки 88
— серия 87
— формация 88
Мейн, разлом 537, 541—544, 555
— рудная зона 424, 441, 445
Мейфлауэр, жила 271, 272, 368
— известняки 360, 361, 369, 370
— разлом 269
— рудное тело 257
— сброс 270
Мендота, жила 397
Мендха, пачка 345
— формация 339, 355
Менефи, формация 387
Мерамек, серия 83, 86
Мерфи, мраморы 560, 561
— пояс 561
— синклиналь 560
Месаверде, серия 387
Мескал, известняки 534, 536, 556
Мидас, известняки 360, 361
— надвиг 197, 211, 359—361, 365, 368, 370, 374, 376, 379, 380
— разлом 214, 378
Мизула, группа 404
Миллионер-Роу, разлом 193
Минерал-Хилл, шток 249
Минерал-Форк, туффиты 177
Минни-Хилли, жила 525
Минтерн, формация 284, 294, 309, 310
Миссури, платформа 50
Мифлин, сброс 17
Модок, дайка 486
Мозалем, горизонт 13
Молас, формация 284, 293—295, 301, 314, 388, 389
Молден, горизонт 152, 154, 158, 161
— *зона 161*
Морган, известняки 270
— формация 259—261, 265—267, 277
Моррисон, формация 387
Москито, разлом 288, 304, 314
— система 304
— Уэстон, зона 288, 304
Москоу, разлом 503
Моу — Рейндер-Куин, рудный пояс 413, 414, 416
Мутуал, формация 177
Мэри — Полк-Каунти, залежь 563, 568

Навада, формация 233
Наггит, песчаники 257, 263, 265
Нако, известняки 533, 535, 539
Нантахала, сланцы 560, 561
Небо, песчаники 561
Неда, горизонт 13
Нек-Сити — Перселл — Алба, зона 89
Нельсон, формация 630, 631, 635, 642
Ниагарский эскарп 13
Никлос, сланцы 561
Нокс, группа 165, 169, 561
Нонсач, разлом 606, 608
— сланцы 457, 461, 464, 476, 602—606, 608, 610, 611, 614, 615, 617—619, 622, 623, 625, 626
Нортвью, сланцы 80, 84, 93, 111
Норт-Каролина, разлом 191
— труба 187
Норт-Лили, порфиры 218
— разлом 221
— рудное тело 213
— шток 179
Нотелли, кварциты 561
Ньюарк-Каньон, формация 233
Нью-Мадридская зона 117, 118, 142
Нью-Олбани, группа 118
Ньюпорт, толща 350

Озарк, купол 42, 46, 78, 109
— поднятие 85, 89
Окверр, формация 359, 361, 365
Окои, отдел 560, 561
Оксидентал, разлом 366, 370
Оксфорд, рудное тело 129
Олд-Лид, группа 49
Онтарио, жила 257
— кварциты 261
— сброс 270
Опекс, формация 177, 179, 181, 191, 210
Опохонга, известняки 177, 179, 181, 183, 190, 194, 210, 213, 223
— формация 195, 196, 222
Ориджинел, жила 495
Ороного — Уэбб-Сити — Денвег, зона 89, 90, 93, 105
Осборн, разлом 405, 407, 413—416, 420, 421
Осейдж, серия 83, 84, 86
Осиола, покров 466, 474

Остинвилл, антиклиналь 146, 149—151, 159
— пачка 147, 149, 152, 154, 155, 157—159, 161
— синклиналь 150, 151
Офир, рудное поле 391

Пайкс-Пик, граниты 284
Пайлот, разлом 289, 300, 303
Пайнал, сланцы 531, 534, 536, 538, 539, 544
Пайн-Крик, рудный пояс 413, 416, 417
Пайоче, сланцы 234
— формация 243
Пакард, латиты 179, 180, 183, 209, 223
Паксмен, разлом 183, 192
Панака, слои 344, 345
Пандо, порфиры 285, 290—292, 295, 302, 314
Парк-Сити, антиклиналь 259, 262, 264, 271, 274, 280
— синклиналь 276
— формация 259, 261, 262, 264—267, 275—279
Парнелл, горизонт 368
— известняки 360, 362
Партинг, кварциты 284, 292, 294, 301, 302, *309*, 311, 328, 331, 608
— сланцы 609, 611—614, 623, 625
Пейвидсон, пачка 348
Пейдж — Галина, пояс 410, 412—416
Пендери, разлом 289, 303
Перл, жила 271, 272
Перл-Сплит, жила 271, 272
Петро, известняки 360, 362, 368
Пикайун, формация 387, 390
Пинион-Пик, взброс 213
— известняки 177, 179, 181, 194, 210, 223
— формация 188, 191, 213, 222
Пинк, брекчии 313, 328
Пионир, формация 534, 536
Пиоч, пачка 340, 342, 347, 352, 354
— сланцы 338, 339, 341
Пирлесс, доломиты 294, 295
— *сланцы 309, 311, 316, 332*
— формация 284, 294
Пирр, сланцы 610
Пирсон, известняки 84
— формация 84
Писли, известняки 341
Пичер, антиклиналь 90, 91, 106
Пласер-Крик, разлом 407, 410, 420
Платвилл, формация 11—14, 16, 19, 20, 22, 23, 31, 36
Плутус, зона 186, 193, 194
Погонип, группа 234, 235
— известняки 239, 240
Пойнт-Лукаут, песчаники 387
Пони-Экспресс, известняки 387
Поплар-Кемп, разлом 150
Поркьюпайн-Маунтин, антиклиналь 606
Портедж-Лейк, серия 457, 460—464, 468, 476, 602—605, 626
Пост-Тейлор, горизонт 147, 149
Потоси, доломиты 42, 76
— серия 387, 390, 393
— формация 45, 46, 48, 69, 76, 77, 82
Поттс, сброс 244
Поукипси-Галш, жила 397
Прейри-ду-Шин, группа 11, 23, 39
Прейри-ду-Шин, формация 13, 19
Преск-Айл, синклиналь 606, 612, 616
Принс, известняки 338, 341
— пачка 348
Причард, формация 404, 406, 416, 419, 421
Проспект-Маунтин, кварциты 234, 239—241, 243, 339—342, 349
— формация 241

Равалли, группа 404
Рарус, разлом 502
Раунд-Валли, формация 260
Реветт, кварциты 404
— *формация 416*
Ред-Маунтин, рудное поле 391
Резервейшн-Хилл, формация 631—636
Реймонд, разлом 349
Рейнбоу, жила 495, 505
Рекс — Сноусторм, рудный пояс 413, 415
Рено, известняки 123
Ридс-Спринг, формация 83, 84, 93, 96, 102, 107
Рико, формация 388, 389
Рио-Тинто, формация 629, 636
Ритчи, разлом 89, 90
Ричмонд, сброс 244
Роберт-Маунтинс, зона 628, *629*
— надвиг 238, 239, 635
— формация 233
Розиклэр, пачка 123, 137
— песчаник 138
— разлом 134
— система 124, 128, 135
Роки-Пойнт, горизонт 311, 312, 322, 323, 326, 332, 335
Ролл, жила 275, 276
— разлом 363, 365, 372
— рудное тело 276
Ром, формация 145, 147, 149
Рубиду, формация 42, 46, 76, 82, 93
Руби-Хилл, надвиг 239, 249
— сброс 238, 241, 244, 245, 256

Сабджордан, серия 363
Савач, антиклиналь 285
— кварциты 284, 293, 294, 309, 311, 312, 316, 320—322, 326, 332, 335
Сакраменто, порфиры 285
Саксесс, подпояс 410
Санбим, жила 190
Сандсак, формация 561
Саннисайд, группа 395
— разлом 398
Санрайз-Пик, шток 179, 180, 182, 209
Сан-Хуан, формация 387, 390
Саншайн-Пик, риолиты 387
Сателлит, жила 292
Севирская фаза складчатости 182
Селма, разлом 215
Сенека, разлом 89
Сент-Дженевив, известняки 136, 138
— формация 115, 123, 131, 132, 136, 139
Сент-Джо, горизонт 363
— группа 84
— известняки 84
— формация 83
Сентенниал, разлом 183, 187, 188, 191—195

Сентенниал-Юрика, рудное тело 194
Сент-Кевин, граниты 284
Сент-Луис, формация 123, 136
Сент-Питер, песчаники 11, 17, 19
Сент-Риджис, формация 404, 416
Сербет, *комплекс* 585, 586, 588—591, 595, 597, 598
Сикрет-Каньон, сланцы 234, 235, 240, 249
— формация 241, 249
Силвер-Кинг, залежь 540
— система 275, 282
— штокверк 540, 541
Силвер-Коннор, разлом 238, 253
Силверополис, залежь 192
Силвер-Плам, граниты 284
Силвер-Сити, монцониты 196
— шток 179, 180, 182—184, 186, 187, 189, 190, 192, 195, 202—206, 209, 215
Силвертон, кальдера 393—395, 397
— серия 387, 390
Силвия-Лейк, рудная зона 424, 425
— синклиналь 429, 431, 445, 446
Силвия-Лейк — Сидар-Лейк, *пояс мраморов* 431
Симс-Маунтин, разлом 46
Синдикат, жила 495, 497, 498, 509, 510
— система 524
Сипресс, песчаники 136
Сиу-Эджекс, разлом 182, 183, 186, 187, 189, 192, 193, 195, 196, 214
Сканлан, конгломераты 534
Скейлс-Крик, покров 471, 474
Смоки, группа 566
Снеффелс, рудное поле 391, 395
Солт-Лейк, формация 177, 180, 211
Солт-Уош, горизонт 387
Спар-Маунтин, пачка 115, 123, 129, 137—139
Спехт-Ферри, горизонт 38
— сланцы 20
Спидуэлл, синклиналь 149
Спиро, квершлаг 262
Спринг-Валли, зона разломов 238, 249
Стейт, жила 495, 497, 498, 500, 501, 509, 510, 524, 526
— система 524
Страйпт-Пик, формация 404, 416
Стритер, рудная зона 424, 426, 441, 445
Сузан-Дастер, горизонт 340, 341
Суонси, кварцевые монцониты 180, 209
— шток 179, 190
Сьерра-Гранде, жила 368

Таксон-Мейд, взброс 303
Таскалуса, формация 119
Таскуити, кварциты 561
Тейлор, горизонт 149, 156, 158, 159, 161
Теллурайд, *конгломераты* 387, 390, 391
— рудное поле 391, 394
Тет-де-Морт, горизонт 23
Тинтик, вулканическое поле 179
— кварциты 177, 179, 181, 190, 210, 213, 215—223, 225, 226
— синклиналь 176, 182, 183, 187, 191, 193, 195, 196
Тинтик-Оверр, система складок 21
Тинтик-Стандарт, зона 220
— надвиг 213, 219, 221
Тиуоки, жила 368

Томпсон, рудное тело 25
Томпсон-Пасс, разлом 420
Тони, жила 416
Топ, разлом 363, 365
Травона, жила 505
Траут-Крик, *антиклиналь* 405
Трежер-Хилл, жила 186
Тремпело, песчаники 11
Трибьюн, сброс 350, 354, 355
Трой, кварциты 531, 534, 539
Тэйнз, формация 259, 262—265, 267, 279

Уайт-Гросс, рудное поле 391
Уайт-Пайн, разлом 606—608, 616, 624
Уайттейл, конгломераты 531, 532, 536, 537, 540
Уибер, кварциты 257, 264, 265
— формация 259, 261, 262, 266, 267, 270, 271, 274, 275, 277, 278
Уинамак, горизонт 360, 361
— жила 368
Уиндлас, жила 511
Уиндфолл, известняки 236, 239, 251, 254
— формация 234, 235, 240
Уинни-Лаема, жильное тело 293, 297
Уолден-Крик, группа 561
Уоллас, формация 404, 416
Урнака, формация 387
Уорсо, формация 83, 85—87, 92, 93, 108, 109
Уосатч, известняки 257
Урей, известняки 388, 389
— рудное поле 391
Ущелья Айова, порфиры 285
— Джонсон, порфиры 285, 292, 302
— Эванс, порфиры 285
Уэйко — Лотон, зона 107, 108
— — рудное поле 89
Уэст-Лаутон, разлом 244
Уэст-Морнинг-Глори, жила 186
Уэстон, разлом 287, 289, 300, 303
— система 304

Фармингтон, антиклиналь 46, 47
Федерал, разлом 59, 61, 63
Фейетвилл, формация 87—89
Ферн, горизонт 363
Ферн-Глен, формация 84, 107
Фичвилл, формация 179, 180, 188, 191, 192, 194, 196, 209, 213, 223
Фиш-Хейвн, доломиты 177, 179, 181, 192, 194, 196, 210, 214, 223
— *формация* 191, 193, 195
Форест-Сити, мульда 14, 28
Форт-Пейн, формация 118
Фортуна, жила 292, 293
— силл 360, 361, 368, 371
Франкония, формация 11
Фреда, песчаники 461, 464, 465, 476, 477, 602—605, 608
Фримонт, жила 186
Фрог-Валли, надвиг 264
Фронтенак, ось 427
Фуллер — Эдуардс, пояс мраморов 431

Хаваллах, формация 632
Хайленд, горизонт 363, 368, 371

Хайленд, известняки 360
Хайленд-Пик, горизонт 365
— *толща* 339—342, 347, 350, 354
Хай-Ор, жила 501, 509, 510
— система 524
Хамбаг, рудное тело 197
— формация 177, 179, 180, 182, 209, 211, 259, 260, 265, 266, 280
Хамберг, доломиты 232, 235, 236, 238, 240, 241, 249, 250, 253, 254
Ханкок, разлом 463, 474
Хансон-Крик, доломиты 232, 234, 235
Харви, жила 506
Хардинг, песчаники 309, 311, 316, 331, 333
— формация 332
Хатти, жила 506
Хенсон, формация 387, 390
Херкимер, известняки 179, 181, 210
— формация 177
Хермон, граниты 424, 429, 431
Хермоса, формация 388, 389
Хиат, рудная зона 424
Хикс, купол 118, 119, 123, 125, 140—143
Хилсайд, разлом 134
Хиндсвилл, формация 87, 88, 109
Хинсдейл, формация 387, 390
Хлорайд, граниты 588
Хокай, разлом 271, 280
— сброс 271, 280
Хокинс, разлом 134
Хоконуи, фация 471, 472
Хомстейк, жила 186
— зона разломов 314, 315, 332, 334, 335
Хопкинтон, доломиты 13
Хот-Хауз, формация 560, 561
Хоутон, залежь 468, 471
Хусак, разлом 238, 239

Чаттануга, сланцы 80, 83, 92, 93, 109, 111
Чаффи, формация 284, 293, 301
Чейнмен, сланцы 233
Чепальтепек, формация 167
Чероки, группа 88, 90
— залежь 563, 572
— рудное тело 564, 565, 571, 574
— свита 92, 110
— сланцы 88, 91, 92
Честер, горизонт 93
— серия 87, 97, 103, 123
— формация 101, 109
Чизем, сланцы 339—341, 346, 356
Чикамога, группа 561
— известняки 167, 168
— формация 173, 174
Чилхови, группа 147, 150, 561

Шаннон, жила 495
Шарп, разлом 241, 249
Шейди, формация 145—147, 149—151, 162
Шелтервилл, пачка 123, 139
Шипрок, группа 177
Шит-Граунд, горизонт 103—105, 107
— свита 93, 97
— формация 96, 102
Шонитаун-Рафская тектоническая зона 117, 142, 143
Шорт-Крик, оолиты 85, 91
Шотокуа, арка 109
Шот-Шафт, разлом 161
Шоуто, группа 84
Шоуэрс, жила 186
Шульц, разлом 59
Шульце, граниты 557
— шток 540

Эджвуд, доломиты 13
Эджекс, доломиты 179, 181, 191, 192, 203, 210, 223
— рудное тело 187
— формация 195, 196, 203
Эдуардс, рудная зона 424
— рудное поле 432
Эйделейд, разлом 289, 303
Эйпекс, залежь 187, 192
— конгломераты 179, 180, 209, 223
Эйпекс-Стандарт, разлом 213, 214, 222
Элберт, формация 388, 389
Элбрук, формация 145, 147
Эльдорадо, доломиты 232, 234, 235, 238—241, 243, 244, 248, 249, 253
Эминенс, доломиты 42, 68
— *формация 46*, 69, 93
Эмма, жила 505
— система 517
Эндион, силл 461
Эндлайн, дайковое тело 220, 221
Энд-Лайн, сброс 348, 351, 356
Энтрада, песчаники 387
Эрвинг, формация 388
Эрли-Уайт, порфиры 285
Эруин, формация 147, *150*
Эскаброса, известняки 533, 536, 539, 541, 551, 555, 556

Юба, дайка 342, 344
Юз-Гап, формация 560, 561, 566
Юл, известняки 284
Юникой, формация 147, 150
Юрика, грабен 393—395, 400
— залежь 563, 568, 572
— кварциты 234, 235, 241
— разлом 504
— рудное поле 391
— — тело 560, 564, 565, 580, 581
— туфы 387
— формация 390
Юрика-Лилли, разлом 216, 220, 221, 230
— рудное тело 213, 567, 574
— Селма, сброс 214
Юрика-Стандарт, разлом 213, 214, 222, 224
Юта-Метал, горизонт 362, 372

Янки, разлом 214
Ярбидж, риолиты 634

УКАЗАТЕЛЬ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ НАЗВАНИЙ

Адамс-Хилл 235, 236, 240, 249, 250, 254
Адирондак, горный массив 423, 427, 431
Айванхо 6, 145, 148, 150, 152, 153, 155, 159, 163
Айдахо, штат 403, 406, 420
Айленд-Маунтин 644
Айл-Ройал 462
Айова, штат 11, 13, 14, 19, 23
Айрон-Блоссом 186, 198, 200
Айрон-Дак 186, 192
Айрондейл 48, 49
Айрон-Хилл 292, 305
Алмазон 419
Аляска, п-ов 5, 644
Американ-Таннел 392
Американ-Форк 259
Анаконда 498, 506
Анимас 395
Анкомпагре, высокогорная страна 389
— река 391
Аннаполис 48, 49
Анселмо 486, 516
Антилоп, каньон 342
Аппалачи, горы 150
Аппалачская долина 145, 150
Аризона, штат 5, 530, 535, 539, 555, 585
Арканзас-Валли 305, 306
Армстронг 368, 369, 371, 373—375, 377, 380
Атлантик 462, 467, 474

Баджер 509, 510
Бакстер-Спрингс 102
Баллиен-Бек 186, 187, 191
Баллуэкер 235—237, 251—254
Балмат 6, 17, 425, 429, 431, 433, 435, 437, 439—443, 445—452
Балмат-Корнерс 431, 433
Банкер-Хилл 411
Бассейнов и Хребтов провинция 176, 366, 534
Батл-Маунтин 308, 317
Бек-Таннел 186—188, 196, 197
Белмонт 506, 509—512
Бен-Батлер 327
Берджин 208, 211, 213, 214, 216, 217, 222, 224—227, 229, 230
Берк 414, 416
Берра-Берра 570, 573, 576
Биг-Бьютт, гора 516
Биг-Коттонвуд 257, 260, 261, 264, 268
— каньон 259, 263
Билгарц 97, 98
Бингем, каньон 367
Бирюзовая гора 585, 588, 593
Блайнд-Маунтин, горы 354
Блубелл 201
Блу-Берд 486
Блу-Гус 90
Блэк-Бир 411
Блэк-Джэк 186
Блэк-Метал 349, 352
Блэк-Принс 346
Бойд 570, 571, 573, 578—580
Болд-Маунтин, гора 634—636
Болтик 462, 473, 479
Большое Соленое озеро 367
Большой Бассейн 232, 344
Бонн-Терр 44, 70, 77
Босс-Твид 186, 195
Бристол, хр. 338, 341, 344, 346
Британская Колумбия, провинция 405
Броквилл 427
Бруклин 369
Бьютт 6, 202, 255, 418, 482, 485, 486, 491, 494, 503, 505, 526, 527, 544

Вайоминг, штат 5
Вайоминг-Валли 329
Вашингтон, гора 342
Верхнее озеро 5, 457, 460, 462, 468, 472, 476, 477, 479, 602—606, 626
Верхнемиссисипская долина 6, 11, 12, 14, 19, 27, 29, 35
Вибурнум 76, 78
Вибурнум-Лид-Белт 48, 74, 76
Виктор 186, 195
Виктория 132, 136, 186, 192, 193, 201, 457
Виргиния, штат 145
Висконсин, р. 11
— штат 11, 13, 16, 19, 20, 22, 23, 29, 34, 35, 39, 460, 604, 605
Восточный Тинтик, горы 206, 211, 220, 225, 229, 230

Гагнон 510
Галина 411
Ганнисон, р. 385
Гилмен 6, 296, 298, 304, 308—310, 313—320, 323, 335
Гленвилл 19
Годива 186, 195, 198, 200
Голд-Кинг 392
Голд-Хантер 411, 416
Голд-Чиф 344
Голконда 411
Горе, хр. 314
Гранд-Сентрал 186, 191—194, 198, 199, 201
Граунд-Хог 255, 326, 327, 332
Грейт-Смоки-Маунтинс 561
Гросс-Пик, гора 585, 588, 593
Гудспрингс 38

Дагаут-Таннел 237
Даймонд 235, 237, 238, 247, 253
Даймонд-Таннел 237
Дактаун 6, 560—563, 566, 567, 575
Дандерберг 237, 238, 253, 254
Дейвидсон-Блэк 350
Дейвис-Дирдорф 126, 129, 136
Дейзи 120, 121
Дейли-Джадж 264, 271, 274, 276
Дейли-Уэст 271, 274—277
Делавэр 89
Денвер 308
Дерньер 509, 510
Джадж 275, 277
Джем 411, 419
Джемини 186, 187, 191, 199, 201, 202
Джефферсон-Сити 6, 165—172, 175
Джо-Дейли 186, 203
Джоплин 69, 84, 85, 87—90, 103, 104, 108
Джорджия, штат 560, 583
Джорджтаун 255
Джупитер, хр. 263
Джэкраббит 341, 347, 354
Дин-Крик, хр. 206
Дрэгон 186, 196, 203
Дуглас 411
Дуранго 389

Зулу, каньон 238

Игл 201, 308, 311—313, 316, 319, 322—324, 329, 333—335
— округ 308, 309
— р. 308
Игл-энд-Блубелл 186
Идарадо 392, 401
Или-Валли 344, 351, 357
Иллинойс, штат 6, 11, 14, 17, 19, 29, 38, 47, 114—121, 123, 124, 128, 132, 134, 140, 141, 142
Индепенденс 212
Индиан-Крик 48, 69—71
Интерстейт-Коллахан 419
Ирландия, о-в 471
Исландия, о-в 471
Ист-Грин 136, 138
Ист-Теннесси 570, 577
Итака-Пик, гора 585, 588, 593, 594, 596—598

Кальенте 342
Калюмет 457, 460, 462, 463, 473, 603
Канзас, штат 47, 80, 87—90, 102
Карбонейт-Хилл 291, 411
Кариса 186, 195, 199
Карлайл 411
Карсвилл 121
Кейв-ин-Рок 29, 121, 122, 129, 131—133, 139—141
Кейслтон 338, 341—343, 345—347, 349, 350, 352, 355, 356
Келлогг 419, 431
Кентукки, штат 6, 17, 38, 114, 115, 117, 119—121, 123—125, 128, 134, 140—142
Кер-д'Ален 6, 403—409, 411, 412, 413, 415, 418—421
Кивино, п-ов 457, 602, 605
Кимберли 405
Кингмен 585
Кирсарж 462
Колловей 565, 566, 569—571, 573, 581—583
Колорадо, плато 36, 535, 585, 598
— р. 338, 344
— штат 5, 22, 38, 132, 202, 255, 283, 286—288, 290, 304, 305, 308, 309, 313, 314, 318, 385, 386, 389, 420
Комбайнд 373
Комбайнд-Металс 374
Комет 346, 347
Кондор, каньон 342
Конституюшн 411
Коппер-Лиф 212
Коппер-Ридж 168, 172
— хр. 460
Корд 292, 294
Коттонвуд 259
Кресент 263, 411
— хр. 262
Кристал 126, 136, 138
Куинси 462, 463, 467, 469, 472, 474
Кэмп-Берд 392

Лаврентия, плато 427
Лаймстон, горы 464
Лаки-Фрайди 411, 412
Ламотт 42, 46, 48, 51, 69, 74, 76, 78
Ла-Плата 389
— горы 393, 394
Ларк 363, 365, 367, 369, 377, 379, 380
Ледвилл 6, 38, 132, 254, 283—293, 296—298, 300, 303—305, 308, 313—320, 420
Ледвуд 58, 67, 70, 74, 75
Лед-Хилл 126, 129, 131
Лейк-Сити 386, 390, 391, 394
Ленсинг 23
Леонард 488, 495, 502, 506—511, 515—517, 525, 526
Лид-Белт 46, 47, 51, 53, 56, 65, 66, 69, 78
Линкольн 108
Ловер-Маммот 186, 192
Лонг, хр. 179
Лондон 570, 577
Лотон 90
Лоуэр-Бингем 361, 378
Лумиз 425

Магма 6, 530, 532, 533, 537, 539—541, 544—546, 549, 550, 552, 553, 556, 557
Мадисон 11
Майами 540, 557
Мак-Илхон 35
Маллоритаун 427
Мак-Фадден 341
Маммот 186, 187, 192, 193, 200
Марри 414
Марта-Вашингтон 186, 196
Мартин, хр. 588
Маскот 6, 165—170, 172, 175
Маунтин-Вью 517
Маунтин-Кон 491, 493, 494, 509—511, 515, 524, 526
Маунтин-Сити 6, 628—632, 634—636, 638, 639, 641—645
Медоу-Валли, р. 338, 344

Мей-Дей 186, 198, 200
Мейфлауэр 257, 259, 260, 270, 271
Меллен 604
Минерал-Парк 6, 585—588, 591, 593, 596, 598
Минерал-Пойнт 13, 35, 239
Минерал-Хилл, возв. 239
Минерва 126, 127, 137, 138
Миннесота, штат 13, 460, 461
Миссисипи, р. 20, 71, 117, 119
Миссури, штат 6, 42, 43, 46—48, 58, 64, 65, 69, 72—74, 76, 78, 80, 82, 84—86, 88, 90, 92, 103
Мичиган, штат 6, 457, 460, 461, 472, 602, 604, 605
Монетта 89
Монтана, штат 182, 202, 405, 413, 418, 482, 483, 504, 544
Морнинг 410, 411
Москито, хр. 283, 287
Мохаве, графство 585
Мэрион 125

Найнмайл 416
Невада, штат 5, 38, 177, 232, 237, 238, 240, 254, 338, 628, 635
Нешенл 411, 413
Нидл-Маунтинс, горы 385, 386, 390, 391
Ноб 566
Новая Зеландия 471, 472
Ноксвилл 165
Нонсач 621, 624
Норт-Грин 137, 138
Нортерн-Спай 186, 195
Норт-Лили 212—221, 225
Норт-Стар 186, 195
Нью-Джерси, штат 169
Нью-Йорк, штат 111, 423, 427
Нью-Маркет 165
Нью-Мексико, штат 254, 389
Ньютон, округ 89, 90
Ньютон-Майн 644

Ови 329
Огайо, р. 121
Окаки 644
Окверр, горный массив 364, 366, 367
Оклахома, штат 80, 87—89, 91
Оксфорд 122, 136
Олд-Джим 124, 125, 140
Олд-Лид-Белт 42, 46, 48—50, 57, 63—66, 74, 76
Онтарио 259, 260, 262, 266, 268, 270, 271, 274, 280, 282
— пров. 437
Онтонагон, графство 469
Опохонга 186, 192
Ориджинел 509
Ор-Ноб 575
Остинвилл 6, 145—153, 155, 157, 159—163
Оттава, округ 88, 89, 91
Оуайхи, р. 629—635
— территория 630, 631, 633

Пайн-Валли 239
Пайн-Крик 413, 414
Пайн-Мартин 327
Пан-Американ 341, 346, 352, 356
Пандо 314
Парк-Сити 6, 257, 258, 260, 261, 263—265, 269, 270, 274, 281, 282
Патрик 125, 127, 140
Патсуилл 629, 630
Пейдж 411, 416
Пикетпост, гора 538
Пинкхем 596
Пионир 534
Пиоч 6, 338—342, 345, 347, 348, 354, 355
Пиоч-Хилс, горы 338, 341, 344, 345
Питсмонт 511
Пичер-Филд 80, 83—85, 87, 89—91, 93—95, 97, 99, 100, 103—108, 110, 111
Платвилл 29
Плутус 186, 194
Полар-Роки-Пойнт 327
Поркьюпайн, горы 460, 461, 602—606, 608, 612, 615, 623
Потоси 16
Преск-Айл 603, 604, 615, 623
Принс 338, 341—344, 346—349, 351, 352, 355, 356
Прнор 89
Проспект-Ридж, гряда 232, 235, 236, 238, 239

Рампарт, горы 516
Рансома, горная пров. 535
Рарус 502
Ред-Маунтин 394
Ред-Роуз 186, 195
Рейндер-Куин 411
Рекс 411, 418
Ресаррекшн 292—294, 297, 303
Ридж-энд-Валли 186, 191
Рико 389, 393, 394
Ричмонд 237, 241, 243
Родхем 22
Розиклэр 120, 121, 123, 125, 134
Ройал 108
Роки-Валли 166, 168
Роки-Пойнт 326, 327
Рок-Хилл 292
Руби 195
Руби-Хилл 232, 233, 235, 236, 238, 240, 243, 246—248, 250, 251, 253—255

Савач, хр. 308, 312, 314, 315
Саксесс 411, 419
Салвадор 186
Санбим 186, 195, 203
Сан-Луис, высокогорная страна 389
Саннисайд 392
Сансет-Лиз 411, 418
Сансет-Минералс 411
Санта-Рита 254, 255
Сан-Хуан, горы 6, 22, 385, 386, 389, 393
Саншайн 405, 411, 414
Саут-Айбекс 294
Саут-Стандарт 212
Святого Лаврентия, река 423, 427
Севир, горный пояс 182, 183
Сен-Луис 99
Сентенниал-Юрика 186, 187, 191, 199
Сентрал-Сити 255
Сент-Франсуа, горы 42, 48, 50

Сербет, горы 585, 598
Сидней 411
Силвер-Кинг 264, 268, 274, 277, 278, 537, 540, 557
Силвер-Коннор 253
Силвер-Лейк 392
Силвер-Саммит 411, 414
Силвертон 390, 391, 394, 395
Силвия-Лейк 423, 433
Силуриан 329
Сиу 186, 187
Скалистые горы 290, 482
Скейлс-Маунд 19
Смитфилд 90
Снейк-Крик, каньон 263
Сноусторм 411, 413
Солт-Лейк-Сити 176, 358
Солтон-Си 478
Спрингфилд 80, 84
Стампид-Гап 348, 349, 354
Стар 410
Стьюард 491, 494, 509, 510, 516
Суитуотер 172
Суонси 179, 190
Сьерра-Невада, горы 344
Сьюпириор 537—539, 555, 557

Тайгер-Пурман 411
Таксон 202, 294
Тамарак 411, 419
Телеграф 382
Теллурайд 397
Теннесси, штат 165, 168, 169, 172, 173, 560
Терри-Таннел 392
Тинтик 23, 38, 176, 179, 180, 182, 183, 186—188, 191, 192, 197—203, 205, 206, 214
Тинтик-Стандарт 208, 211, 213, 216—222, 226, 227
Тип-Кап 318
Типтон-Форд 89, 90
Торонто 91
Трамвей 495, 506, 507, 515
Трикси 212
Тринити, округ 644

Уайткеп 292
Уайт-Пайн 6, 461, 602—608, 610—613, 615, 619—621, 624, 626
Уибер, каньон 261
Уильямсберг 251, 252, 254
Уиндфолл 235, 237, 238, 250, 254
Ундине 186, 196, 203
Уоллас 403
Уосатч, хр. 177, 206, 257, 269
Уотер-Лилли 212
Урал, горы 644
Урей 386, 389—394
Уэббер 106, 107
Уэльва, пров. 643
Уэствуд 169
Уэст-Грин 126, 127, 136

Фернас-Крик 76
Фест-Нешнал 329
Фиерро 254
Филиппины, о-ва 644
Филипсберг 405
Финикс 530
Фиш-Криу, хр. 232
Флат-Гап 168, 172
Флат-Ривер 47, 67, 70, 75
Флорида, п-ов 172
Фолл-Бранч 172
Фрайер-Хилл 292
Фриско 411, 418
Фронтенак 437
Фэд 237
Фэрвью 120, 121

Хайленд 34
— хр. 338, 341, 344, 346
Хайленд-Бой 362, 368, 370, 373, 375—378, 380—383
Хай-Ор 498
Хамбаг 195
Хамберг 237
Ханкок 461, 605
Хановер 254
Хатсон 124, 125, 140
Хейден-Крик 51, 52, 66
Хекли 411
Хенкок 22
Хенриетта 329
Херкулес 411, 414, 419
Херли-Проспект 354, 355
Хилл 127, 129, 137, 138
Хилсайд 121, 125, 128, 348
Хиот 425
Хлорайд 585
Холли 235, 237, 251—254
Холлоу 195
Хоменсвилл 214
Хорн-Силвер 329
Хусак 235, 237

Цума 212

Чампион 327, 468
Чероки 570, 578, 580, 581
Честер 87
Чиф 186, 187, 198—202
— хр. 342, 344

Шалсберг 22
Шанандо 392
Шерли-Палмер 48
Шерман 411, 414
Шипрок, горы 177

Эберле 34
Эвергрин 469
Эдуардс 6, 423, 425—429, 431, 433, 434, 437, 441—443, 447, 449, 451, 452
Эйпекс-Стандарт 214, 216
Экселсиор 235, 237, 238
Элмер-Рей 186, 195
Эминенс 46
Эмма 498
Эргани-Маден 645

Юба-Дайк 347
Южная Дакота, штат 5

Юинта, горы 257
Юкатан, п-ов 172
Юрика 6, 176, 177, 184, 232, 233, 235, 237—240, 247, 254—256, 397, 566, 570, 571, 578, 579
Юрика-Галш 182
Юрика-Лилли 212, 215—217, 220
Юрика-Стандарт 212, 214, 216, 222
Юрика-Хилл 186, 198, 201
Юта, штат 5, 23, 38, 176, 177, 208, 211, 230, 246, 254, 257, 258, 260, 358
Юта-Апекс 363, 368, 370, 373, 375—378, 380, 381
Юта-Делавэр 363
Юта-Металс 363, 368, 372—374

Як-Таннел 303
Ямпа 362
Янг 165

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 5

Часть I

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СВИНЦА И ЦИНКА

1. А. В. Хейл. **Месторождения цветных металлов Верхнемиссисипской долины.** *Перевод Е. П. Малиновского* 11
2. Ф. Г. Снайдер, П. Э. Гердеман. **Геология свинцовых месторождений юго-восточной части штата Миссури.** *Перевод В. Н. Дубровского* 42
3. Д. К. Броки, Э. Г. Хейр, П. Р. Дингес. **Геология и рудные месторождения района Три-Стейт (штаты Миссури, Канзас и Оклахома).** *Перевод В. Н. Дубровского* 80
4. Р. М. Греган, Дж. К. Бредбери. **Флюоритово-полиметаллические месторождения рудного района Иллинойс — Кентукки.** *Перевод А. А. Пэка* . 114
5. У. Х. Браун, Э. Н. Вейнберг. **Геология рудного района Остинвилл Айванхо, штат Виргиния.** *Перевод В. Н. Дубровского* 145
6. Дж. Крауфорд, А. Д. Хогланд. **Цинковые месторождения рудного района Маскот — Джефферсон-Сити в штате Теннесси.** *Перевод А. А. Пэка* . 165
7. Х. Т. Моррис. **Рудный район Центральный Тинтик, штат Юта.** *Перевод В. Н. Дубровского* 176
8. У. М. Шепард, Х. Т. Моррис, Д. Р. Кук. **Геология и рудные месторождения района Восточный Тинтик, штат Юта.** *Перевод В. Н. Дубровского* 208
9. Т. Б. Нолан, Р. Н. Хант. **Рудный район Юрика в штате Невада.** *Перевод А. А. Пэка* 232
10. М. П. Барнс, Дж. Н. Саймос. **Рудные месторождения района Парк-Сити, включая рудное тело Мейфлауэр.** *Перевод В. Н. Дубровского* 257
11. О. Тверто. **Рудный район Ледвилл в штате Колорадо.** *Перевод А. А. Пэка* . 283
12. Р. Е. Радабаух, Дж. С. Мерчант, Дж. Браун. **Геологическое строение и рудные месторождения района Гилмен (Ред-Клифф, Батл-Маунтин) в округе Игл, штат Колорадо.** *Перевод А. А. Пэка* 308
13. П. Геммил. **Геология рудных месторождений района Пиоч, штат Невада.** *Перевод В. Н. Дубровского* 338
14. Р. Д. Рубрайт, О. Дж. Харт. **Полиметаллические руды района Бингем, штат Юта.** *Перевод Е. П. Малиновского* 358
15. У. С. Бербанк, Р. Дж. Людке. **Геология и рудные месторождения западной части гор Сан-Хуан, штат Колорадо.** *Перевод Е. П. Малиновского* 385
16. С. У. Хоббс, В. С. Фриклунд мл. **Рудный район Кер-д'Ален, штат Айдахо.** *Перевод Е. П. Малиновского* 403
17. Э. Р. Ли, Д. Б. Дилл мл. **Цинковые месторождения района Балмат — Эдуардс, штат Нью-Йорк.** *Перевод В. Н. Дубровского* 423

Часть II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

18. У. С. Уайт. **Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган.** *Перевод Е. П. Малиновского* 457

19. Ч. Мейер, Э. Ши, Ч. Годдард мл. и др. **Рудные месторождения района Бьютт в Монтане.** *Перевод Е. П. Малиновского* 482

20. Д. Ф. Хеммер, Д. У. Петерсон. **Геология месторождения Магма в Аризоне.** *Перевод Е. П. Малиновского* 530

21. М. Маги. **Геология и рудные месторождения района Дактаун в штате Теннесси.** *Перевод А. А. Пэка* 560

22. Дж. Дж. Эйдел, Дж. Е. Фрост, Д. М. Клиппингер. **Медно-молибденовое оруденение около Минерал-Парк, графство Мохаве, Аризона.** *Перевод Е. П. Малиновского* 585

23. К. О. Энсайн мл., У. С. Уайт, Дж. К. Райт, Дж. А. Патрик, Р. Дж. Леон, Д. Дж. Хатуэй, Дж. У. Треммел, Дж. Фритц, Т. Л. Райт. **Медные месторождения Уайт-Пайн в сланцах Нонсач, штат Мичиган.** *Перевод Е. П. Малиновского* 602

24. Р. Р. Котс, Э. К. Стефенс. **Медное месторождение района Маунтин-Сити, округ Элко, штат Невада.** *Перевод А. А. Пэка* 628

Указатель стратиграфических подразделений, месторождений и тектонических структур 647

Указатель географических названий 654

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

т. 42

Рудные месторождения США, том I

Редактор Г. РОМАНОВИЧ

Художественный редактор В. Варлашин *Технический редактор Н. Иовлева*

Сдано в набор 31/VIII 1971 г. Подписано к печати 18/I 1972 г. Бумага № 1 70×108¹/₁₆ = = 20,63 бум. л. 57,75 печ. л. Уч.-изд. л. 59,68. Изд. № 5/5676. Цена 6 р. 37 к. Зак. 1092

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР» Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 16 Главполиграфпрома Комитета по печати при Совете Министров СССР Москва, Трехпрудный пер., 9

76