

гр. 60к.

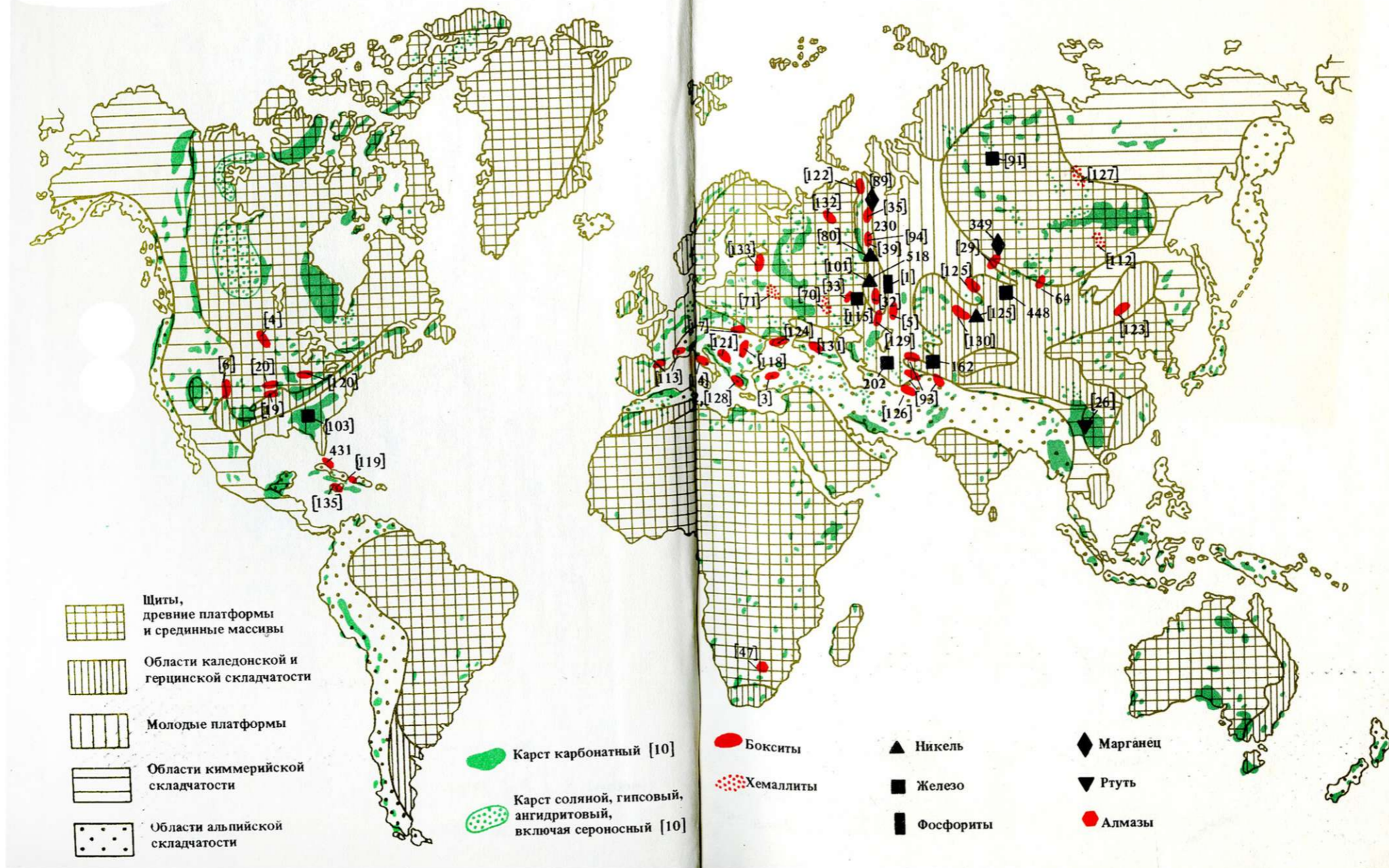
КАРСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Э. И. Кутырев, Б. М. Михайлов,
Ю. С. Ляхницкий

КАРСТОВЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ

НЕДРА

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЭКЗОКАРСТА И СВЯЗАННОГО С НИМ ОРУДЕНЕНИЯ



Э. И. Кутырев, Б. М. Михайлов,
Ю. С. Ляхницкий

КАРСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ



Ленинград
«Недра»
Ленинградское отделение
1989

ББК 26.325
К95
УДК 553 : 556.332.46

Рецензент канд. геол.-минерал. наук А. И. Пертель (ЛГИ).

КАРСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Кутырев Э. И., Михайлов Б. М., Ляхницкий Ю. С.
К95 Карстовые месторождения.— Л.: Недра, 1989.— 311 с.: ил.
ISBN 5—247—00975—4

Приведена классификация карстовых месторождений и рудных полей по морфогенетическому и формационно-отраслевому принципу. Охарактеризованы вещественный состав, структурно-текстурные особенности руд, морфология залежей и их систем, закономерности формирования и размещения карстовых полостей и рудных залежей. Сформулированы региональные, средне- и крупномасштабные факторы и критерии прогнозирования территории на карстовое оруденение.

Для геологов, занимающихся поисками, разведкой, изучением и прогнозированием месторождений полезных ископаемых.

К 1804060100—331 110—89
043(01)—89

ISBN 5—247—00975—4

© Издательство «Недра», 1989

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга является результатом систематизации материалов по строению, условиям образования, закономерностям размещения и критериям прогноза карстовых месторождений (в широком значении этого термина).

Потребность в таком обобщении связана не только с чрезвычайной краткостью изложения материалов по карсту в учебных пособиях и научных работах геологического содержания. Понятие о карсте складывалось и развивалось прежде всего как о близповерхностном явлении. Карст привлекал внимание геологов лишь постольку, поскольку с ним связаны некоторые экзогенные месторождения. Спелеологи и карстоведы, изучающие пещерный карст (то есть доступный для наблюдения человеком), в значительной мере способствовали укоренению взглядов на карст как на явление гипергенеза, и в этом одностороннем смысле он и вошел в геологическую литературу. Попытки привлечь поверхностный карст для построения модели стратиформного свинцово-цинкового оруденения в США, Средиземноморье и некоторых других регионах столкнулись с непреодолимыми трудностями. Стало неясно, вносит ли понятие о карсте в учение о месторождениях позитивных моментов больше, чем неопределенностей. С другой стороны, представление о глубинном гидротермальном карсте, развивающемся не сверху вниз, а снизу вверх, введенное в научный обиход едва ли не 100 лет назад, как ни странно, оказалось меньше всего известно геологам и до последнего десятилетия вообще не использовалось в металлогении.

Карст интересен не только как малоизученное явление природы. С ним связано новое направление исследований и в литологии, и в геологии твердых, жидких и газообразных полезных ископаемых. Долгое время остававшийся незамеченным металлогенистами, в настоящее время карст привлекает к себе все большее внимание, и особенно те его стороны, которые не укладываются в рамки традиционных металлогенических концепций. Поясним сказанное.

Особый интерес литологов к карсту обусловлен тем, что карстогенные породы и парагенерации горных пород эпигенетически «вкладываются» в стратифицированные формации, как бы «прорастают» их. Даже в сугубо стратиформном варианте карстовый литогенез осуществляется приращением тел не снизу вверх, как при седиментации в водных бассейнах, а наоборот, сверху вниз — по схеме метасоматического замещения (например, при образовании бокситов, «железных шляп») или сразу по всему объему карсту ющегося массива. Для таких образований понятия «низ» и «верх» пласта уже не гомологичны понятиям «раньше» и «позже». Это особенность пространственно-временной корреляции карстогенных осадков и вмещающей среды, не существующая для кластогенных и хемогенных аквальных отложений, в литологии карста превращается в серьезную научную проблему.

Допустимо ли при определении типа карстогенной породы употреблять такие термины, как «аллювий», «делювий», «иллювий»? Использование в формационном, литолого-фациальном, палеогеографическом анализе так называемых «внутриформационных конгломератов», «склоновых брекчий рифов», «прослоев косослоистых аллювиальных песчаников среди карбонатных толщ» способно далеко увести от понимания истинного тектонического режима и фациальных условий осадконакопления и внести путаницу в определение видовой принадлежности стратифицированных формаций, коль скоро не доказана некарстовая природа перечисленных выше образований. Таким образом, профессиональный интерес литологов к карсту связан с совершенно особой группой осадков и горных пород карста, из которых далеко не все нашли должное место в классификациях.

В области геологии месторождений полезных ископаемых с карстом, во-первых, связан вопрос хронологических взаимоотношений руды и рудовмещающей формации. Руды в карстовых полостях в ряде случаев не отличаются по структурно-текстурным признакам от отложений озер, зон спокойной седиментации морей, от аллювиальных отложений, хотя руды моложе вышележащих (в разрезе) пластов на десятки и сотни миллионов лет. В этом — принципиальное отличие карстовых руд от стратифицированных.

Во-вторых, карст (в холодном или горячем варианте), как правило, добавляет к обычным секущим рудоконтролирующим элементам структур жильных рудных полей «согласную» составляющую — послойные рудные тела или залежи, согласные с эрозивной поверхностью, что резко меняет в лучшую сторону промышленные параметры месторождений. Таким образом, без специальных исследований палеокарста сведения о структурах рудных полей и месторождений могут оказываться неполными, искажающими их перспективы.

Не менее важное значение имеет исследование карста для металлогении и прогнозной оценки территорий, чему будут приведены примеры.

Наконец, карстовые системы различного ранга необходимо рассматривать как естественные, доступные модели многих других, еще не понятых явлений в литосфере, связанных не только с образованием горных пород, но и с их плавлением, дроблением и подземной транспортировкой кластического материала, что ведет к образованию полостей и камер, к последующим интрузиям и интрузиям блоков пород и магм в освобождающееся пространство.

Завершая перечень вопросов, нельзя не упомянуть и то, что изучение карстовых месторождений, структур рудных полей, районов, металлогенических зон с карстовыми месторождениями проливает свет и на саму проблему формирования карста, многие аспекты которой продолжают оставаться дискуссионными. К числу таких спорных вопросов относятся не только детали, но и принципы карстообразования. Геологический материал добавляет тот фактографический низ (в буквальном смысле) карстовых систем, который недоступен прямым наблюдениям геоморфологов, спелеологов, карстоведов, гидрогеологов.

До сих пор нет однозначных доказательных моделей эволюции карстовых систем хотя бы в общем виде; неясно, зарождаются и развиваются полости или только во фреатической зоне (по схеме В. Вайта [1960 г.], З. Вуйчика и др. [1966 г.]), или только в вадозной зоне (как в схеме Д. Гарднера [1935 г.]), или в той и другой зонах, последовательно либо одновременно.

Спелеокарст есть лишь один из видов карста, при этом наименее интересный для геологов. А если говорить точнее, спелеокарст в общем случае есть сравнительно хорошо изученная верхняя часть карстовых систем, нижняя, наиболее интересная часть которых уже лет сто изучается геологами, не подозревающими о том, что они изучают не «послойные тектонические зоны дробления», «тектонические брекчии», а палеокарст. Не знают этого, очевидно, и карстоведы.

Но дело не в названиях. По существу, разработка проблем карста во всем многообразии, начиная от морфологии поверхностных и подземных полостей, литологии карста, фациальной зональности и морфоструктуры карстовых систем, структурно-гидродинамических их моделей, состава и минерально-геохимической зональности карстоворудных месторождений и кончая закономерностями формирования и размещения карста и карстовых месторождений, — все это в итоге имеет главную практическую цель: сформулировать критерии прогнозной оценки территорий на карстовые месторождения, научиться находить локальные перспективные участки, надежно оценивать ожидаемые параметры оруденения. В этом авторы видят главную задачу своей работы.

Как и в основных своих предыдущих исследованиях, авторы стремились придерживаться структурно-вещественного подхода к изучению закономерностей формирования, размещения и прогнозирования карстовых месторождений, то есть в первую очередь устанавливать связи рудного вещества с составом, строением и струк-

турными характеристиками рудовмещающей среды, под которой на различных стадиях исследования понимается стратифицированная формация, формационный ритм, комплекс, слой коры, блок коры, серия блоков, геотектоническая система.

Предваряя неизбежные дискуссии по перечисленным вопросам, считаем полезным привести определения основных понятий карста как по литературным источникам (со ссылками на них), так и нашей трактовке.

Словарь карста, часть I, разделы «Сурьма и ртуть», «Уран», «Флюорит, барит, целестин», «Исландский шпат», «Малахит», «Свинцовый блеск», «Цинк» — Э. И. Кутыревым и Ю. С. Ляхницким; «Свинец и цинк» — Э. И. Кутыревым при участии Ю. С. Ляхницкого; «Алюминий», «Никель», «Марганец», «Железо», «Фосфориты» — Б. М. Михайловым; предисловие, введение, заключение, остальные разделы части II и часть III — Э. И. Кутыревым.

СЛОВАРЬ КАРСТА

Амфитеатр — плоскосимметричная подземная карстовая полость, горизонтальная или пологонаклонная, имеющая форму лежащего диска, с расстоянием между полом и потолком более 3 м.

Анфилада — система карстовых камер, ротонд, соединенных ходами, шахтами, залами.

Блюдце — внешняя ванновая форма карста [56] диаметром от 0,6 до 50 м (редко больше; отношение глубины к среднему диаметру меньше 1/10 [Ступишин А. В., 1967 г.]; нечетко выраженная мелкая воронка [10]).

Воклюз — карстовый источник, напорный, обладающий большим дебитом, непрерывающимся стоком в период маловодья (описан впервые во Франции в районе Воклюз).

Воронка — внешняя ванновая форма карста [56]; отношение глубины к среднему диаметру от 1/3 до 1/10 [Ступишин А. В., 1967 г.]; поверхностная полость карста, глубина которой меньше ее диаметра, изменяющегося от первых метров до многих десятков метров; генетические разновидности воронок: поверхностного выщелачивания (коррозионные), провальные (гравитационные), просасывания (коррозионно-суффозионные) [10].

Галерея — сильно вытянутая в плане карстовая полость [56]; осесимметричная подземная карстовая полость, горизонтальная или пологонаклонная, каплевидного сечения, в основании от 0,3 до 3 м.

Гидротермокарст — карст, образованный восходящими термальными водами [32; Dublyanskiy V. N., 1980 г.]; карст, формирующийся термальными (60 °С) водами и газами; синоним — эндокарст.

Грифон — выход подземной воды из водоносной породы сосредоточенной струей, воздымающейся выше поверхности земли или дна водоема [Геол. словарь, 1973 г.].

Грот (синоним ниша) — почти изометричная или слабо вытянутая форма с примерно равными отношениями размеров по трем измерениям [56]; полость поверхностного карста, имеющего вход сбоку.

Гуры — кальцитовые плотины в карстовых пещерах, на выступах дна в русле потока или перегородывающие всю пещерную галерею [Максимович Г. Д., 1971 г.].

Диск — плоскосимметричная подземная карстовая полость в форме диска, стоящего на ребре, вертикальная или крутонаклонная, с расстоянием между стенками более 3 м.

Долина подземная — осесимметричная горизонтальная или пологонаклонная подземная карстовая полость, эллиптического или близкого к прямоугольному сечения, с размером по короткой оси более 3 м.

Желоб — карстовый ров глубиной первые метры.

Зал — осесимметричная (удлиненная) подземная карстовая полость, горизонтальная или пологонаклонная, близкого к округлому сечения, с диаметром более 3 м.

Зал обвальный — карстовый зал, сформированный в результате вывалов из потолка и стенок обломков горных пород и их частичного разрушения (растворения).

Занавес — совокупность полностью или частично сросшихся натечно-капельных форм (сталактитов, сталагмитов, сталагнатов), имеющая форму водопада.

Западина — нечетко выраженная мелкая карстовая воронка.

Инфлювий — нерастворимый остаток карбонатных пород; скопления нерастворимых остатков карстующихся пород, испытавшие в процессе накопления местное переотложение, засоренные веществами, осажденными из инфильтрационных вод, а также обломками коренной породы [56]; нерастворимые остатки карстующихся пород, испытавшие прессовку, относительно малозасоренные биогенным и эригенным материалом [56].

Каверна — центрально-симметричная подземная карстовая полость диаметром до 0,3 м.

Каличе — пористая туфоподобная корка карбонатов, обычно кальцита, иногда с примесью доломита [56].

Камера — подземная центрально-симметричная карстовая полость диаметром 0,3—3 м.

Камин — узкий проходимый колодец шириной 0,3—1,5 м (спортивный термин).

Каньон подземный — осесимметричная подземная карстовая полость каплевидного сечения, расстояние между стенками более 3 м.

Карман — наклонное или вертикальное ограниченное снизу углубление, осаживающее рельеф более крупной карстовой полости (щели, трубы, хода, зала и т. д.).

Карры — системы гребешков, выступов, разделенных прихотливо ветвящимися желобками; возникают на поверхности растворимых пород в результате действия стекающих струй воды [Геол. словарь, 1973 г.], характеризуют начальную стадию развития карста [Зайцев И. К., 1940 г.]; формы, возникающие на поверхности растворимой горной породы под почвенно-растительным покровом, впоследствии исчезающим; морфологически подразделяются на желобковые, тенные, лунковые, бороздчатые, меандровые, трещинные, структурные [10]; глубина желобков относительно вершин гребней от 1 до 10 см, редко до 1 м; в испорном состоянии могут быть приняты за знаки ряби волнения.

Карст — разнообразные впадины, полости и другие поверхностные или подземные формы и аккумулятивные образования, возникшие в результате растворения горных пород водой [Короткевич Г. В., 1979 г.]; совокупность форм избирательного разрушения скальных или полускальных пород, сложенных (целиком или частично) конгруэнтно растворимыми в природных водах минералами [56]; совокупность явлений, связанных с деятельностью воды (поверхностной и подземной) и выражающихся в растворении горных пород и образовании в них пустот разного размера и формы; комплекс своеобразных форм рельефа, возникающих в местностях, сложенных сравнительно легко растворимыми горными породами — гипсами, известняками, доломитами и каменной солью [Геол. словарь, 1973 г.]; комплекс особых форм рельефа, обусловленный специфическим внутренним строением массивов легко растворимых горных пород (соль, гипс, известняк, доломит), возникший в ходе и в результате растворения пород, формирования полостей разного размера, обрушения, метасоматического замещения, перемещения материала водой и газами атмосферного либо глубинного происхождения, поступающими в массив сверху вниз и по латерали (экзокарст) или снизу вверх и по латерали (эндокарст).

Карст горячий — синоним гидротермокарста, эндокарста.

Карст поверхностный — совокупность карстовых микро- и макроформ рельефа, полостей, открывающихся на земную поверхность и имеющих глубину меньшую, чем ширина; различают следующие поверхностные формы карста: карры, желоба, гроты, воронки, блюдца, западины, котловины, поля, останцы [10].

Карст погребенный — карстовые полости, системы; карстогенные тела, обнаруживаемые в геологических разрезах и скважинах, но ни в рельефе земной поверхности, ни в ландшафте почти не отражающиеся [Гвоздецкий Н. А., 1972 г.].

Карст подземный (глубинный) — совокупность подземных карстовых полостей и их кольматолитов, включая полости, имеющие выход на земную поверхность.

Карст покрытый — подземные формы, фиксируемые по кровле карстующихся пород и характеру заполняющих отложений, но не отражающиеся адекватно в рельефе [56].

Карст холодный — карст, формирующийся в зоне гипергенеза атмосферными и грунтовыми водами с температурой ниже 20 °С, перемещающимися сверху вниз и по горизонтали.

Карстификация (карстообразование) — интегральный собирательный процесс — следствие взаимосвязанного воздействия на минералы породы конгруэнтного растворения и механического разрушения; специфику процесса определяют конгруэнтное растворение, так как оно выступает инициирующим процессом, подготавливая условия для эрозии и суффозии [56]; последовательный процесс химического растворения (коррозии), механического разрушения (эрозии), формирования наземных и подземных полостей, гравитационного обрушения, переноса химического и механического осадка вещества горных пород водами и газами.

Карстовый седиментационный коллектор (КСК) — карстовая форма, фиксируемая отложениями; различаются плаще-, воронко-, колоде-, полье-, котловинно- и долинообразные и сложные морфологические виды КСК [56].

Карстосфера — прерывистая оболочка земной коры, охватывающая ареал карстующихся пород [Маруашвили Л. Н., 1969 г.]; часть литосферы, служащая ареной карстовых явлений [Максимович Г. А., 1979 г.]; излишний термин.

Колено сифонное — резко изогнутая часть карстовой трубы — основная деталь гидрогеологической системы, обеспечивающая сифонный эффект.

Колодец — замкнутая форма вертикальной ориентировки глубиной до 20 м почти вертикально вытянутая форма щелевидного, эллиптического, круглого многоугольного сечения [56]; отношение глубины к среднему диаметру больше 1/3 [Ступишин А. В., 1967 г.]; вертикальная или крутонаклонная полость [10]; канал поглощения [Цыкина Ж. Л., 1971 г.]; подземная осесимметричная вертикальная или крутонаклонная карстовая полость глубиной до 20 м близкого к округлому сечению.

Кольматация — заполнение отложениями карстовых объемов [56]; заполнение свободного пространства минеральными веществами [там же]; кольматационные отложения впервые выделены Д. С. Соколовым [1962 г.].

Кольматация карстовой полости — заполнение карстовой полости хемогенным материалом, инфлювием, гравитационно-обвальной брекчией, что нередко сопровождается сильными искажениями первичной формы полости, ее последовательным «смещением» вверх; в итоге первичные камеры преобразуются в шахтообразные тела кольматолитов, в залы, лазы, пеналы; тоннели — в призматические тела; ротонды — в цилиндрические тела.

Кольматированный тип карста — совокупность различных геологических тел, выполняющих карстовые объемы внутри карбонатных, сульфатных и других пород [56].

Кольматогенная рудная залежь — рудное скопление в полости карста.

Коридор — плоскосимметричная подземная горизонтальная или пологонаклонная карстовая полость эллиптического сечения с субвертикальной большой осью и расстоянием между стенками по малой оси от 0,3 до 3 м.

Котел водобойный — эрозийная карстовая мезоформа, углубление, образованное действием водопада.

Котел мармитовый — отрицательная эрозийная форма, ванна, возникающая в русле водотока при вращении валунов, высверливающих углубление в ложе.

Котловина — относительно крупная отрицательная форма рельефа, замкнутая или полузамкнутая, с крутыми бортами и неровным дном, в плане вытянутая, реже изометричная; преобладают формы длиной от 600 м до 1,5—2,0 км иногда площадь котловин достигает 50 км² [56]; провальное образование [Ка-

раванов К. П., 1973 г.]; сдвоенные, строенные и более сложные воронки [10]; более крупная, чем воронка, отрицательная форма карстового рельефа, образованная при слиянии нескольких воронок.

Лаз — плоскосимметричная подземная карстовая полость, горизонтальная, вертикальная или наклонная, расстояние между стенками 0,3—3 м.

Месторождение карстовое — месторождение полезного ископаемого, пространственно или генетически связанное с карстовой или закарстованной геологической формацией.

Моготе — останцовый карст с коническими и куполовидными известняковыми возвышениями (Куба).

Ниша — боковая отрицательная форма, осложняющая вертикальный или крутой склон скалы, боковую поверхность крупной полости; возникает при более интенсивном выщелачивании отдельного слоя или пачки слоев стекающей или просачивающейся водой, расширяется при абразии (на морских берегах) или гравитационных вывалах из стенок полости.

Останиец карстовый — форма реликтового тропического карста [10]; положительная форма рельефа, образованная при растворении окружающих горных пород, имеющая форму столба, конуса, башни; достигает высоты несколько сотен метров.

Палеокарст — древний карст; термином при необходимости подчеркиваются взаимоотношения во времени карстообразования и, например, перекрывающих закарстованный массив более поздних толщ.

Пенал — плоскосимметричная горизонтальная или пологонаклонная подземная карстовая полость близкого к прямоугольному сечения, расстояние между полом и потолком 0,3—3 м.

Пещера — естественная полость, доступная для человека и имеющая не освещаемую солнечным светом часть [56].

Пещерный жемчуг — карстовые известковые оолиты и пизолиты с зональным внутренним строением, с ядром из пелитоморфного карбоната или обломка породы.

Полость — карстовая форма разрушения, ограниченная снизу поверхностью аккумуляции; классы полостей: галереи, гроты, щели, колодцы [56]; элементарная форма карстовой системы с газообразным или жидким наполнителем, геометрически однородная (осесимметричная, плоскосимметричная или центрально-симметричная).

Полье — крупная котловина [Гвоздецкий Н. А., 1981 г.]; обширное замкнутое понижение, располагающееся в карстовой горной местности, обычно с крутыми склонами и плоским дном [Геол. словарь, 1973 г.].

Понор — отверстие в горных породах, поглощающее воду и отводящее ее в сторону закарстованного массива; на земной поверхности поноры выражены зияющими трещинами, дырами, колодцами; в глубине ими начинается сложная система каналов вертикальной циркуляции воды [Геол. словарь, 1973 г.].

Пропасть — комбинация естественных шахт с горизонтальными и наклонными пещерными ходами [10]; подземная осесимметричная вертикальная или крутонаклонная карстовая полость близкого к округлому сечения диаметром более 3 м.

Ров — поверхностная полость карста, глубина которой (первые десятки метров) меньше длины (многие десятки метров, до первых километров).

Ротонда — круглый в плане куполовидный зал.

Система гидродинамическая карстовая — совокупность гидродинамических зон карстового массива.

Система полостей карстовая — совокупность пространственно и структурно связанных карстовых полостей.

Сифон — изогнутая карстовая труба, обеспечивающая переток жидкости и газов, находящихся под давлением, в направлениях, не зависящих от вектора гравитационной силы.

Сталагмит — минеральное натечно-капельное образование, возникшее на дне полости или горной выработки при испарении капающего сверху раствора или при выпадении из этого раствора нерастворимого осадка от удара капли о препятствие.

Сталагнат — минеральное натечно-капельное образование, возникшее при срастании сталактита и сталагмита.

Сталактит — минеральное натечно-капельное образование в карстовой полости или в горной выработке, растущее с потолка в виде сосульки; образуется при испарении раствора, стекающего с неровностей полости, просачивающегося из осевого канала сталактита.

Сход — осесимметричная наклонная карстовая полость преимущественно округлого сечения диаметром 0,3—3 м; промежуточная форма между ходом и колодезем (шахтой).

Съезд — осесимметричная наклонная подземная карстовая полость близкого к изометричному сечению, диаметр более 3 м.

Термокарст — явление неравномерного проседания или провала почвы и подстилающих ее дисперсных горных пород в результате вытаивания подземного льда; размеры форм термокарста варьируют от нескольких метров до многих десятков метров в диаметре и от долей метра до десятков метров в глубину; термин предложен в 1932 г. М. М. Ермолаевым; о термокарсте писал М. Свининг, различавший также карст в вулканических отложениях; Н. А. Гвоздецкий считает принципиально неверным отнесение термокарста к карстовым явлениям, с чем можно согласиться.

Тоннель — осесимметричная горизонтальная или пологонаклонная подземная карстовая полость эллиптического сечения с вертикальной большой осью эллипса и расстоянием между стенками по короткой оси более 3 м.

Труба — осесимметричная горизонтальная, наклонная или вертикальная подземная карстовая полость округлого сечения диаметром 0,3 м и менее.

Форма поверхностная карстовая — карр, желоб, ров, воронка, блюдце, западина, котловина, полье, останец [10].

Форма подземная карстовая — труба, щель, каверна, ход, сход, колодез, шахта, галерея, коридор, пенал, лаз, камера, зал, съезд, пропасть, каньон, долина подземная, тоннель, диск, амфитеатр, ротонда.

Ход — осесимметричная горизонтальная или пологонаклонная подземная карстовая полость округлого сечения диаметром 0,3—3 м.

Шахта — один из видов пещер, характеризующийся вертикальной ориентировкой привходовой части [56]; вертикальная или крутонаклонная полость глубиной от 20 м до нескольких сотен метров [10]; подземная осесимметричная вертикальная или крутонаклонная карстовая полость близкого к округлому сечения диаметром 0,3—3 м, глубиной более 20 м.

Щель — подземная плоскосимметричная карстовая полость, вертикальная, наклонная или горизонтальная, с расстоянием между стенками 0,3 м и менее.

Эзокарст (синоним холодный карст) — комплекс форм рельефа, связанных с особым внутренним строением массивов легкорастворимых горных пород (соль, гипс, известняк, доломит); формируется в ходе и в результате растворения, возникновения полостей разного размера, обрушения, метасоматического замещения и перемещения материала текучей водой и газами атмосферного происхождения, поступающими в массив сверху вниз и по латерали.

Эндокарст (синоним гидротермокарст) — особый тип внутреннего строения массивов легкорастворимых горных пород (соль, гипс, известняк, доломит); возникает в ходе и в результате растворения, формирования полостей, метасоматического замещения, перемещения материала текучей водой и газами глубокого происхождения, поступающими в массив снизу вверх и по латерали.

ВВЕДЕНИЕ

К вопросу об определении карста

Один из первых исследователей карста Э. Мартель [1894 г.] определил понятием карст «явления в известняках», что нашло отражение и в работах А. А. Крубера и П. С. Шукина. Большой вклад в изучение карста в СССР внесли И. К. Зайцев [1940 г.], Д. С. Соколов [1951, 1962 гг.], Г. А. Максимович [1963 г. и др.], Н. А. Гвоздецкий [1954 г.], Б. Н. Иванов [1962 г.], И. А. Печорин [1968 г.], А. Г. Чикишев [1973, 1978 гг.], В. Н. Дублянский [1971, 1982, 1983 гг.], Р. А. Цыкин [1974 г.; 56], З. К. Тинтилов [1978 г.], Ю. Е. Лобанов [1979 г.] и многие другие. Из зарубежных исследователей кроме упомянутых выше надо отметить В. Дэвиса [1930 г.], Ф. Рудницкого [1960 г.], Х. Бока [1910 г.] и др.

К безусловно карстовым относятся явления в растворимых природными водами горных породах, из которых наиболее широко в земной коре распространены известняк, доломит, каменная и калийная соли, гипс, ангидрит. Процессы, связанные с вытаиванием льда в толще осадочных пород, называют термокарстом [Ермолаев М. М., 1932 г.]; а процессы, связанные с растворением силикатных пород и образованием полостей, — брадикарстом [10].

Понятие гидротермокарста, обязанного своим возникновением растворению горных пород горячими глубинными, а не вадозными водами, введено в науку Ван-Хайзом в 1904 г. До сих пор дискутируется целесообразность отнесения к карсту морфологически сходных явлений в глинах, лёссе, вулканических породах. Если под карстом понимается образование полостей в результате только коррозии текучими водами, то «кластокарст» и «вулканокарст» не имеют права на существование. Если же в карст включать не только коррозию, но и подземную эрозию отдельно от коррозии, и не только водами, но и другими текучими (например, магмами, а также газами), то глинистый, вулканический и ряд других видов карста получают равные права с общепринятым и наиболее широко развитым карбонатным карстом.

В. Н. Дублянский [14], проанализировав более 300 отечественных и зарубежных работ, пришел к выводу об отсутствии еди-

ного мнения о происхождении карстовых полостей: 10 % ученых считают ведущим фактором карста эрозию безнапорными или напорными водами; 20 % отдают предпочтение коррозии (нивальной, конденсационной, смешивания или биогенной); 50 % признают в качестве процессов карстообразования и коррозию, и эрозию, избегая конкретизации; 20 % полагают главной причиной обрушение сводов (например, [Максимович Г. А., 1963 г.]), раскрытие трещин [Соколов А. С., 1962 г.], микросейсмические силы приливов и отливов, деятельность воздушных потоков. Нетрудно видеть, что результат «голосования» явно склоняет в пользу правомерности отнесения к карсту подземных коррозионно-эрозионных явлений под действием любого нетвердого агента — воды, газа и магмы. Однако не будем спешить с выводами.

Определение карста

Физико-географические и геоморфологические стороны учения о карсте развивались без заметных потрясений. Первый этап, который можно назвать этапом накопления эмпирического материала по поверхностным и подземным формам карста, можно считать завершенным в 70-х годах, хотя основные представления сложились уже в 30-х годах. Первое обобщение по карсту, выполненное в СССР И. К. Зайцевым [18], не потеряло своего научного значения до сих пор.

В этот период выделены и описаны важнейшие поверхностные формы карста (карры, блюдца, желоба, рвы, поноры, воронки, западины, котловины, поля, карстовые останцы и др.); геоморфологические классы карста (горный, равнинный, коралловых островов) [Ступишин А. В., 1953 г.]; типы по составу карстующихся пород (карбонатный, соляной, гипсовый); типы по обнаженности: средиземноморский (голый), кавказский (задернованный), среднеевропейский (подэлювиальный), среднеазиатский (подвулканический), русский (закрытый), камский (подаэлювиальный) — в классификации Г. А. Максимовича [32]; погребенный (ископаемый), бронированный, покрытый, задернованный, полузадернованный, голый, останцовый, морской, карст в условиях многолетней мерзлоты — в классификации Н. А. Гвоздецкого [10].

Климатические типы карста включают полярный, умеренного климата, средиземноморский, пустынный, тропический, экваториальный и высокогорный [Шабо Г., 1925 г.; Корбель Ж., 1957 г.]. Обоснованы типы закарстованных территорий в качестве особых географических ландшафтов со следующим рядом таксономических единиц: карстовая страна — область — провинция — округ — район — подрайон — микрорайон [10].

Несколько иначе обстоит дело с изучением переходных и подземных форм карста, среди которых ведущими специалистами-карстоведами различаются главные: колодцы и пропасти [10; Иванов Б. Н., 1962 г.; Чикишев А. Г., 1973 г.; Лобанов Ю. Е., 1979 г.; Тинтилозов З. К., 1975, 1978 гг.].

Общепринятой классификации конкретных полостей нет. В работах А. Г. Чикишева [1973 г.] различаются проходы, галереи, гроты, колодцы, органичные трубы, воронки, ходы, лазы, расщелины и другие формы. По существу, этим исследователем заложены основы таксономии подземных форм карста, получившие свое дальнейшее развитие в работах Ю. С. Ляхницкого, выделившего 28 видов элементарных полостей [1975 г.], и Р. А. Цыкина [1978 г.], также обратившего внимание на то, что по существу «пещера», как правило, представляет собой совокупность элементарных полостей (систему. — Э. К.). Среди полостей Р. А. Цыкин различает горсты, ниши, галереи, колодцы, шахты, щели. Пещера состоит из одной элементарной полости или из множества их. Вместе с тем следует согласиться с В. Н. Дублянским [1982 г.], что термины «карстовая полость», «галерея», «ход», «проход», «зал», «купол», «свод» и прочие все еще находятся в свободном пользовании.

На рис. 1 приведена рациональная морфологическая классификация карстовых полостей, которую авторы, однако, публикуют в порядке обсуждения.

Накопление спелеологами подземного материала позволило подойти к решению основных генетических вопросов карстовых систем. Большой вклад в эту область внес В. Н. Дублянский [1965, 1982 гг.], с именем которого связаны фундаментальные, во многом новаторские работы последних 20 лет по глубинному карсту Кавказа, Украины и Крыма, а также по обобщению мирового опыта исследования карста. Используя в качестве главного диагностического признака различные сочетания конкретных полостей, позволяющие судить о преобладающих агентах карстообразования, и генетические представления, В. Н. Дублянский [14] выделяет три класса карстовых систем: коррозионно-гравитационный, нивально-коррозионный и коррозионно-эрозионный.

Не останавливаясь на других, более ранних или поздних, но в общих чертах сходных генетических классификациях карстовых полостей и их систем, подчеркнем, что до сих пор они носят характер вероятностного предположения и ни одну из гипотез спелеогенеза еще нельзя считать разработанной до ранга теории [14]. Основной причиной этого является, по нашему мнению, отсутствие доброкачественного материала по глубинным, обводненным частям карстовых систем, как правило, недоступным для спелеологов и карстоведов. Показательны в этом отношении названия карстовых систем, состоящие из деструктивных элементов (коррозия, эрозия), хотя геологический материал свидетельствует об обязательном участии в таких системах и конструктивных элементов.

Но еще меньше данных о гидротермокарсте (эндокарсте), практическое значение которого может быть на порядок выше в сравнении с экзокарстом. В определенной мере этот пробел устраняется начиная с конца 70-х годов привлечением материалов по палеокарсту и по месторождениям в карбонатных и галогенных формациях [5, 8, 13, 24, 56, 61—80]. В большинстве перечисленных работ карст в месторождениях (или месторождения в карсте) рассмат-

результате преобразования в континентальных условиях магматических, метаморфических и осадочных пород под влиянием различных факторов выветривания. В объеме коры выветривания кроме типичного элювия, сохранившего структурные признаки исходных пород, включены также элювиальные образования, утратившие эти признаки в результате частичного вертикального перемещения вещества в процессе выветривания (например, при выщелачивании известняков, галогенных пород), а также некоторые инфильтрационные образования.

Поскольку «частичное вертикальное перемещение вещества в процессе выветривания» свойственно именно карсту, то карсту, по данному определению коры выветривания, может считаться ее разновидностью. Такой же вывод следует из сопоставления карста с зоной гипергенеза. Если зона гипергенеза есть «верхняя часть земной коры, где господствуют низкие температуры и давления» [Перельман А. И., 1972, с. 68], то холодный карст является частью этой зоны. В то же время горячий карст к зоне гипергенеза не относится, как не принадлежит он и коре выветривания.

В ряде публикаций наметилась тенденция к расширению объема понятия «зона гипергенеза» и видов ее продуктов. В частности, Б. М. Михайлов [37] к продуктам гипергенеза относит: 1) коры выветривания (элювий); 2) инфильтрационные коры (иллювий); 3) осадочные шлейфы, включая карстовые, делювиальные и флювиальные (к последним в свою очередь относятся пролювиальные отложения, балочный аллювий, отложения мелких озер и заболоченных участков, расположенных вблизи площадей развития элювия или на этих площадях); 4) продукты подводного гипергенеза; 5) продукты подземного гипергенеза, включая водоносные горизонты, подугленосные зоны сернокислого выщелачивания и зоны восходящих вод (зоны подземного гидролиза и гидротермокарст). При таком широком понимании в зону гипергенеза включаются не только карстовые и не только гидротермокарстовые месторождения, но и любые другие гидротермальные месторождения.

В итоге подчеркнем следующее.

1. Понятие «зона гипергенеза» в приведенном выше определении А. И. Перельмана выступает как географо-генетическое (не вещественное), указывающее на низкие температуры и давления. Следовательно, это понятие не включает эндокарст. Экзокарст полностью входит в зону гипергенеза, является практически обязательной ее составной частью в областях развития легкорастворимых горных пород.

2. Кора выветривания — понятие вещественно-генетическое, объединяющее в основном продукты разрушения горных пород при низких температурах и давлениях. Экзокарст является разновидностью коры выветривания в областях распространения легкорастворимых горных пород. Эндокарст не входит в кору выветривания.

3. Понятие «карст» вещественно-генетическое, включает как автохтонные (собственно коровые, но не все), так и аллохтонные (перемещенные) продукты разрушения горных пород и при низких и при высоких температурах и давлениях.

4. Три главных составляющих карста: растворение пород, механическое (нередко значительное) перемещение материала, а также кольматация (заполнение пустот) — не противоречат понятию коры выветривания, но и не входят в него по определению как обязательные составные части. Таким образом, карст — понятие более конкретное, чем кора выветривания.

Карст, метасоматизм и перекристаллизация

Растворение (коррозия) — важнейший процесс формирования карста, особенно на его начальной стадии. Структурно-морфологическим признаком этого процесса (и, следовательно, карста) являются поры, каверны, замкнутые полости, свидетельствующие об отсутствии явной эрозии. Однако эта определенность относится лишь к экзокарсту.

В приводимых далее описаниях конкретных месторождений можно видеть, что растворение горных пород является не только не единственным процессом в карстующихся массивах, но зачастую и далеко не главным. Зонально (структурно) связанными с растворением оказываются процессы метасоматизма и перекристаллизации. По своей сути метасоматизм, т. е. процесс практически одновременного капиллярного растворения и отложения, с помощью которого новый минерал, имеющий частично или полностью новый химический состав, может расти в теле исходного минерала или минерального агрегата [Линдгрэн, 1933 г.], не приводит к появлению пористости или кавернозности в явном виде. Это не позволяет считать метасоматизм началом (или концом) карста вне связи с другими явлениями, обязательными для карста. Что же касается роли и значения метасоматизма внутри ясно определендившегося карста, то и они остаются не понятыми до конца.

Ряд исследователей полагают, что скопления осадков на скальном основании пассивно заполняют отрицательные формы карста (впадины, воронки, поля, котловины), существовавшие как морфоскульптурные образования; эти скопления относятся к формам погребенного рельефа [Соколов Д. С., 1962 г.; Бушинский Г. И., 1964, 1967 гг.; Гвоздецкий Н. А., 1972 г.; Максимович Г. А., 1963 г.]. Другие же авторы [Жаров Э. В., 1976 г.; Занин Ю. Н., 1969 г.], и в их числе Р. А. Цыкин [1970 г.; 56], приводят доказательства формирования карста одновременно и взаимосвязанно с покровными отложениями, большое значение придавая гипергенному метасоматизму в отложениях карста и контактово-карстовому процессу, т. е. реакционному взаимодействию пород разного состава. Так, если карстовые бокситы традиционно рассматриваются в качестве продукта механического заполнения полостей размываемым материалом экстралатеритной (бокситоносной) коры выветривания [Слу-

кин А. Д., 1973 г.; Баногин С. Н., 1978 г.], то Р. А. Цыкин [56] обосновывает формирование бокситов из небокситового материала в карстовых полостях по схеме выщелачивающего метасоматизма.

Исследователи серных месторождений ([Киток В. И., Полкунов В. Ф., Степаненко О. Т. и др., 1979 г.]; Г. А. Беленицкая, Я. К. Писарчик [27]) довольно резко отчлениют от карста инфильтрационный метасоматизм с возникновением (на месте гипса) кальцита и серы, хотя без карста (в холодном или горячем варианте) серные месторождения и образоваться не могут и не существуют в природе.

Другим крайним примером проявления карста в явной, но не броской форме служат некоторые скарновые месторождения (Верхнее, Садовое и др.), в которых безусловно скарновый парагенез формируется не только метасоматически по карбонатным породам, но и выполнением гидротермокарстовых полостей. Наличие последних определяет принадлежность таких месторождений к классу карстовых, что, конечно, не противоречит одновременной принадлежности их к скарновым месторождениям, выделяемым по вещественному признаку, и к метасоматическим, определяемым по факту широкого распространения метасоматических руд в карбонатной толще. Во многих объектах свободные полости и карстогенные кольматолиты занимают лишь незначительную часть объема закарстованного массива, при этом чем глубже от земной поверхности формируется карст, тем все меньше в нем гравитационно-обвальных брекчий обрушения и все больше признаков метасоматизма.

По вопросу соотношения в конкретных случаях процессов метасоматизма и перекристаллизации нет единой точки зрения. Одни авторы считают, например, что в свинцово-цинковых месторождениях Сетте-Дабана проявлено метасоматическое замещение сахаровидным доломитом первичного известняка [Ручкин Г. А., 1979 г.]; другие же [Иогансон А. К., 1978 г.] приводят доказательства формирования этих основных рудовмещающих пород путем перекристаллизации первичных доломитов, считая важным признаком процесса сохранение реликтового пелитоморфного доломита в полях развития сахаровидной разности.

Решить вопрос в пользу той или иной точки зрения в масштабах месторождения, как правило, ни логически, ни натурными наблюдениями не удастся. Причина затруднений кроется не только в недостаточной четкости определения понятия «метасоматизм» и его соотношения с понятием «перекристаллизация». Главное состоит в практической неотличимости продуктов перекристаллизации металлоносного карбонатного осадка, сульфидных метасоматитов в карбонатной породе и продуктов перекристаллизации (метаморфизма) сульфидов, ранее заполнявших мелкие поры и каверны начальной стадии развития типичного карста.

Геологам-рудникам понятна вся сложность этой проблемы — достаточно напомнить о ее конкретной остроте и нерешенности, например, на месторождении Уч-Кулач. На других же объектах,

а их большинство, вопрос о различиях осадочных руд, метасоматитов, карстовых кольматолитов и продуктов перекристаллизации первых, вторых и третьих даже не ставился.

В итоге можно было бы считать, что минимальным и просто диагностируемым признаком карста являются визуально различимые каверны в легкорастворимых горных породах, заполненные или не заполненные вторичными минеральными образованиями. Метасоматизм может быть началом или концом карста, но метасоматизм не является определяющим признаком карста. Очевидно, что читателей не удовлетворит такое неопределенное соотношение метасоматизма и карста. Не удовлетворяет оно и авторов.

Причина данной неопределенности вскрывается при системном сопоставлении рассматриваемых явлений. По определению, метасоматизм и перекристаллизация — явления минерального уровня. Карст охватывает явления и минерального, и породного, и формационного, и даже более высоких уровней организации. Карстовое месторождение — явление, как правило, формационно-уровня или уровня формационных комплексов. Вот почему главными, определяющими такое месторождение оказываются, во-первых, структурные признаки, продиктованные палеогеологической зональностью, свойственной карстовым массивам, и, во-вторых, особые парагенезы пород, включающие и перекристаллизованные карбонатные породы, и разнообразные (сульфидные, карбонатные, силикатные) метасоматиты, и кольматолиты.

Отсюда следует главный вывод: с позиций системного анализа неправомерно сопоставление или противопоставление гидротермокарстовых и гидротермально-метасоматических месторождений, поскольку очевидно, что эти категории выделяются по таксономически неадекватным признакам.

Таксономия карста

Приведенное выше сопоставление понятий карста, зоны гипергенеза, коры выветривания, перекристаллизации, метасоматизма уточняет их границы, но полностью не разграничивает. Этот дефект, заложенный в недостаточной определенности границ понятий, удастся устранить почти полностью системными ограничениями.

На начальной стадии в простейшем случае карстовые процессы лишь незначительно меняют структурно-вещественные характеристики горных пород (появляются перекристаллизация, метасоматические преобразования, коррозионные поры, мелкие каверны растворения). Следствием таких слабо выраженных процессов служит возникновение новых минералов в аксессуарных количествах, а видовая принадлежность пород остается прежней или меняется в пределах вида или разновидности. В этом случае карст имеет геохимическое или минералогическое значение и практически не отличается, с одной стороны, от процессов выветривания, а

Таблица 1
ТАКСОНОМИЯ КАРСТА

Степень сложности	Таксоны общегеологические	Таксоны карста	Элементарные структуры общегеологических таксонов	Единицы карста, соответствующие элементарным структурам	Элементы общегеологических таксонов
7	Планета	—	1-Планета	—	Геосфера
6	Геосфера	—	Оболочка	—	Система
5	Система	—	Серия блоков	—	Блок коры
4	Блок коры	—	Слой коры	Терригенно-карстово-карбонатный слой коры	Комплекс (структурный этаж, ярус)
3	Комплекс	Карстовый, карстово-осадочный формационные комплексы	Формационный ритм	Карстовый, терригенно-карстово-карбонатный, карстово-карбонатный формационные ритмы	Формация
2	Формация	Карстовая, карстово-терригенно-карбонатная, вулканогенно-карстово-карбонатная формации, карстовое месторождение	Парагенерация	Карстовая, карстово-карбонатная парагенерации, карстовая полость, карстовое тело, карстовая рудная залежь	Порода
1	Порода	Карстовая порода, руда	Элементарный парагенез слоев, парагенезов минералов	Ритм минерала, парагенез минералов, слоёк	Минерал, минеральный агрегат
0	Минерал	Карстовые минералы	Элементарная ячейка минерала	—	Химический элемент

с другой — от околорудных и вообще слабо выраженных гидротермальных изменений, в том числе метасоматических.

Возникновение не отдельных минералов, а новых видов горных пород (брекчий, сульфидного карстового заполнителя и т. д.) позволяет видеть карст как явление литологическое (уровень горных пород). Собственно здесь и находится таксономическая граница карста.

Широкое развитие карстогенных пород и их парагенераций, без которых описание стратифицированной формации становится неполным, служит тем рубежом, на котором карст включается в явления формационного ранга. Возникающие при этом формации необходимо выделять в симплектитовые (например, карстово-кар-

бонатная формация). В соответствии с подходом к классификации месторождений по устойчивой их связи с геологическими формациями на этом уровне выделяются карстовые месторождения, если карст играет определяющую роль не только в накоплении полезного компонента, но и в формировании структуры месторождения, подчиняющейся гидрогеологической (гидродинамической) зональности. На формационном уровне обнаруживаются и систематические структурно-вещественные различия экзокарста и эндокарста, что подробно рассмотрено в последующих главах.

В ряде случаев при карстовых процессах образуются пространственно обособленные геологические тела, по структурно-вещественным признакам отвечающие таксону формационного уровня. Тогда следует говорить о самостоятельных карстовых формациях (например, латеритная бокситовая формация).

Редко карстогенные тела или их совокупности отвечают по длительности становления формационным ритмам и даже комплексам; в частности, такие совокупности карстогенных формаций находятся на границах стратифицированных комплексов, разделенных перерывом в осадконакоплении или складчатостью. Это — карстогенные образования уровня ритмов и комплексов.

К геологическим телам, образованным карстом, по объему и длительности формирования отвечающим оболочке (эра, период), относятся закарстованные маломощные карбонатные чехлы платформ и срединных массивов. Уровнем оболочек завершается таксономическая шкала карста.

В итоге принимается иерархическая система карстовых тел разного уровня организации, приведенная в табл. 1.

I
часть

КАРСТ

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРСТА

Карстологами на основании главным образом спелеологических наблюдений разработаны структурно-гидродинамические модели экзокарстовых систем, включающие от двух до семи гидродинамических зон. Д. С. Соколов [50] выделяет сверху вниз следующие гидродинамические зоны: 1) аэрации, 2) сезонных колебаний, 3) полного насыщения, 4) глубинной циркуляции. В Западной Европе издавна [Девис А., 1902 г.] принята двухзонная гидродинамическая схема, включающая вадозную (соответствует зонам аэрации и сезонных колебаний) и фреатическую (соответствует зонам полного насыщения и глубинной циркуляции) зоны. Гидродинамическая схема Г. А. Максимовича [1957 г.] включает семь зон циркуляции: поверхностной, вертикальной (нисходящей), висячей, переходной, горизонтальной, сифонной, глубинной.

Морфологические характеристики полостей обусловлены сочетанием таких факторов, как гидродинамический режим потока и анизотропия геологической среды (литологический состав, слоистость пород, пликативные и дизъюнктивные нарушения).

В однородной изотропной среде вертикальные вадозные потоки (водопады) формируют колодцы и шахты изометричного сечения, а пологонаклонные потоки разрабатывают подземное русло под действием гравитации, ориентируясь, как и поверхностные реки, на местный базис эрозии. Поперечный профиль потоков обладает двусторонней симметрией, нарушаемой турбулентностью. Вращение водной массы вокруг продольной оси потока вызывает меандрирование (извилистость) создаваемых полостей. В зоне вертикальной циркуляции развиваются вертикальные полости.

Зона горизонтальной циркуляции характеризуется разветвленным строением, наличием уступов в продольном профиле, меандрированием полостей; из мезоформ свойственны мармитовые котлы, эрозионные ниши, «кльки», «кили», горизонтальные трубы; для осадков характерны ритмичные структуры, обусловленные сезонными колебаниями гидродинамического режима потоков и бассейнов.

Фреатические — напорные ламинарные — потоки действуют на породу практически одинаково во всех направлениях; вырабатываются полости с сечением, отвечающим только анизотропии геологической среды. В однородной породе это полости с изометричными сечениями, в слоистых толщах — уплощенные вдоль слоистости и т. д. Полостям в зоне напорной циркуляции свойственны лабиринтовое строение, пересечение труб, наличие сифонных колен, округлая или эллиптическая форма поперечного сечения, мелкие ответвления, щелевидные полости по трещинам и плоскостям напластования, округлые карманы, щели в сводах и стенах [Бретц Д., 1942 г.; 14]. Исходя из этих положений возможно распознавать полость, сформировавшуюся в вадозных или фреатических условиях. В то же время такая задача часто бывает затруднена конвергентностью некоторых полостей, развивающихся в разных режимах по одинаковым структурам на протяжении нескольких этапов.

Гидротермокарст как особое явление карстового класса выделен Ван-Хайзом в 1904 г., и в дальнейшем к нему не раз обращались карстологи [Pavai-Vajana F., 1931 г.; Максимович Г. А., 1969 г.; Jakucs L., 1977 г.; Dzulynski S., 1976 г.; Дублянский В. Н., Дублянский Ю. В., 1984 г.; 16]. Однако научное осмысление данного явления и оценка его роли пришли со стороны не карстоведов, а геологов-рудников. Одними из первых обратили внимание на проявления гидротермокарста в свинцово-цинкворудных полях триаса Западной Европы С. Джулинский [1976 г.] и М. Сасс-Густкевич [76]. Но еще раньше, в 50-х годах, В. Зигель при изучении месторождений Восточных Альп на конкретном фактическом материале обосновал принципиальную схему гидротермокарстового рудного процесса, не называя, правда, вещи своими именами. Эта схема подробнее рассматривается в разделе «Свинец и цинк».

В Советском Союзе огромное значение гидротермокарста в геологии рудных месторождений подчеркивают Э. И. Кутырев и Ю. С. Ляхницкий [28, 29], находя в этом явлении разгадку многих особенностей большой группы согласных месторождений, необъяснимых с позиций традиционных взглядов на структуры рудных полей. В последние годы усилился интерес и карстологов к гидротермокарсту [Дублянский Ю. В., Дублянский В. Н., 1984 г.], и как к особому карстологическому явлению, и как к рудоподготовительному процессу [16].

Для гидротермокарста характерен напорный режим восходящих вод, стремящихся из глубины к поверхности. На определенной глубине их давление падает настолько, что не может обеспечивать дальнейший подъем, и разгрузка происходит в горизонтальной плоскости, наподобие поведения экзокарстовых вод в зоне горизонтальной циркуляции. Термальные воды могут достигать земной поверхности, имея еще значительный напор и изливаясь в виде горячих источников. Другим частным случаем является образование зоны горизонтальной циркуляции, связанной с водонапор-

ными пластами, пологими нарушениями с глиной трения или с иными структурными ловушками.

Таким образом, гидротермокарсту свойственны, видимо, две гидродинамические зоны: нижняя — вертикальной циркуляции и верхняя — горизонтальной циркуляции. В целом гидродинамические особенности экзокарста и гидротермокарста (эндокарста) существенно различаются, а их гидродинамическая зональность практически зеркальна.

ТИПОМОРФНЫЕ ПОЛОСТИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ЗОН

Наши наблюдения и анализ многочисленных литературных источников показали, что морфогенетическая классификация, отвечающая задачам рудной геологии, может быть построена путем увязки различных форм рудоконтролирующих полостей с гидродинамическим режимом их формирования при учете дизъюнктивных и пликативных структур карстовых массивов (рис. 2). Соответственно выделяются две группы полостей — развивающиеся по дизъюнктивным нарушениям и по пликативным формам.

В группе полостей, развитых по дизъюнктивам, обособляются подгруппы полостей, сформированные по крутопадающим разломам и трещинам и по пологозалегающим нарушениям и плоскостям напластования. По крутопадающим нарушениям развиваются полости рядов: щель → труба → колодец → шахта → пропасть; щель → труба → ход → коридор → зал → тоннель → каньон → обвальный зал. В качестве типичных примеров полостей, развитых по крутопадающим трещинам и разломам, могут быть приведены Главная и Глинистая галереи Лабиринтовой пещеры (рис. 3), Обвальный, Очажный и Сталагмитовый залы и другие полости Воронцовской системы пещер. По пологим нарушениям образуются обычно полости, составляющие ряд: щель → труба → ход → лаз → долина → обвально-пластовый зал, подземная долина. Среди таких полостей можно отметить Озерный ход Каповой пещеры, обвально-пластовые залы районов Песчаные холмы и Верхний; «Ход с решеткой» Лабиринтовой пещеры, ход «Труба» Воронцовской пещеры.

Группа полостей, развитых по пликативным формам, делится на две подгруппы: одна контролируется антиклинальными складками, другая — синклинальными. Полости, ориентированные по складкам, встречаются сравнительно редко, особенно в синклиналиях, где формируются только при наличии подстилающего водупорного (водосборного) пласта. Как правило, по антиклинальным складкам образуются полости ряда: щель → труба → ход → зал. В Лабиринтовой пещере этот тип полостей представлен залами «Антиклиналь» и «Египетский». В первом из них современные обвальные процессы привели к вывалу в центральной части зала блоков изогнутых пластов из ядра складки.

Типы и збонационные районы полостей в зонах пликативности	ГРУППЫ И ПОДГРУППЫ ПОЛОСТЕЙ			
	По дизъюнктивным нарушениям	По пологозалегающим нарушениям и плоскостям напластования	По пликативным формам	По синклинальным складкам
Вертикальной				
Горизонтальной				
Наклонной (преатической)				

Рис. 2. Типоморфные полости и их ряды в различных гидродинамических зонах экзокарста.



Рис. 3. Главная галерея Юбилейного района Лабиринтовой пещеры.

Подразделение полостей на типы проводится по особенностям их формы, ориентировки в пространстве и по принадлежности к определенной гидродинамической зоне карстового массива. Для зоны вертикальной циркуляции характерны вертикальные щели, колодцы, шахты, пропасти; для зоны горизонтальной циркуляции — щели, ходы, коридоры, тоннели, залы, галереи, каньоны, пеналы, лазы, долины, обвальные залы. В зоне напорной (фреатической) циркуляции образуются трубы, лазы, ходы переменного направления, в том числе и синусоидального продольного профиля (изгибающиеся в вертикальной плоскости). Сечения этих полостей изометричные или вытянутые вдоль контролирующих их трещин. Реликтовые полости фреатической зоны циркуляции встречаются достаточно часто в Воронцовской системе и Каповой пещере. Они вскрываются в стенах или в потолке современных вадозных полостей, расчленивающих древние фреатические системы. Это ходы «Труба» в Каповой и Воронцовской пещерах (рис. 4), «Ход с решеткой» в Лабиринтовой пещере и т. д.

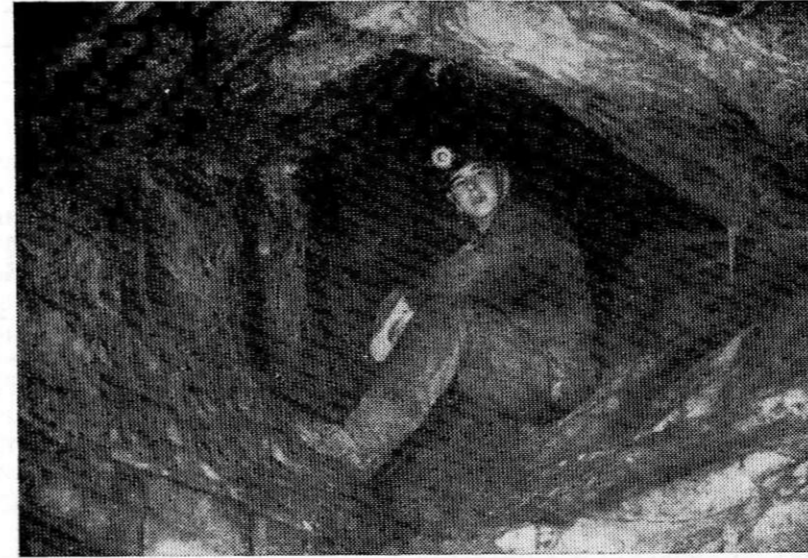


Рис. 4. Ход «Труба» Воронцовской пещеры.

Таким образом, каждой гидродинамической зоне соответствуют определенные виды полостей. Морфологическая зональность позволяет реконструировать гидродинамические условия формирования карстовых полостей.

ОСОБЫЕ СЛУЧАИ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

В определенных геологических ситуациях развиваются карстовые системы неполного гидродинамического профиля. Такие редуцированные системы возникают при особом сочетании водоносных, водоупорных и карстующихся пород.

Наиболее распространенный вариант развития карстовой системы в зонах горизонтальной и напорной циркуляции имеет место при подземном перехвате вод одной реки водами другой реки, имеющей более глубокий врез (рис. 5, а, 1), чем соседняя. Второй случай (а, 2) реализуется, когда зона вертикальной циркуляции располагается в некарстующихся породах (например, в песчаниках). Третий случай (а, 3) характерен для пологонаклонных карстующихся слоев в водоупорной толще. В гидротермокарстовой системе (г, 1, 2) вертикальные полости отсутствуют, когда зона вертикальной циркуляции располагается в водопроницаемой некарстующейся толще, подстилающей карстующийся слой, в свою очередь перекрытый водоупором.

Горизонтальные полости отсутствуют, если зона горизонтальной циркуляции совмещена с водопроницаемым пластом конгломератов или песчаников, подстилаемым водоупором (б, 1). Если

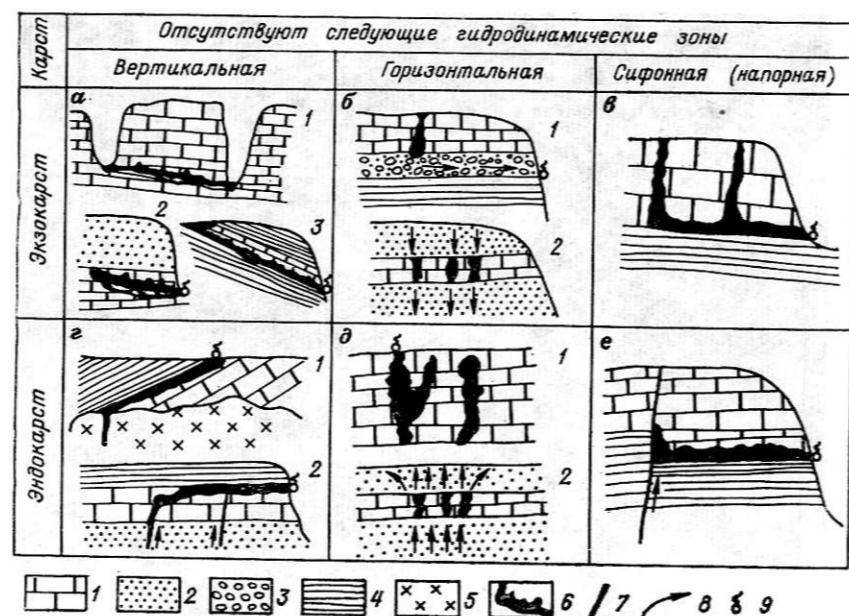


Рис 5. Типы карстовых систем с неполным гидродинамическим профилем (по Г. А. Максимовичу [32], с дополнениями и изменениями).

Горные породы: 1 — карстующиеся, 2, 3 — водоносные (2 — песчаники; 3 — конгломераты), 4 — глинистые (водоупоры), 5 — кристаллические; 6 — карстовые и гидротермокарстовые полости и их системы; 7 — разломы; 8 — направление движения воды; 9 — источники.

пологозалегающий карстующийся пласт окружен водоводами, в нем развиваются только вертикальные разобщенные полости зоны вертикальной циркуляции (б, 2). В гидротермокарстовых системах вертикальная зона циркуляции с трубами, камерами и ротондами возникает, если давление термальных вод настолько велико, что обеспечивает их восходящее движение до самой земной поверхности (д, 1), или если карстующийся пласт находится в водопроницаемой толще (д, 2).

Отсутствие ярко выраженной зоны напорной (сифонной) циркуляции экзокарста обусловлено наличием водоупорной толщи в основании карстового массива, находящейся не ниже местного базиса эрозии (в); геометрический профиль такой экзокарстовой системы неотличим от профиля гидротермокарстовой системы. Возможна ситуация, когда напор термальных вод обеспечивает подъем жидкости только до уровня карстующегося пласта, в котором при этом возникают зона горизонтальной безнапорной циркуляции и горизонтальные полости (е).

С учетом приведенных гидродинамических характеристик карстовых систем можно наметить в обобщенном виде некоторые свойственные гидродинамическим зонам типоморфные виды полостей и фациальные типы карстовых отложений.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ КАРСТОВЫХ ПОРОД

Минералогия карста

История изучения вещественного содержания, в том числе полезных ископаемых, карстовых систем, отчетливо подразделяется на два периода. Первый период (до 70-х годов) характеризуется накоплением фактических данных по холодному карсту. Одна из первых опубликованных в СССР работ по минералогии карстовых полостей принадлежит А. Е. Ферсману («К минералогии пещер». Природа, 1926, № 1—2). Последовательное изучение минералов и пород карста [Чирвинский П. Н., 1950 г.; Ферсман А. Е., 1952 г.; Максимович Г. А., 1954, 1955, 1960, 1961 гг. и др.; Вахрушев Г. В., 1964 [6]; Гинзбург И. И., 1964 г.; Бушинский Г. И., 1964 г.] завершилось в 1965 г. выходом в свет широко известной небольшой работы Д. П. Григорьева по минералогии карста. В 1970 г. публикуются два списка минералов пещер карбонатного карста, содержащие 68 [Моог С., 1970 г.] и 83 [Максимович Г. А., 1970 г.] наименования. В следующем году они дополняются двумя статьями П. Брехтона о минералах сталактитов и сталагмитов пещер. Списки минералов содержат галогениды, силикаты, нитраты, ванадаты, сульфиды. Наибольшее число видов и разновидностей приходится на группу фосфатов, включающую 23 наименования [Максимович Г. А., 1970 г.].

С середины 70-х годов, когда перечень карстовых месторождений резко пополнился эндокарстовыми объектами, соответственно возросло и число минеральных видов. Ниже приводятся группы минералов, которые могут рассматриваться в качестве типичных или второстепенных, но достаточно характерных для карста и карстовых месторождений. Нельзя сказать, что сульфиды, тиосульфиды и арсениды свойственны исключительно эндокарсту, а оксиды и гидроксиды — экзокарсту. Тем не менее в случаях широкого развития минералов той или другой группы они определенно являются индикаторами структурно-генетического типа карста.

МИНЕРАЛЫ КАРСТА

Минералы карстовых бокситов

Гиббсит $\gamma\text{-Al}(\text{OH})_3$, бёмит $\gamma\text{-AlOOH}$, диаспор $\alpha\text{-AlOOH}$, нордстрандит $\text{Al}(\text{OH})_2$, байерит $\alpha\text{-Al}(\text{OH})_3$, аллофан $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1,2 \text{SiO}_2$, ферриаллофан ($\text{Al} < \text{Fe}^{3+}$).

Голландит $\text{Ba}_2 \leq \text{Mn}_8 \text{O}_{16}$, тодорокит $\text{M}^{3+} \text{Mn}^{4+}_3 \text{O}_7 \cdot (2-x) \text{H}_2\text{O}$ ($\text{M}^{3+} = \text{Mn}, \text{Zn}, \text{Mg}, \text{Ba}, \text{Sr}, \text{Ca}, \text{Pb}, \text{Na}_2, \text{K}_2$), манганит $\gamma\text{-MnOOH}$, фейткнехтит (гидрогаусманит) $\beta\text{-MnOOH}$, каолинит, галлуазит, хлорит, шамозит, гематит, гётит, алюмогётит, алюмогематит, рутил, анатаз, ильменит, сидерит, кальцит.

Минералы экзокарстовых месторождений железа и марганца

Гематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, гётит $\alpha\text{-FeOOH}$, лепидокрокит $\gamma\text{-FeOOH}$, пиролюзит $\beta\text{-MnO}_2$, манганит $\gamma\text{-MnOOH}$, фейткнехтит (гидрогаусманит) $\beta\text{-MnOOH}$, псиломелан $(\text{Ba}_2\text{H}_2\text{O})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}$, голландит $\text{Ba}_2\text{Mn}_8\text{O}_{16}$, тодорокит $\text{M}^{3+}\text{Mn}_3^{4+}\text{O}_7 \cdot (2-x)\text{H}_2\text{O}$ ($\text{M}^{3+} = \text{Mn, Zn, Mg, Ba, Sr, Ca, Pb, Na}_2, \text{K}_2$).

Кварц, опал, халцедон, кальцит, доломит, сидерит, анкерит, шамозит.

Минералы экзокарстовых месторождений никеля

Гарниерит (никелевый антигорит), ревдинскит (скрытокристаллическая разновидность непунта), непунт $(\text{Ni, Mg})_6 \times [(\text{OH})_8|\text{Si}_4\text{O}_{10}]$, миллерит NiS , виоларит FeNi_2S_4 , бравоит $(\text{Fe, Ni, Co})\text{S}_2$, никелевый нонтронит, никелевый ферригаллуазит.

Минералы экзокарстовых месторождений фосфоритов

Монетит CaHPO_4 , витлокит $\text{Ca}[\text{PO}_4]_2$, фторапатит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{F}$, гидроксилapatит $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3\text{OH}$, брушит $\text{CaHPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, коллофанит $\text{Ca}_5\text{PO}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, мартинит $\text{Ca}_5\text{H}_2[\text{PO}_4]_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$, ньюберит $\text{MgHPO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, ганнайит $[\text{NH}_2]_2\text{Mg}_3\text{H}_4[\text{PO}_4]_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, шертелит $[\text{NH}_4]_2\text{MgH}_2[\text{PO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, гопейт $\text{Zn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, парагопейт $\text{Zn}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, тарбуттит $\text{Zn}_2[\text{PO}_4] \cdot \text{OH}$, гиббениит $\text{Zn}_7[\text{PO}_4]_4 \times [(\text{OH})_2 \cdot 7\text{H}_2\text{O}]$ (его отождествляют с гопейтом), спенсерит $\text{Zn}_4[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, шольцит $\text{Ca}_3\text{Zn}[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, пироморфит $\text{Pb}_5[\text{PO}_4]_3\text{Cl}$, крандаллит $\text{CaAl}_4[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$, варисцит $\text{Al}[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, вавеллит $\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$, тинтикит $\text{Fe}_3 \times [\text{PO}_4]_2[\text{OH}]_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, таранакит $\text{K}(\text{Al, Fe})_3[\text{PO}_4]_3\text{OH} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Минералы экзо- и эндокарстовых месторождений нерудного и поделочного сырья

Оптический кальцит, мраморный оникс, сера самородная, цестин, стронцианит, флюорит, барит, арагонит, гипс, ангидрит, галит, малахит, элит (псевдомалахит), брошантит, антлерит, азурит.

Минералы эндокарстовых свинцово-цинковых и полиметаллических месторождений

Галенит PbS , сфалерит ZnS , вюртцит $\beta\text{-ZnS}$, пирит FeS_2 , мельниковит $\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}\text{S}_4$, марказит FeS_2 , тетраэдрит $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, теннантит $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$, бурнонит PbCuSbS_3 , буланжерит $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$, менегинит $\text{Pb}_4\text{Sb}_2\text{S}_7$, энаргит Cu_3AsS_4 , арсенопирит FeAsS , лёллинит FeAs_2 , саффлорит $(\text{Co, Fe})\text{As}_2$, зигенит $(\text{Co, Ni})_3\text{S}_4$, бравоит $(\text{Fe, Ni, Co})\text{S}_2$, халькопирит CuFeS_2 , борнит Cu_5FeS_4 , халькозин Cu_2S , ковеллин CuS , германит $\text{Cu}_3(\text{Fe, Ge})\text{S}_4$, галлит CuGaS_2 , реньерит

$(\text{Cu, Fe})_3(\text{Fe, Ge})\text{S}_4$, аргентит Ag_2S , серебро самородное Ag , золото самородное Au , антимонит Sb_2S_3 , миллерит $\beta\text{-NiS}$, коронадит $\text{Pb}_{<2}\text{Mn}_8\text{O}_{16}$, голландит $\text{Ba}_2\text{Mn}_8\text{O}_{16}$, смитсонит ZnCO_3 , церуссит PbCO_3 , англезит PbSO_4 , каламин $\text{Zn}_4[(\text{OH})_2|\text{Si}_2\text{O}_7] \cdot \text{H}_2\text{O}$, цинкит ZnO , виллемит Zn_2SiO_4 , франклинит $(\text{Zn, Mn})\text{Fe}_2\text{O}_4$, гематит $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, гётит $\alpha\text{-FeOOH}$, гидрогётит (лепидокрокит) $\gamma\text{-FeOOH}$.

* Кальцит, арагонит, доломит, железистый доломит, Zn- и Fe-содержащий кальцит, гипс, ангидрит, сидерит, манган-сидерит, сидероплезит, манган-анкерит, манган-кальцит, цинковистый доломит [смесь $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и $\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2$], флюорит, антраксолит, битумы, барит, витерит.

Минералы эндокарстовых месторождений сурьмы и ртути

Антимонит Sb_2S_3 , метациннабарит, джемсонит $\text{Pb}_4\text{FeSb}_6\text{S}_{14}$, буланжерит $\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$, арсенопирит FeAsS , бертьерит FeSb_2S_4 , реальгар AsS , аурипигмент As_2S_3 , киноварь HgS , самородная ртуть Hg , теннантит $\text{Cu}_{12}\text{As}_4\text{S}_{13}$, тетраэдрит $\text{Cu}_{12}\text{Sb}_4\text{S}_{13}$, галенит PbS , сфалерит ZnS , пирит FeS_2 , марказит FeS_2 , халькопирит CuFeS_2 , гвадалкацарит (разновидность метациннабарита, содержащая Zn и Se), оксихлориды ртути, золото, тиманнит HgSe , онофрит (промежуточный минерал между метациннабаритом и тиманнитом), валентинит Sb_2O_3 , сервантит Sb_2O_4 , стибиконит $\text{Sb}_2\text{O}_6\text{OH}$, гидросервантит, гидростибиконит, сенармонтит Sb_2O_3 , гематит Fe_2O_3 .

Кварц, халцедон, опал, флюорит, барит, битумы, антраксолит, кальцит, арагонит, доломит, анкерит, гипс, ангидрит, глинистые минералы (диккит, гидрослюда).

Минералы эндо- и экзокарстовых месторождений урана

Отенит $\text{Ca}[\text{UO}_3|\text{PO}_4]_3 \cdot (12-10)\text{H}_2\text{O}$, торбернит $\text{Cu}[\text{UO}_3|\text{PO}_4]_2 \times (12-8)\text{H}_2\text{O}$, крандаллит $\text{CaAl}_3\text{H} \cdot [(\text{PO}_4)_2|(\text{OH})_6]$, коллофан (скрытокристаллический апатит), уранинит (настуран) UO_2 , склодовскит $\text{MgH}_2[\text{UO}_2|\text{SiO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, салеит $\text{Mg}[\text{UO}_2|\text{PO}_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, сульфиды меди, свинца, цинка.

Минералы эндокарстовых месторождений золота

Золото, серебро, пирит, арсенопирит, оксиды и гидроксиды марганца, антимонит, реальгар, киноварь, сфалерит, галенит, гематит, гётит, лепидокрокит.

Кварц, барит, анкерит, каолинит, адуляр, кальцит, доломит.

Литоология карста

Литоология карста во многих отношениях разработана неудовлетворительно. Ни в карстоведческой, ни в геологической литературе обстоятельных сводок в этой области нет, хотя существуют

многие сотни описаний руд и рудовмещающих пород конкретных пещер и месторождений, относящихся к карстовым объектам. В наиболее обстоятельной сводке Р. А. Цыкина [56] по наполнителям карстовых полостей описание и структурно-вещественная классификация пород заменены их генетической классификацией, включающей образования пещер, слепых форм, седиментационных коллекторов, источников, внешних ванновых форм. Р. А. Цыкин различает 18 генетических типов отложений карста, включая инфлювий, элювий, коллювий, аллювий, делювий, пролювий, эоловые, вулканогенные, ледовые, моренные и другие отложения. Поскольку с этим нельзя согласиться, остановимся на данном вопросе несколько подробнее.

Употреблением по отношению к карсту таких терминов, как аллювий, делювий, эоловые, ледовые, вулканогенные, озерные отложения, волей-неволей ставится знак равенства между наземными образованиями и отложениями в полостях внутри толщ, что совершенно неприемлемо.

Возникает парадоксальная ситуация, при которой мы как бы ставим под сомнение, что подземная карстовая река есть река, а озеро есть озеро. Истинно так! Подземное озеро не является озером, а подземная река не есть река. И особенно очевидно это должно быть для литологов, изучающих разрезы нормально-осадочных образований, в которых нижележащий пласт априори древнее вышележащего.

Все без исключения карстовые отложения не подчиняются закону хронологической последовательности событий, зафиксированных в разрезах нормально-осадочных горных пород. Это так же справедливо, как и то, что возраст интрузивного тела не соответствует возрасту боковых пород и не может быть древнее осадочных отложений кровли, если только эти отложения не залегают с размывом.

Спору нет, что по своим структурно-вещественным характеристикам аргиллиты озерного происхождения могут ничем не отличаться от аргиллитов карстовых отстойников, а брекчии склона рифа от брекчий обрушения свода карстовой полости. Литологически это аналогичные породы. Но в фациальном отношении между ними нет ничего общего. Вот почему при фациальном анализе карстовых отложений следует исключить упомянутые выше термины наземных фаций (аллювий, делювий и т. д.), заменив их другими терминами, подходящими для карстовой формации. Для таких образований Д. С. Соколовым [50] предложен термин «кольматационные отложения». По Р. А. Цыкину [56], кольматация есть заполнение отложениями карстовых объемов. Следовательно, литифицированный заполнитель карстовой полости может быть назван кольматолитом, а процесс заполнения полости — кольматогенезом или кольматацией.

Как показано выше, карстовые полости создаются комплексом процессов, причем на каждой стадии развития полости в различных частях карстовой системы преобладают особые, свойственные

только им процессы. В начальный период в приповерхностных условиях зарождение микрокарстовых полостей, без сомнения, происходит под действием коррозионного фактора. При проникновении в глубь массива уже на первых сотнях метров вследствие насыщения воды бикарбонатом кальция значение коррозии уменьшается при одновременном росте роли эрозионного фактора. В зрелых крупных карстовых системах, являющихся мощными дренами, собираются крупные водотоки, осуществляющие дальнейшую эрозию полостей даже в некарстующихся породах — сланцах, мергелях, песчаниках. Правда, в паводок вода способна осуществлять коррозию на всем протяжении системы, но это явление эпизодическое.

Огромное значение для формирования карстовых полостей имеет гравитационное обрушение. Практически в любой крупной полости при превышении критического размера начинается обрушение потолка и вырабатывается свод естественного равновесия. При полостном выщелачивании зачастую происходит просадка пластов на значительных площадях с образованием коррозионно-гравитационных брекчиевых полостей, которые в геологии часто диагностируются как тектонические или седиментационные.

Широко развиты в пещерах обвальные и обвально-пластовые залы. Формированию обвальных залов способствуют сейсмические колебания, неотектонические подвижки, а также обильная обводненность, создающая зоны интенсивной коррозии, в которых нарушается монолитность породы вплоть до возникновения глыбовых навалов. Такие зоны обычно формируются под поверхностными водотоками, вырабатывающими свое ложе в ослабленных зонах трещиноватости. Интересны обвально-пластовые залы, при образовании которых проседают целые блоки пластов. Изменение роли коррозии и эрозии в карстообразовании практически не влияет на форму полостей, но по специфическим скульптурным мезо- и микроформам на поверхностях полостей можно установить, какой из процессов являлся ведущим.

В итоге формируются отложения ряда фациальных типов, сколько-нибудь полные списки которых еще не созданы. Некоторые из них следующие: глины, аллиты, сналлиты, бокситы польев; глины или косопластовые (провальные и оползневые) полимиктовые отложения карстовых воронок; провальный (аллохтонный) аллювий*, кремнисто-известняковые породы фации карстовых останцов (перечислены фации поверхностного карста); псаммито-псефитовые известняки (брекчии обрушения) карстовых колодцев и шахт, а также залов; косослоистые калькарениты, конгломераты карстовых потоков; оолитовые известняки водобойных котлов; травертины подземных источников; известняковые карстовые коры (характерные фации преимущественно зоны вертикальной циркуляции); бокситы и глины карстовых отстойников; гипсовые, кальцитовые коры карстовых полостей; известняковые сталактиты, ста-

* Но ни в коем случае не просто «аллювий»!

Типы систем	Группы и подгруппы систем				Многоэтажные
	Горизонтальные	Каскадные		С преобладанием вертикальных полостей	
		С преобладанием горизонтальных полостей	С преобладанием вертикальных полостей		
Листовые					
Разветвленные					
Лабиринтные					

Рис. 6. Структурно-морфологическая классификация экзокарстовых систем.

Типы систем	Группы и подгруппы систем				Вертикальные
	Горизонтальные	Комбинированные		Многоэтажные	
		T-образные	Сложные		
Листовые					
Разветвленные					
Лабиринтные					

Рис. 7. Структурно-морфологическая классификация эндокарстовых систем.

имеет суммарную протяженность полостей 500,5 км, Хёллох в Швейцарии — 135 км, Оптимистическая в СССР — 157 км.

Примером горизонтальных систем являются простые системы — Бештекне-II и Партизанская в Крыму [14], Бурхак-Тышек и Шумиха на Урале [Лобанов Ю. Е., 1979 г.], Кударо-IV и Маранская на Кавказе [Тинтилозов З. К., 1976 г.]; разветвленные — Бейская и Тоннельная в Кузнецком Алатау [55]; лабиринтовые — Озерная и Оптимистическая в Подолье [15], Кизеловская на Урале [Лобанов Ю. Е., 1979 г.], им. Терещенко и Северянка в Архангельской области [Голод В. М. и др., 1974 г.].

К каскадным системам с преобладанием горизонтальных полостей относятся простые системы — Провал в Крыму [14], Ткибула-Дзеврула и Адзоба в Грузии [Тинтилозов З. К., 1976 г.]; разветвленные — Воронцовская на Западном Кавказе [Ляхницкий Ю. С. и др., 1976 г.]; Космонавтов в Башкирии [Лобанов Ю. Е., 1971 г.]; лабиринтовые — Темная в Красноярском крае [55]. Каскадные системы с преобладанием вертикальных полостей обычно простые: Нежданная и Куйбышевская на Кавказе, Каскадная и Ход Конем в Крыму [14].

Разветвленными системами являются: Октябрьская, Назаровская, Снежная-Межонова, им. Ильюхина на Кавказе, Кубинская в Красноярском крае [55]. Примером лабиринтовой системы служит Торгашская [55]. Из числа многэтажных систем могут быть названы простые — Малой Академии в Крыму [14], Мариновская и Солгонская в Восточном Саяне, Песчаная в районе Красноярска [55]; разветвленные — Красная в Крыму [14], Капова в Башкирии, Лисанская, Баджейская и Бородинская в Красноярском крае [55], Светлая на Урале [Лобанов Ю. Е., 1979 г.]; лабиринтовые — Большая Орешная в Восточном Саяне [55], Флинт-Ридж — Мамонтова в США, Хёллох в Швейцарских Альпах [15], Максимовича и Сумган-Кутук на Урале [Лобанов Ю. Е., 1979 г.].

Для эндокарстовых систем в целом устанавливается зеркальная топологичность относительно систем холодного карста (см. рис. 7). Зеркальность выражается в приращении вертикальных полостей к горизонтальным не сверху, как в холодных системах, а снизу. Однако многэтажные разветвленные эндокарстовые системы в ряде случаев морфологически неотличимы от своих классификационных экзокарстовых аналогов, что обусловлено суммированием вертикальных составляющих разных стадий развития; в итоге формируется система, имеющая в разрезе и в плане решетчатый облик. Различия экзо- и эндокарста устанавливаются главным образом геологическими наблюдениями: горизонтальные составляющие гидротермокарста экранируются водоупорами сверху.

Для вертикальных гидротермокарстовых систем более характерны вертикальные и горизонтальные трубы, слепые шахты, галереи, тоннели, камеры и ротонды, нередко образующие анфилады и грозди. Более интенсивное развитие процессов метасоматиз-

ма в гидротермокарсте в сравнении с холодным карстом приводит к значительно более широкому проявлению в эндокарсте процессов доломитизации и окварцевания известняков вокруг полостей, к перекристаллизации известняков и доломитов.

В ряде конкретных свинцово-цинковых гидротермокарстовых месторождений установлено широкое развитие гравитационно-обвальных процессов кровли залов, галерей, тоннелей, ротонд, что приводит со временем к преобразованию разветвленных горизонтальных гидротермокарстовых систем в L-образные, которые по форме в разрезе больше похожи на системы холодного карста. Подобная структура свойственна, в частности, рудному полю Пичер-Филд, подробно охарактеризованному в разделе «Свинец и цинк».

Доказывается своеобразие механизма формирования полостей в условиях коррозии смешивания на границе линзы пресных вод, распространяющейся до глубины несколько сотен метров, и термальных минерализованных рассолов. Этот тип карста получил название флоридского [Vermon R. O., Bengochea J. I., 1970 г.]. Однозначное отнесение его или к холодному или к термальному, очевидно, весьма проблематично. В приводимых ниже описаниях конкретных месторождений это затруднение подчеркивается неоднократно. Предварительно можно принять, что подобный «смешанный» тип карста все же является структурной разновидностью гидротермокарста, поскольку линза пресной воды выполняет роль своеобразного структурно-геохимического экрана (аналогично пластам водоупоров), а вещественный результат карстификации (с сульфидным кольматолитом) типичен именно для гидротермокарста.

Наконец, в некоторых месторождениях выявляются признаки внедрения на благоприятных палеогипсометрических уровнях горячих газо-гидротермальных минерализованных потоков (рассолов) внутрь линз относительно пресных вод. В итоге интенсивный процесс карстификации с отложением сульфидов фиксируется либо вдоль горизонтальных поверхностей смешивания, либо вдоль вертикальных, что приводит к формированию двухэтажных систем рудных залежей в первом случае или параллельно-барьерных систем во втором случае.

Не останавливаясь на этом вопросе более детально, подчеркнем, что в общем случае структуры рудных полей, определяемые пространственным сочетанием рудных залежей, практически никогда не соответствуют полностью структурам карстовых систем. Это и понятно, поскольку в формировании карста решающая роль принадлежит растворению горных пород, а в становлении облика месторождений главное значение имеют кольматация полостей рудным веществом и метасоматизм.

СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ КАРСТОВЫХ СИСТЕМ

Под динамическим этапом понимается промежуток времени, в течение которого зарождается и развивается до выработки профи-

ля равновесия одна генерация взаимосвязанных полостей карстовой системы. При резком повышении или понижении базиса эрозии с активизацией тектонических движений формируется новая генерация полостей или перерабатывается старая.

При восходящих движениях нижняя граница зоны вертикальной циркуляции экзокарста вторгается в зону горизонтальной циркуляции, а нижняя граница зоны горизонтальной циркуляции — во фреатическую зону. Общий вертикальный диапазон карстовой системы увеличивается, а в интервале перекрытия гидродинамических зон морфология полостей усложняется. При нисходящих движениях неизбежно формируется новая серия горизонтальных полостей в прежней зоне вертикальной циркуляции в соответствии с изменившимся положением местного базиса эрозии, а полости старой фреатической зоны колюматрируются.

Системы, развитие которых происходит при последовательных воздыманиях (или опусканиях) массива, называются однонаправленными; при чередующихся воздыманиях и опусканиях — разнонаправленными. При многоэтапном развитии экзокарстовых и эндокарстовых систем возникают весьма сложные системы с многократным наложением полостей разных генераций. Для анализа таких систем нами предложена структурно-динамическая классификация карстовых систем, основанная на выявлении пространственно-временных взаимоотношений генераций (серий) карстовых полостей (и наполнителей).

Предлагаемая классификация является предварительной; она базируется на известных закономерностях формирования современного карста. Рассмотрены только многоэтажные однонаправленные системы, образованные в геотектонический этап с однонаправленными движениями. Для них характерно согласованное распределение как горизонтальных, так и вертикальных полостей, что обусловлено соответствующим (восходящим или нисходящим) перемещением базиса карста (рис. 8).

Однонаправленными могут быть обе группы систем — экзокарстовые и эндокарстовые. Каждая из групп делится на два типа. Карст первого типа формируется при воздымании территории и последовательном перемещении базиса карста вниз по разрезу карстующегося массива. Каждый этап воздымания характеризуется самостоятельной серией карстовых полостей; признаком положения базиса карста на каждом этапе служит горизонтальная составляющая серий. Нижние в разрезе полости являются более молодыми по отношению к верхним — более древним. Системы этого типа могут быть названы регрессивными. Системы второго — трансгрессивного — типа формируются при нисходящих движениях блоков коры. Горизонтальная составляющая каждой более молодой серии располагается выше по отношению к более древней серии в соответствии с перемещением базиса эрозии.

Можно видеть, что структурная группа карста определяется по пространственным взаимоотношениям вертикальной и горизонтальной составляющих серий: в гидротермокарсте шахты, колод-

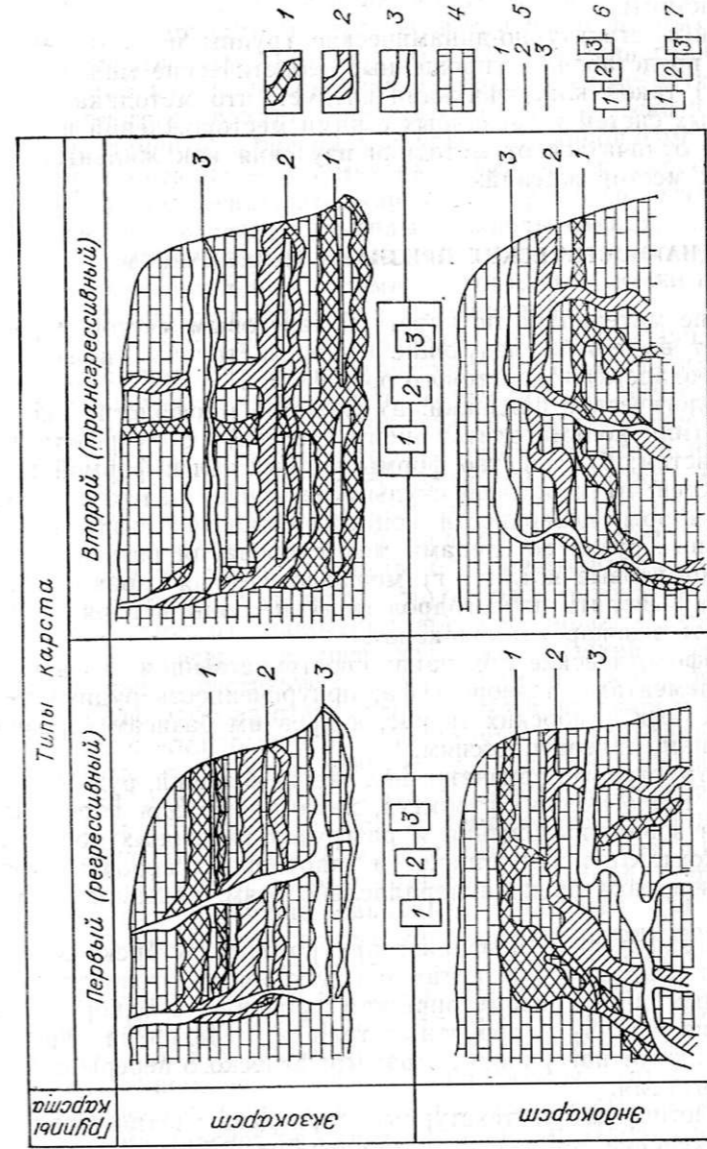


Рис. 8. Структурно-динамическая классификация карстовых систем. 1—3 — генерации карстовых систем; 1 — ранняя, 2 — средняя, 3 — поздняя; 4 — карстующиеся породы; 5 — положение местного базиса эрозии при восходящих движениях; 6, 7 — положение карстового массива относительно местного базиса эрозии при восходящих (6) и нисходящих (7) тектонических движениях.

цы подходят к галереям снизу, в холодном карсте — сверху. Структурный тип диагностируется по характеру пересечения серий: в регрессивной системе молодые серии проникают глубже древних, в трансгрессивной — молодые серии расположены в верхней части системы.

Намеченные структурно-динамические группы и типы карстовых систем представляют упрощенные теоретические модели. Однако уже из такой классификации следует, что методика изучения карстовых систем и связанных с ними месторождений должна существенно отличаться от методики изучения как жильных, так и пластовых месторождений.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ПАЛЕОКАРСТА

Обобщение материалов по карсту и карстовым месторождениям позволяет выделить следующие основные группы признаков карста (палеокарста) и карстового оруденения.

1. Морфологические признаки: а) сходство морфологии систем рудных тел (или кольматолитов иного состава) с морфологией карстовых систем; б) сходство формы рудных тел с формой карстовых полостей; в) карстовая скульптура или ее реликты — разнообразие карры, поверхности конденсационного выщелачивания, эрозионные русла со следами меандрирования потока, водобойные и мармитовые котлы; г) морфологическая зональность, позволяющая выявлять палеогидрологические зоны и в ряде случаев различать экзокарст и эндокарст.

2. Геоморфологические признаки: пространственная связь рудных тел с элементами палеорельефа; приуроченность рудных тел к уровням речных и морских террас, к древним базисам эрозии, слепым долинам, палеодепрессиям.

3. Палеоструктурные признаки: положение брекчий, рудных тел относительно геологических структур, характерное для карстовых полостей, — в зонах поглощения и разгрузки карстовых вод (например, на контакте карстующихся и водоупорных пород); выборочная ориентировка брекчий параллельно осям, крыльям складчатых форм.

4. Стратиграфические признаки: приуроченность брекчий или рудных тел в разрезе к контактам с водоупорными горизонтами, к определенным палеогипсометрическим уровням в однородных, монотонных по составу карбонатных толщах, нередко на определенном удалении от поверхности стратиграфического перерыва или углового несогласия.

5. Морфологические и текстурные признаки кольматолита: а) резкое изменение мощности, утыкание брекчиевого, песчаного или глинистого слоя в карбонатный слой, резкое изменение текстуры, структуры, цвета породы по простиранию; б) капельно-натечные образования — сталактиты, сталагмиты, сталагматы, коралиты, гелектиты, эскудаты; в) скорлуповатые, сферолитовые,

кокардовые, корковые, крустификационно-полосчатые, ритмично-полосчатые текстуры пород и руд, наличие среди брекчий обломков друз кальцита, кварца, флюорита; г) текстуры отложений потоков (косая грядная или волнисто-косая слоистость), текстуры отстойников; д) реликтовые свободные полости различного размера, иногда с друзами минералов, в том числе рудных.

6. Вещественные признаки: а) специфический гранулометрический состав карстовых брекчий, состоящих из несортированного и неокатанного материала — от глыб до тонкого песка и глин; б) отсутствие цемента в брекчиях с крустификационными оторочками; в) цемент брекчий — доломитовая мука, песок, карбонатный туф, травертин, доларенит, калькаренит, узорчато-полосчатое рудное вещество, в том числе сульфиды и окислы свинца, цинка, меди, сурьмы, железа (перечисленные образования могут встречаться и в виде самостоятельных кольматолитов); г) обломки пород, отличные по составу от вмещающих образований.

7. Палеонтологические признаки: остатки фауны и флоры, пыльцы и спор, отличные по возрасту от вмещающих пород.

8. Температура образования кольматолита: экзокарстового 5—50 °С, эндокарстового — до 200—350 °С, иногда выше.

Перечислим также некоторые отличительные признаки гидротермокарста: а) наиболее существенными служат морфологические признаки гидротермокарстовых систем (см. рис. 7), преобладание вертикальных полостей (тел брекчий, других кольматолитов) в нижней части системы и горизонтальных — в верхней, широкое развитие извилистых труб, ходов, ротонд, анфилад, гроздевидных систем; б) гидротермокарстовые полости нередко минерализованы по всему сечению, тогда как экзокарстовые минерализованы преимущественно в донной части или выборочно — в кровле, подошве либо на стенках пустот; в) в эндокарсте обычны сульфиды, кристаллически-зернистые структуры, грубополосчатые, «бурундучные» текстуры, в экзокарсте — оксиды и гидроксиды железа и марганца, натечные, корковые, «папиришпатовые» карбонаты; г) в эндокарсте преобладают эксцентрические натечные образования — сферолиты, коралиты, гелектиты, эскудаты; д) гидротермокарстовые брекчии кроме обычных включений (гравитационно-обвальных и эрозионно-обвальных) содержат так называемые брекчии гидротермальных взрывов, происходящих при резком увеличении давления в результате вскипания раствора вблизи земной поверхности или около полостей большего объема; вследствие таких взрывов образуются зоны раздробленных пород с радиально расходящимися и постепенно затухающими трещинами.

Подчеркнем, что многие из приведенных характеристик являются конвергентными и, взятые по отдельности, не могут служить надежными диагностическими признаками. Однако в совокупности с другими характеристиками, в определенном их сочетании, они позволяют уверенно отличать кольматолит от сходных с ним по отдельным признакам экзогенных и эндогенных образований других типов.

КАРСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

НЕКОТОРЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ К ГЕНЕТИЧЕСКИМ МОДЕЛЯМ КАРСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Конференция в ноябре 1956 г. в Мюнхенском университете, посвященная генезису свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах [40], как бы подвела итог дискуссии о генезисе восточно-альпийских месторождений, отчетливо разделив исследователей на четыре противоборствующие школы — сторонников эпигенетического послескладчатого происхождения месторождений в связи с альпийским тектогенезом (W. Petrascheck, O. Friedrich, E. Clar, A. Tornquist, D. di Corbotaldo); эпигенетического доскладчатого (W. Siegl); гидротермально-осадочного доскладчатого (H. Rainer) и осадочно-мобилизационного (F. Hegemann, A. Maucher, H. Schneider, K. Taupitz, E. Schroll, A. Zorc). Эти школы существуют фактически до настоящего времени, хотя первая из них за прошедшие 30 лет утратила прежнюю популярность.

В мюнхенской дискуссии уже в середине 50-х годов вышло самостоятельное научное направление, которое не укладывалось в рамки ни элементарной послескладчатой, ни осадочно-мобилизационной гипотез. Здесь в первую очередь речь идет о научном значении так называемых «донных руд» (Bodenerz), «рудной почвы», по В. Зигелю. Эти руды выстилают почву воронкообразных углублений в известняке, подстилающем залежи послонных руд, и обычно наблюдаются в местах, где известняки лежачего бока пересечены трещинами [40]. К. Таупиц связывает их образование с химическим и механическим осаждением материала в эрозионных бороздах из морской воды. По наблюдениям Г. Райнера, эти так называемые эрозионные борозды не заканчиваются в почве рудной залежи, а прослеживаются и дальше вниз в виде узких трещин, содержащих кальцит. Г. Райнер приходит к подводно-гидротермальной многостадийной модели образования руд, связывая их с триасовым вулканизмом.

В. Зигель отстаивает привнос рудного вещества снизу и осаждение его не в углублениях морского дна, а во «внутренних» полостях растворения. В качестве главного аргумента он приводит факты наличия в руде кусков известняка, в ряде случаев покрытых щетками кристаллов кальцита. Если еще можно (с большими ого-

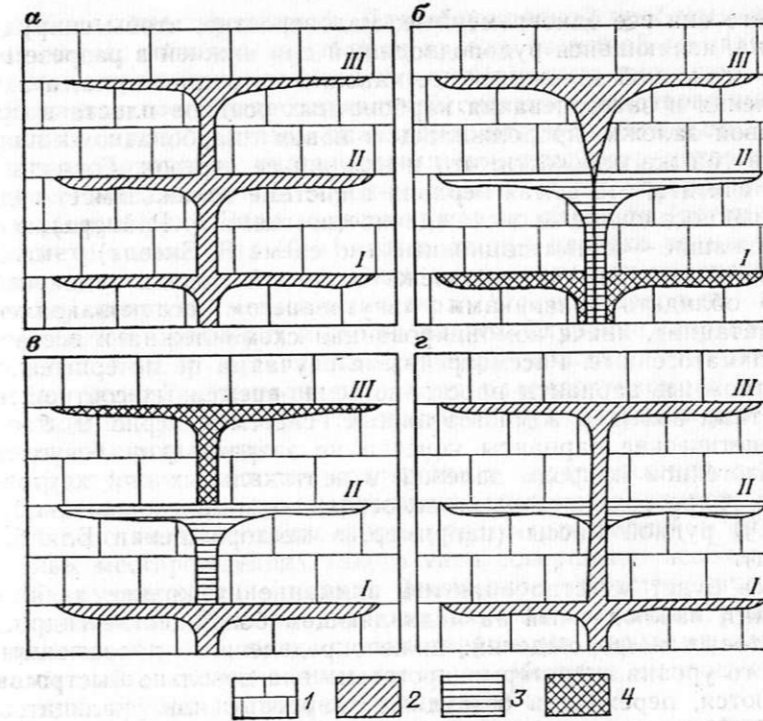


Рис. 9. Комбинации осадочных и кольматогенных рудных залежей в гидротермокарстовых системах.

1 — карбонатная формация; 2—4 — генерации рудных залежей от молодых к древним (I, II, III — номера залежей в разрезе в последовательности снизу вверх): а — все одновременные кольматогенные либо III — осадочная, I, II — кольматогенные; б — одна, две или три осадочные в последовательности от I к III либо одна, две или три кольматогенные в той же последовательности; в — III — осадочная, I, II — кольматогенные в последовательности от III к I либо все кольматогенные в той же последовательности; г — все кольматогенные, причем I и III — более поздние, чем II, либо III — осадочная, I, II — кольматогенные, либо II, III — осадочные, I — кольматогенная.

ворками!) объяснить привнос таких кусков известняка морскими течениями, как это предполагает Г. Райнер (хотя их размер — «величиной с кулак» — допускает перенос лишь при высокой скорости потока, когда рудный ил бесспорно должен размываться), то наличие в руде инкрустированных кальцитом обломков известняка, одинаковых с обломками в вышележащих брекчиях обрушения (также покрытых щетками кальцита), полностью исключает их привнос извне донными течениями. В этом отношении аргументы В. Зигеля заслуживают большего доверия. Однако для окончательного решения необходимы дополнительные факторы, так как «морская» схема Г. Райнера и «полостная» схема В. Зигеля отнюдь не страдают несовместимостью.

Так, наличие серии пластовых залежей, нанизанных на единую рудоподводящую трещину (рис. 9, а), говорит о том, что ско-

рее всего они все одновременные: маловероятно, чтобы синрудная трещина, являющаяся рудоподводящей для нижней в разрезе пластовой осадочной залежи, после накопления рудного ила, а затем накопления и затвердевания карбонатных осадков пласта в кровле первой залежи, продолжилась в новом карбонатном пласте точно в той же плоскости, что и нижний ее отрезок. Гораздо логичнее считать, что самая верхняя в системе залежь имеет гидротермально-осадочное происхождение (по схеме Г. Райнера), а все нижележащие — кольматационные (по схеме В. Зигеля).

Верхняя — «морская» — залежь в данной модели «не имеет права» обладать признаками «внутреннего» осадконакопления (кольматации), иначе комбинированная схема ложна и все залежи кольматогенные. Рассмотренными случаями не исчерпываются все возможные варианты пространственно-временных соотношений конкретных залежей в многоэтажных системах (рис. 9, б — г). Эти генетические варианты конечно не затрагивают безусловно кольматогенной природы залежей в вертикальных или крутонаклонных гидротермокарстовых полостях, которые заключают до 90—95 % рудной массы (например, в месторождении Бляйберг-Кройц).

Здесь будет уместно обратить внимание на крайне любопытный факт, наблюдаемый на подавляющем большинстве гидротермокарстовых месторождений: ниже определенного палеогипсометрического уровня гидротермокарстовые тела довольно быстро выклиниваются, переходя в безрудные кварцевые или кальцитовые жилы либо в тонкие трещинки — проводники, порой не несущие видимых признаков гидротермальных изменений. Это обстоятельство, кстати говоря, служит непреодолимым препятствием для признания гидротермокарстовой модели формирования месторождений многими геологами, изучающими стратиформные месторождения и интуитивно осознающими, что движение рудоносных растворов осуществлялось снизу вверх. «Здравый смысл» подсказывает, что при этом в рудоподводящих каналах должна содержаться если не лучшая, то хотя бы какая-нибудь руда, пусть бы и отличная по составу от вышележащей руды главных залежей. В действительности же в проводниках рудная минерализация встречается крайне редко.

Можно не сомневаться, что именно этот факт, обсуждавшийся и на Мюнхенской конференции [40], послужил широкому распространению представлений о карстовых полостях как пассивных ловушках рудного вещества, переотложенного латераль-секретионными водами из боковых пород, нисходящими водами из вмещающих карбонатных пород или из вышележащих стратифицированных залежей в углеродистых сланцах. Подобная логическая цепь рассуждений уже сама по себе исключает вариант формирования полостей в ходе гидротермального процесса.

Для разъяснения можно обратиться к медно-цинково-колчеданным месторождениям, среди которых выделяются шток-камерные [28] — почти полные структурные аналоги Т-образных гидротер-

мокарстовых месторождений. Для обсуждаемой проблемы не имеет значения, является ли главная залежь камерной (в палеополости) или стратифицированной (гидротермально-осадочной).

Корневая часть гидротермальной системы, фиксированная пропилитами, аргиллизитами, опалитами, кварц-альбитовыми, кварц-хлорит-альбитовыми, кварцитовыми или кварц-серицитовыми метасоматитами, имеет вид воронки, верхняя часть которой вмещает колчеданную руду. Зона метасоматитов по площади (сотни метров в диаметре, иногда до 10—15 км в длину) нередко во много раз превосходит самую залежь. Вниз по разрезу подстилающих залежь вулканитов метасоматическая воронка довольно быстро уменьшается в размерах и сходит на нет. Глубокие «корни» месторождений фиксируются зонами ангидрит-гипсовых гидротермолитов без рудной минерализации. Для рассматриваемого типа месторождений несомненно, что движение рудных растворов осуществлялось снизу вверх.

Структурная аналогия колчеданных месторождений с Т- или Г-образными гидротермокарстовыми системами полная. Можно видеть, что наличие подводящих рудоносных корней в гидротермальных месторождениях такого типа совершенно необязательно. Мы не имеем конечно в виду физическое отсутствие рудоподводящих каналов. Речь идет о каналах, фиксированных рудой или какими-то особыми легко диагностируемыми породами или свойствами пород, отличающимися каналом от обычных, непродуктивных, разломов, трубок взрыва, субвулканитов и т. д.

Следовательно, есть все основания считать, что перегретый металлоносный флюид, находящийся под большим давлением, инертный по отношению к транзитной среде, — это и есть типичное состояние транспортирующего рудное вещество агента и в колчеданных и в гидротермокарстовых системах. Достигая в толще пород критического гипсометрического уровня, где литостатического давления уже не достаточно для удержания флюида в жидком состоянии, он вскипает (взрывается!). По-видимому, следы таких взрывов и фиксируются в гидротермокарстовых системах в виде шаровых камер с радиальной сетью трещин, сфокусированных на центр камеры.

Благодаря высокой проникающей способности, используя трещины, плоскости наложения, слоистость, сланцеватость, литологические глинистые экраны и пласты-водоупоры, пар проникает в толщу пород и, охлаждаясь, конденсируется. Жидкость корродирует породы, закладывая основу зоны горизонтальной циркуляции гидротермокарстовой системы. Оптимальные условия для формирования конкретных уплощенных полостей (будущих «таблетчатых» или пластовых тел) возникают под экранами водонепроницаемых пород.

Таким образом, в гидротермокарстовой системе можно представить существование трех подвижных термодинамических зон: нижней гидротермальной (перегретой), средней газогидротермальной и верхней гидротермальной. Динамичность таких зон подтвержда-

ется хорошо изученным явлением пульсации гейзеров. Ритмическая «бурундучная» текстура руд, столь характерная для гидротермокарстовых месторождений, как нельзя надежнее подтверждает данную схему.

В итоге можно заключить, что основы современной теории гидротермокарстового рудообразования были заложены еще в 50-х годах (Г. Райнер, В. Зигель, С. Джулинский, М. Сасс-Густкевич). Однако потребовалось 30 лет, чтобы в сознании геологов понятия «карст» и «гидротермальный процесс» прекратили единоборство, вызванное кажущейся их несовместимостью. Ибо «карст» конечно в первую очередь ассоциируется с зоной гипергенеза и с процессами корообразования, протекающими сверху вниз. Эти представления оказались настолько живучими, что многие геологи-рудники, признавая важную роль карста в металлогении, ограничивают его права созданием полостей, ловушек, которые непосредственно с рудным процессом не связаны. Для сульфидных же руд процессы карсто- и рудообразования разрываются во времени, как несовместимые по термодинамическим условиям.

В генетической модели итальянских свинцово-цинковых месторождений в триасовой толще продолжается заимствование рудного вещества из стратифицированных рудоносных черных сланцев и перенос его вниз или по латерали в карстовые полости [Omenetto P., 1979 г.; Schulz O., 1983 г.]. Разрываются оруденение и карст во времени даже в тех случаях, когда само существование гидротермокарста признается. Например, эпигенетическая модель А. Овтрахта [1984 г.], разработанная им для стратифицированных месторождений Южного Средиземноморья, включает: а) предрудное образование полостей отслаивания и зон брекчирования, б) гидротермальную проработку и перекристаллизацию пород, в) многочисленные сменяющие одна другую окислительные и восстановительные фазы отложения руд в палеофреатических системах.

В значительном числе публикаций типоморфные породы карста относятся к седиментационным, деформационным брекчиям, а наличие рудных обломков в брекчиях трактуется как признак субмаринного рудогенеза; в частности, это отмечается для месторождений Северо-Тирольских Известняковых Альп [Sidiropoulos Lazaros, 1983 г.]. Не упоминается карст в ряде работ по Бляйбергу [Серпу I., 1984, 1985 гг.]: все руды относятся к седиментационно-диагенетическим при существенной роли метаморфизма в изменении форм рудных тел и в перераспределении металлов. В схемах исследователей свинцово-цинковых месторождений о. Сардиния (Х. Шнейдер, Ж. Падалино, С. Претти, М. Бони и др.) предполагается ремобилизация сингенетичного кембрийским осадкам рудного вещества в карстовые полости в пермо-триасовое время.

Наиболее оригинальна схема канадского исследователя свинцово-цинковых месторождений о. Баффинова Земля Х. Джемсетчера [1973 г.]. В его схеме оруденение системы карстовых полостей и цемента гравитационных брекчий осуществляется в период трансгрессии моря на закарстованный карбонатный массив. Мор-

ские металлоносные воды проникают в карстовые полости, вызывая доломитизацию известняка и отложение сульфидов цветных металлов, инициированное подземной бактериальной сульфатредукцией серы из сульфатов. Остается гадать, как этим водам удается проникать в карстовые полости на сотни метров ниже уровня поверхности моря; каким образом подводные поноры остаются некольматированными морскими осадками; как осуществляется постоянство дренажной системы — необходимое условие жизнедеятельности сульфатредуцирующих бактерий в подземных камерах.

Не менее оригинальный вариант карстово-гидротермальной системы предложен для свинцово-цинкового месторождения Нансиквик (Канада) Р. Клеймоном и Л. Торпе [1982 г.]. В этом «арктическом» варианте карстовые полости перед захоронением заполняются льдом, водой или сульфатами — иначе не объяснить, как могли остаться некольматированными полости в период отложения карбонатно-глинистых перекрывающих осадков. Во вторую стадию в захороненных карстовых структурах при температуре до 100 °С и давлении сотни килопаскалей из минерализованных растворов эндогенного или латераль-секрционного происхождения формируются колчеданно-полиметаллические руды.

По сведениям из работы К. Данема и др. [1982 г.], попытки применить к свинцово-цинковым (с флюоритом и баритом) месторождениям Дербишира карстовую модель натолкнулись на непреодолимую трудность: рудоносные полости в вулканогенно-карбонатной визейской толще содержат кроме прочего и перемытые обломки перекрывающих ее намюрских сланцев. Из этого, казалось бы, ясно следует, что полости сформированы, во-первых, после отложения намюрских сланцев, и, во-вторых, гидротермальными растворами, движущимися снизу вверх. Однако такой — эндокарстовый — вариант английской школой не предусмотрен.

Ассоциация во многих среднеазиатских сурьмяно-ртутных месторождениях одного-единственного горизонта рудоносных джаспероидов (непосредственно под сланцевым горизонтом) с расположенными ниже их карстовыми полостями и гравитационными брекчиями наводит на мысль об экзогенной природе этих джаспероидов, весьма напоминающих к тому же маршаллиты кор выветривания. Представление о проявлении карста исключительно в виде гипергенного холодного процесса кажется настолько аксиоматическим, что всякие признаки палеокарста в рудоносных толщах неизбежно связываются с осушением бассейна и перерывом в осадконакоплении, а там, где такие перерывы не выделяются, объяснение отыскивают в «неполноте информации». Возраст стратиформного оруденения не отрывается существенно от возраста рудоносных толщ и синхронизируется с эпохой частной инверсии, с частным несогласием, развитием палеокарста и фрагментов кор выветривания.

Так, В. И. Бергер [3] выделяет в качестве рудоконтролирующих перерывы: в Южном Тянь-Шане средний девон — ранний, средний карбон; в Динарской провинции поздний карбон — ран-

няя пермь, средний триас; в Северо-Американской провинции средний девон — ранний карбон; в Тосканской провинции послерэпский — предэоценовый. Считается, что совмещение в узком стратиграфическом интервале аномальных условий седиментации в относительно краткие периоды завершения одной трансгрессии и начала новой (перед перерывом и после него) с палеоденудацией в период перерыва осадконакопления, включающей палеокарст, коры выветривания, элювиальные брекчии и т. п., — все это создает предпосылки для концентрации оруденения вблизи несогласий. Главные рудные концентрации локализуются в непосредственной близости от поверхности несогласия, а вертикальный размах сурьмяного джаспероидного оруденения относительно таких уровней составляет сотни метров (не превышая 1 км) [Бергер В. И., 1978 г.].

Предпринимались попытки создать из перечисленных факторов, нечетко разграниченных в пространстве и времени, генетические модели киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации. В. П. Федорчук [1969, 1974 г.] развивает представление о связи телотермальных месторождений Средней Азии с глубинными рудогенерирующими очагами на орогенном этапе (пермо-триас). Т. Ловеринг [1972 г.] склонен считать джаспероидные месторождения Невадийской провинции (Au, Ag, Sb, Hg) эпитептермальными образованиями, связанными с кислым кайнозойским магматизмом. В. Т. Сургай [1970 г.] различает в среднеазиатских месторождениях осадочно-диагенетические и гидротермальные. Для денудационно-остаточного подтипа осадочно-диагенетических месторождений подчеркивается накопление ртути и сурьмы в древних погребенных корках выветривания.

Ж. Самама [1970 г.] считает сингенетическим флюорит-барит-антимонитовое пластовое оруденение в триасовых карбонатных толщах обрамления Центрального Французского массива. Ж. Жиллу [1971 г.] важное место в формировании эксгальционно-осадочной сурьмы Астурии (Иберийская провинция) отводит процессам корообразования во время послешиллского — предсилурийского перерыва. В. И. Бергер [1978 г.] полагает, что кварцевые гидротермальные метасоматиты — джаспероиды «первоначально могли представлять собой продукты корового окремнения известняков в зоне гипергенеза около поверхностей межформационных перерывов» (с. 209). Из этого допущения следует вывод «об интенсивном развитии древнего корообразования, захватившего значительные объемы рудоносных карбонатных и кремнисто-карбонатных формаций» (с. 209—210).

Все вместе отмеченные предположения приводят к следующей модели: «Первичная рудоконцентрация сурьмы вдоль палеопереходов денудации, коро- и карстообразования могла происходить как в сульфидной форме, так и в форме остаточных и остаточнопористых скоплений минералов — окислов сурьмы в древних корках выветривания и их перемещенных продуктах в палеокарсте. . .» Карбонатные формации подверглись «корообразова-

нию, возможно, при участии горячих минерализованных вод». И далее: «Последующая гидротермальная переработка первичных рудных скоплений после консервации их под сланцевым экраном перекрывающей флишевой формации обусловила переход оруденения в сульфидную форму» (с. 210).

Можно не сомневаться, что почти во всех приведенных примерах генетических моделей (за исключением гипотезы В. П. Федорчука) наличие признаков карста сыграло решающую роль, поскольку на него опирались в своих построениях как на наиболее очевидный показатель осушения и выветривания толщ. Такая дилемма не стояла лишь перед В. П. Федорчуком, связывающим рудообразование с субэпиральной пермской или пермо-триасовой орогенической эпохой, для которой карст, естественно, совсем не противопоказан. Впрочем, эта вторая крайность также неожиданно пришла в противоречие с карстом, хотя первоначально казалось, что он не только не противостоит указанной датировке оруденения, но является ее достаточно строгим аргументом. Оказалось совершенно необъяснимым, как могли вадозные воды просочиться сквозь глинистый экран, насытиться серной кислотой (при окислении обильного в сланцах пирита), превратив антимонит в гидросервантит, а флюорит в геарксунтит, проникнуть в известняки, способствуя формированию обширных подрудных карстовых полостей [Федорчук В. П., 1985 г.].

Не продолжая далее примеры, подчеркнем, что они со всей очевидностью показывают, насколько неправомерно рассматривать карст как явление чисто гипергенное. Однако если по отношению к сульфидным месторождениям это предостережение имеет под собой прочное основание, то относительно месторождений бокситов в геосинклинальных толщах оно не столь очевидно. Но установлено твердо, что Т-образная форма полостей, характерная для месторождений СУБР, в большинстве случаев свойственна именно гидротермокарсту. Уже этого достаточно, чтобы поставить под сомнение не только почти общепризнанную гипотезу формирования бокситов субровского типа путем заполнения полостей холодного карста перемещенными продуктами латеритных кор выветривания, но даже и наиболее близкую гидротермокарстовой модели гипотезу заполнения полостей холодного карста эксгальционными бокситами в условиях мелкого моря [41]. Если гидротермальный перенос алюминия вообще возможен, то структура бокситовых месторождений этого типа позволяет значительно упростить и наиболее близкую гидротермокарсту генетическую модель, минуя стадию поверхностного закарстования.

Гидротермокарстовая модель бокситов все-таки нашла своего автора. Г. Н. Черкасов [1985 г.] применил модель гидротермального происхождения бокситовых месторождений гавайского типа к ряду районов Сибири. Характеризуя особенности локализации бокситов Юго-Западного Прианбарья, он подчеркивает часто сложную (с апофизами) форму залежей в карстовых полостях, наличие горизонтальных галерей, не выраженных на земной поверхности и

плотно заполненных бокситами, что, по его мнению, невозможно при кольматации полостей механическими обломками через вертикальные колодцы с поверхности. Состав кольматолитов изменяется от одной полости к другой на небольшом расстоянии и без всякой закономерности — они представлены бокситами, железными рудами либо титанистыми глинами. Предполагается существование глубинного источника глинозема. Хотя эта модель небыстречна в своей фактографической части (натурные объекты Сибири еще слабо изучены), в логике ей отказать трудно.

Проблема совокупного влияния эндогенных и экзогенных факторов на формирование бокситов недавно рассмотрена В. Г. Колокольцевым [1986 г.] на примере платформенных областей. Вывод об участии в этом процессе не только эндогенной энергии, но и глубинного вещества подтверждается ассоциациями элементов-примесей, составом и пространственными взаимоотношениями минеральных парагенезов.

Приведенный выше материал показывает, что проблему взаимоотношений и диагностических признаков экзокарстовых, эндокарстовых и осадочных стратифицированных образований следует считать не только не разрешенной, но еще едва поставленной на повестку дня. Во всяком случае, уже и теперь можно сказать, что упрощенный подход к модели формирования карстовых месторождений в результате химического или механического заполнения карстовых полостей поверхностного происхождения должен быть отставлен. Карстовые системы — сложные, развивающиеся физико-химические, гидрогеологические, гидродинамические, геологические системы, к которым неприменимы упрощенные модели, описывающие ту или иную последовательность событий, отраженных в терминах «растворение», «заполнение», «метасоматизм». Вместе с тем непродуктивно и кажущееся естественным желание определять карстовые месторождения терминами «полигенное», «полихронное», поскольку это не решение вопроса, а уход от него.

Проблема карстовых месторождений лишь поставлена. Структурные, морфологические, морфогенетические и другие классификации карстовых систем, предложенные выше, следует рассматривать как попытку частных решений или варианты описания отдельных сторон этого сложного явления.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ

Месторождения, в которых рудное вещество локализовано в карстовых полостях, описывались многими исследователями (А. Е. Ферсман [1927 г.], Г. Берг [1937 г.], Б. П. Кротов [1945 г.], М. А. Карасик [1948 г.], Г. И. Водорезов [1956 г.], М. А. Мульменко [1956 г.], М. И. Гевирц [1960 г.], И. И. Гинзбург [11, 12], А. Г. Чикишев [1964 г.], Г. В. Вахрушев [1964 г.], Н. А. Гвоздецкий [1964 г.; 9], Г. А. Максимович, В. П. Косторев, В. Н. Быков [1968 г.]). Характеризуя используемые человеком свойства карста, Г. А. Максимович [1972 г.] опубликовал список 27 видов

приспособления пещер, в том числе под музеи, рестораны, шампиньарии, тюрьмы, санатории, мастерские фальшивомонетчиков, картинные галереи, железоплавильни и т. д. В качестве собственных полезных ископаемых карста упоминаются пещерный оникс, фосфориты, селитра, мумиё, лёд, галмей, оптический кальцит, вода.

В большинстве публикаций описываются отдельные карстовые месторождения глин, бокситов, железа, марганца, никеля, фосфоритов, алмазов, золота; в некоторых приводится лишь краткое их перечисление.

В работе Р. А. Цыкина [56] обобщены все сведения по полезным ископаемым холодного карста. Выделено пять генетических групп месторождений (остаточная, остаточо-инфильтрационная, инфильтрационная, осадочная и полигенная), объединяющих от трех до восьми генетических типов залежей.

В группе остаточных месторождений выделяются элювиальные образования, связанные с инконгруэнтным растворением и гидролизом осадков и пород. Инфлювиальные образования создаются при конгруэнтном растворении балластных минералов. Остаточо-инфильтрационное оруденение имеет паравтохтонный источник — вблизи месторождения; инфильтрационное оруденение возникает из вод с высоким содержанием рудного элемента благодаря высокой селективности геохимического барьера. В осадочной группе выделяются аллювиальные, озерные, делювиальные, пролювиальные, коллювиальные, кольматационные и натечные типы руд. Полигенная группа включает оруденение, сформированное ранее в карсте и механически переотложенное на новые карстовые поля.

Структурно-морфологические особенности карстового оруденения рассматриваются Р. А. Цыкиным на трех уровнях.

1. Геоструктурный уровень определяет геологические условия карстификации — форму, строение и условия залегания тел карстующихся пород.

2. Собственно карстовый уровень учитывает морфологические особенности и морфометрию элементов карста; например, среди погребенных форм выделяются карры, воронки, котловины, долины, поля.

3. Внутрикарстовый уровень предопределяет формы рудных тел — пласти, линзы, клино-, ленто-, гнездо- и столбообразные залежи, а также жиллообразные секущие тела.

Эта классификация, по существу морфогенетическая, достаточно полно отражает состояние изученности месторождений экзокарста, и ее главные элементы вполне могут быть использованы при построении общих классификаций карстовых месторождений. Исключение составляют аллювиальные, озерные, делювиальные, пролювиальные и коллювиальные месторождения осадочной группы, не относящиеся к классу карстовых месторождений.

Коллектив авторов монографии «Древний карст и его россыпная минералогия» [13] воспользовался при рассмотрении рудоносных карстовых депрессий разработанными ранее классификациями. Вслед за Г. А. Максимовичем и И. Л. Голубевой [1955 г.] на

основании анализа состава карстовых отложений, их стратификации, типа слоистости и формы депрессий выделены коррозионно-просадочные, коррозионно-провальные, коррозионно-суффозионные и коррозионно-эрозионные формы.

Н. А. Шило [1958 г.] подразделил россыпи в карсте на коррозионно-эрозионные и коррозионные. Первые включают наземные и подземные (пещеры, камеры, каналы) рудоносные формы, вторые — просадочные, провальные и суффозионные.

Ю. С. Ляхницкий [31] предложил различать пять генетических типов карстовых месторождений: 1) выполнения открытых карстовых полостей натечными образованиями, отлагавшимися из гидротерм, 2) метасоматического замещения первичного заполнителя полостей, 3) инфильтрационные, 4) механического выполнения полостей, 5) отложения рудного вещества в прибрежно-морских и озерных условиях.

Э. И. Кутырев [1978 г.] впервые обосновал два самостоятельных формационных типа гидротермокарстовых свинцово-цинковых месторождений — по связи месторождений с карстово-карбонатной рифогенной формацией (сардинский тип) и с карстово-карбонатной слоистой формацией (барвинский тип), отличая их от стратифицированных месторождений мургалимсайского и атасуйского типов в карбонатных формациях.

В 1982 г. Э. И. Кутырев и Ю. С. Ляхницкий [29] публикуют первый список минерально-геохимических типов гидротермокарстовых месторождений не только свинца и цинка, но и флюорита, сурьмы и ртути; в 1988 г. этот перечень дополняется гидротермокарстовыми золоторудными (золото-полиметаллическими) месторождениями [Съедин И. М., Кутырев Э. И. и др., 1988 г.].

В список карстовых месторождений следует включить и несколько типов месторождений урана, а также некоторые месторождения малахита, серы, целестина, барита, исландского шпата, поделочных камней (мраморный оникс), нефти и газа. Есть основания считать, что многие месторождения лазурита, хотя по своей природе метаморфогенные, по эдукту являются эндокарстовыми и, следовательно, их можно называть карстово-метаморфогенными.

В итоге можно выделить следующие подходы к классификации месторождений, каждый из которых обладает своими достоинствами и определенными недостатками: 1) структурно-морфологический, 2) структурно-динамический, 3) структурно-геологический, 4) генетический, 5) формационный.

Структурно-морфологические типы карстовых систем (см. рис. 6 и 7) фактически являются и структурно-морфологическими типами карстовых месторождений и рудных полей. В определенной мере такая классификация, в которой изначально различаются эндо- и экзокарстовые системы, является и генетической, но с одной существенной оговоркой: в ней определяется генетический тип рудоносной системы, но не руды, поскольку в природе возможны и действительно наблюдаются заполнение гидротермокарстовой систе-

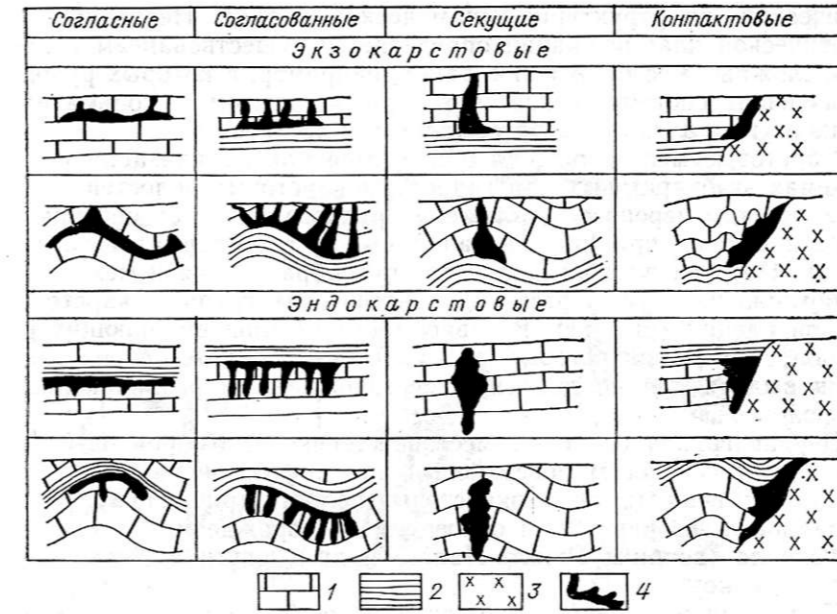


Рис. 10. Структурно-геологическая классификация карстовых месторождений. Породы: 1 — карстующиеся, 2 — водоупорные терригенные, 3 — магматические; 4 — карстовые системы.

мы экзокарстовым компонентом и, наоборот, — кольматация эндокарстовой рудой экзокарстовой системы.

Второй подход — структурно-динамический — определяет существование четырех видов карстовых месторождений, отвечающих соответствующим структурно-динамическим видам карстовых систем (см. рис. 8), — двух эндокарстовых и двух экзокарстовых. В мировой литературе мы встретили лишь один пример практического применения такого подхода [Валкер Р. и др., 1983 г.] и, кроме того, попытались, совместно с Е. В. Поповой, разработать структурно-динамическую модель свинцово-цинкового месторождения Уч-Кулач, подробно рассмотренную в главе «Свинец и цинк». Вследствие трудоемкости этот подход целесообразно применять при детальном изучении эксплуатируемых месторождений.

Третий подход — структурно-геологический — может найти применение при прогнозно-металлогенетических крупномасштабных исследованиях, когда требуется решить в самом общем виде, к какому типу (согласному, согласованному, секущему или контактовому) и к какому виду (экзо- или эндокарстовому) вероятнее всего относится тот или иной объект (рис. 10).

Четвертый подход — генетический — направлен на решение одного из сложнейших вопросов происхождения карстовых месторождений, на который не может дать ответ ни структурно-морфо-

логический, ни структурно-динамический подход. Необходимость генетической классификации определяется существованием в природе сложных месторождений, таких, например, в которых рудолокализирующая система создается холодным карстом, а кольматирование осуществляется гидротермальными растворами.

Карстовые месторождения образуются при локализации руд в системах экзокарстовых или гидротермокарстовых полостей — при механическом переносе и отложении рудного вещества инфлюационными водами при инфильтрационных и гидротермальных процессах. По разновидностям агентов рудообразования и механизму рудоотложения намечаются три генетические группы карстовых месторождений (рис. 11). В зависимости от типа вмещающих руды полостей (экзокарстовые, эндокарстовые) в каждой из этих групп выделяются по два вида месторождений, различающихся морфологией.

Первая группа включает месторождения, сформированные механическим переносом поверхностными (инфлюационными) водами рудного вещества в экзокарстовые полости (рис. 11, а). К инфлюационно-экзокарстовым относятся месторождения алмазов в Трансваале (воронка Рункте-Лаагте и др.), ртути в Китае (на плато Гуйчжоу).

К промышленным месторождениям, образованным при кольматации инфлюационным рудным веществом гидротермокарстовых полостей — инфлюационно-эндокарстовым (рис. 11, б), предположительно относятся некоторые кубинские месторождения бокситов.

Для месторождений второй группы характерно инфильтрационное рудоотложение. Месторождения образованы при переносе рудного вещества инфильтрационными водами и отложении его нередко параллельно с закарстованием массива — инфильтрационно-экзокарстовый вид (рис. 11, в). К ним относятся железорудные (с силикатным никелем) месторождения Режского и Алапаевского районов на Урале, вероятно, некоторые свинцово-цинковые проявления Сардинии [72]. Особый случай представляют некоторые месторождения золота (например, в Центральноалданском районе), которые по первоначальной природе и карстовых полостей и рудоносных кольматолитов, видимо, являются гидротермокарстовыми образованиями, затем подвергшимися гипергенному обогащению в условиях закрытого карста. Поскольку речь идет о золоте, трудно решить, инфильтрационным или инфлюационным был этот процесс обогащения.

К месторождениям, образованным при инфильтрационном переносе рудного вещества в гидротермокарстовые полости — инфильтрационно-эндокарстовый вид (рис. 11, г), — относится свинцово-цинковое месторождение Ачисай, на котором гидротермокарстовые полости с первичной сульфидной рудой позднее подверглись переработке в галмейные руды поверхностными водами.

В формировании месторождений третьей группы главная роль принадлежит глубинным ювенильным или минерализованным за-

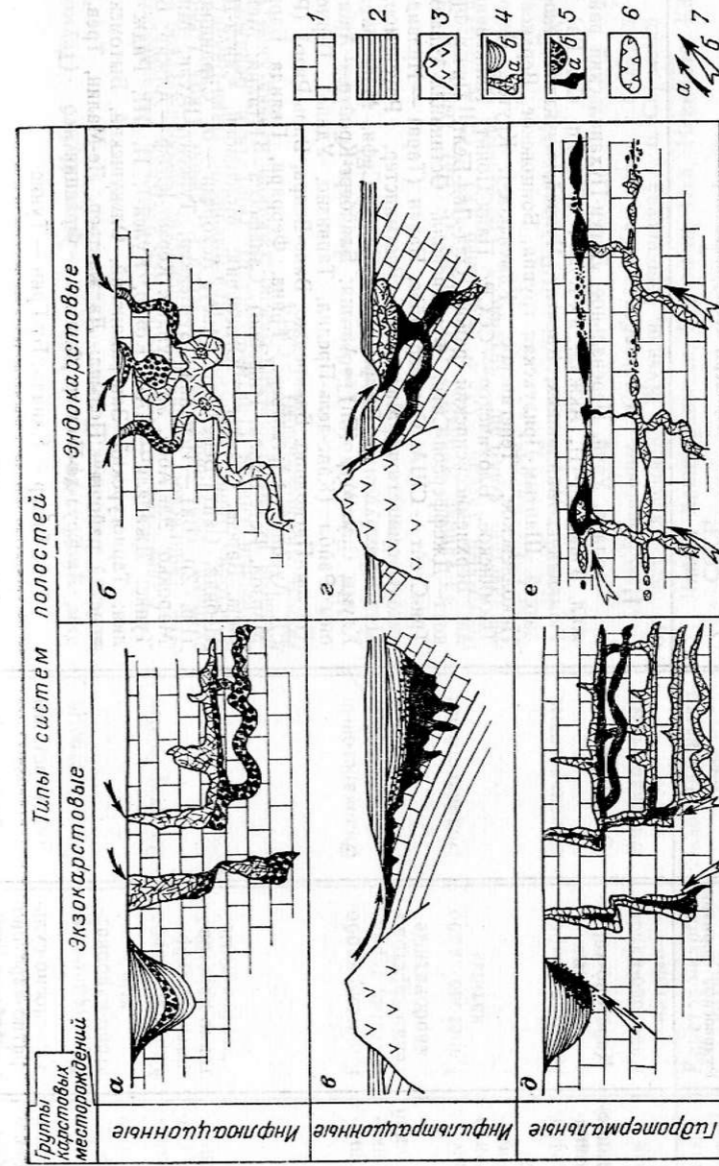


Рис. 11. Генетическая классификация карстовых месторождений.
 Породы: 1 — массивные, 2 — терригенные, 3 — ультраосновные; карстовые полости: 4 — с нерудным веществом, 5 — с рудным веществом (а — массивным, б — прожилково-вкрапленным); 6 — рудоотлагающие поверхностные воды (а) и термальные растворы (б).

Таблица 2
ФОРМАЦИОННАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КАРСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Формационные типы месторождений		Морфогенетические типы	Примеры месторождений, районов
Промышленные типы	Рудосносные формации		
Свинцово-цинковые (сарданский тип)	Карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Сардана, Уруй, Перевальное, Лугун-Пуханильский район, Узунжад, Ушкатын-III, Ажжал, Уч-Кулач (Pb, Zn, Sn, Ba), Квайсы, Гюмошлуг, Майданшах, Карагач, Чункей, Сууктюбе, Кюеулы, Салдатсай, Шантым-Прилуцкая группа, Бойцовское, Верхнеаршинское, Николаевское, Тенгинское, Каменское-I, Крутое, Петрищевское, Токминское, Блохинское — СССР; Пайн-Пойнт, Нансивик — Канада; Верхнемиссисипский район, Олд-Лид-Белт, Пичер-Филд, Маскотт-Джефферсон-Сити, Фриденсвилл, Остинвилл-Айванхо, район Три-Стейт — США; Сильвермайнс, Наван (Тара) — Ирландия; Нентхед, Сетлингстоун, Мидклоуз, Вестминстер, Роусисмор, Дангд, Дип-Левел, Хендр, Брейн-Гуйог, Менс-и-Сефи, Майнера (Pb, Zn), Клуид, Саут-Мур (Zn) — Англия; Вляйберг-Кройтц — Австрия; районы Райбл (Каве-дель-Предил, Тарвизио, Улине), Горно (Лежко, Паглио-Пиннолино, Бакареджо, Валь-Ведра, Валь-Ризо) (Pb, Zn, Ba, F), Ауронцо (Аргентьера, Грина, Феррара, Пьянда Барко, Валь-Марзон, Рете-Валла, Инферно), Салафосса — Италия; Межица, Бара, Вареш, Стангрт — Югославия; Монтепони, Санта-Джованни, Небида, Санта-Бенедетто, Маса-Аскорези — о. Сардиния; Росоин (Pb, Zn, Ba) — Испания; Бу-Беккер, Туиссит, Аули, Мибладен — Марокко; Эль-Абед, Уэд-Зундер, Керзет-Юсеф — Алжир; Бу-Грин — Тунис; Джабали — ИАР; Кохко, Кулей-1, II, III, Ридж — Австралия; Тарногурский, Заверцианский, Олькушский, Бытомский, Хжановский районы — Польша; Ларжантьер, Ле-Малин, Трев, Буа-Маддам, Ла-Круа-де-Пальер, Фижеак — Франция
Свинцово-цинковые (тип Гейс-Ривер)	Соленосно-сульфатно-карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Гейс-Ривер — Канада; Бу-Грин — Тунис

Свинцово-цинковые (ачисайский тип)	Карстово-карбонатные	Экзо-эндокарстовые	Ачисай — СССР
Медно-свинцово-цинковые	Терригенно-карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Сентейн — Франция; М'Пасса — Заир; Цумеб (Тсумеб) — Намибия; Баллиналак, Тайнаг — Ирландия
Серебро-свинцово-цинковые (каданский тип)	Карстово-карбонатные, терригенно-карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Каданское, Шахардарское, Благодатское, Мальцевско-Килгинское, Тайнинское, Мульдаиские прииски, Пресображенское, Тронские Рудники, Воздаяно-Цагайское — СССР; район Пиоч (Джехраббит, Бристоль, Принс, Клейслтон, Пан-Американ, Илли-Валли), районы Восточный Тинтик (Тинтик-Стандарт, Норт-Лиди, Берджин), Центральный Тинтик (Ридж-энд-Валли, Джемини, Юрика-Хилл, Сиу, Бек-Таннел, Айрон-Блюссом) — США
Барит-флюорит-свинцово-цинковые (барвинский тип)	Карстово-карбонатные, терригенно-карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Им. Барвинского (Таборное), Амдерма, Сетенях, Саккырыр — СССР; Редбури, Гроверейк, Уайтхилс (Pb, F) — Англия; район Иллинойс — Кентукки (Pb, Zn, F) — США
Флюоритовые, барит-флюоритовые (таскайнарский тип)	Карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Таскайнар, Аурахмат (F), Бадам (F, Ba), Тыры, Як, Западный, Восточный Таскан — СССР; Розиклер (F) — США; Бохулы (F) — Афганистан; Олд-Ганг, Аркендейт, Грассингтон (Ba, F), Массон-Хилл (F) — Англия
Редкометалльно-флюоритовые (хамнинский тип)	Карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Хамнинское, Татарское — СССР; месторождения Вьетнама
Баритовые	Карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Нью-Брансепет, Силвербелд, Клоусхаус, Голконд — Англия; Бутгерру-Малфидано, Жуэнни, Пепникседа — о. Сардиния
Целестиновые (ляканский тип)	Карстово-карбонатные	Экзо-эндокарстовые	Лякан, Хашкаркамахи, Зурамахи, Иха, Нахимеэр, Кхиут, Могут — СССР
Свинцово-цинковые	Скарново-карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Верхнее, Саловое, Николаевское, Алтын-Топкан — СССР

Формационные типы месторождений		Морфогенетические типы	Примеры месторождений, районов
Промышленные типы	Рудовносные формации		
Ртутные (тип Монте-Амиата)	Терригенно-карстово-карбонатные	Экзо-эндокарстовые	Зархок, Кавнок, Огнэ (Hg, Ba), Ташрабат (Hg, F), Барксу, Ташбулак — СССР; Гвадалкацар — Мексика; район Хуанкавелика (Ботка Пуко, Сан-Рока, Пукакапа, Фолтрикера, Санга-Барбара, Тесара-Орхо, Ярампа, Такча, Арика) (Hg, Sb, Zn, Pb, Ba) — Перу; район Монте-Амиата (Абадния Сан-Сальвадоре, Сиеле, Корначино, Монтебуоно) — Италия; район Терлингуа (Чизос, Марицоза, Фреска, Рейнбад, Уалдрон) — США; Идрия — Югославия; Ваньшаньская группа (Hg, Zn, Ba) — Китай
Ртутно-сурьмяные (джжикругутский тип)	Сульфатно-карстово-карбонатные	Экзо-эндокарстовые	Гвадалкацар (Hg, S) — Мексика
Сурьмяные (кадамджайский тип)	Карстово-карбонатные	Инфлюационно-экзокарстовые	Месторождения на плато Гуйчжоу — Китай
Урановые	Карстово-карбонатные джасперондитные	Эндокарстовые	Джжикругут (Hg, Sb, F, Ba, Pb, Zn), Хайларкан (Hg, Sb, F), Бузинова (Hg, Sb), Келян (Hg, Sb, F) — СССР; Сизма-Ладик (Иран)
Урановые, фосфорно-урановые (тип Итатия)	Карстово-карбонатные	Экзо-эндокарстовые	Уйтцуко (Hg, Sb) — Мексика
	Карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Сан-Хосе — Мексика; Столице, Заяча, Лица — Югославия; Айн-Керма, Хаминат — Алжир; Сигуаньшань, Цинлун — Китай; Шарм (Sb, Ba, F), Турк-Паряда, Волапти-Дароз, Кадамджай, Кара-Камар, Гурдара (Sb, Zn, Pb, F), Солонечное — СССР
	Карстово-карбонатные	Инфлюационно-экзокарстовые	Илирри — Австралия; Бакума — Центральноафриканская Республика
	Карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Итатия (U, P) — Бразилия; Джабудука (U, Au), Рейнджер-1, районы Рам-Джангл (Имбайтмент — U, Pb, Zn, Sn, Браун — U, Pb, Zn, Дайсон — U), Аллигейтор (Эль-Ширана, Палит, Рокхол, Коронешн, Куллин — U) — Австралия; плато Колорадо (Коппер-Хоуз, Коппер-Маунтин, Каннингем, Гранд-Гулч, Грандвью, Хак Каньон, Олд Бони Таннел, Орфан, Риденор, Ривервью, Саванник, Шидер — U, Sn, Ag, Au) — США
Золоторудные, золото-редкометалльно-полиметаллические (алданский тип, тип Карлин)	Карстово-карбонатные	Эндокарстовые, эндо-экзокарстовые, стратифицированно-эндокарстовые (?)	Невада (Карлин, Белл, Голл-Куорри, Джерритг-Каньон, Рейн, Магги-Крик, Кортец, Гетчелл, Голд-Экрис — Au, Ag, As, Sb) — США; районы Центральноамериканского (Лебелинское, Куранахское — Au, Pb, Zn), Курунуряхский (Au, Ag, Sb, As, Sn, Pb, Zn) — СССР
Золоторудные	Карстово-карбонатные	Инфлюационно-экзокарстовые	Районы Урала, Енисейского края, Марининской тайги, Учурский, горной Башкирии — СССР
Самородной селитры (гаурдакский тип)	Карстово-карбонатно-сульфатные	Экзокарстовые, эндокарстовые	Районы Прикарпатский (Подорожное, Роздол, Язово), Южно-Туркменский (Карабиль) — СССР
	Карстово-карбонатно-сульфатно-соляные		Гаурдак — СССР
	Мергельно-карстово-сульфатные		Сыррейско-Каменоловское, Водинское, Алексеевское — СССР
Алмазные (лихтенбургский тип)	Карстово-карбонатные	Инфлюационно-экзокарстовые	Районы Западного склона Урала — СССР; районы Лихтенбург, Венгерсдорп — Трансвааль, ЮАР; Бакванга — Запр
Бокситовые (суб-ровский тип)	Карстово-карбонатные	Инфлюационно-экзокарстовые или эндокарстовые (?)	СУБР, ЮБР — Урал, СССР; Южно-Французский район — Франция; район Сьера-Акуль — Куба
Бокситовые (аркальский тип)	Карстово-терригенно-карбонатные	Инфлюационно-экзокарстовые	Тургайская провинция (Западно-Тургайский, Аркальский районы) — СССР; Восточно-Американская провинция (Аппалачский район, Внутренняя и Внешняя дуги) — США
Хемаллитовые*	Карстово-карбонатные	Экзокарстовые	Белевско-Ряжская зона — СССР
Никелевые (черемшанский тип)	Карстово-карбонатные	Инфлюационно-экзокарстовые	Районы Среднего Урала (Режский, Уфалейский, месторождения Липовское, Синарское, Черемшанское и др.), Восточного Казахстана — СССР; районы Югославии, Греции

Формационные типы месторождений		Морфогенетические типы	Примеры месторождений, районов
Промышленные типы	Рудоносные формации		
Оксидно-марганцевые (порожинский тип)	Карстово-карбонатные	Инфильтрационно-экзокарстовые	Порожинское — СССР
Железородные (алапаевский тип)	Карстово-карбонатные	Инфильтрационно-экзокарстовые	Районы Алапаевский, Кашинско-Троицко-Байновский, Каменско-Синарский, Полевской — СССР
Фосфориты (жонатасский тип)	Карстово-карбонатные	Инфильтрационно-экзокарстовые	Районы Южного Урала, Тимана, Каратау (Жанытас), Средней Азии, Алтае-Саянской области (Телекское) — СССР; районы Флориды, Северной Каролины — США
Фосфориты-гуано	Карстово-карбонатные	Биогенно-экзокарстовые, биогенно-инфильтрационно-экзокарстовые	Пещеры Бахарден, Сулидара, Гоблондуня-1, Андак, Кызкуртан-1, Джульжаали, Каттакур — СССР; Чокловина — Румыния; Тань-Мои, Тхонг-Бан — Вьетнам; Карлсбадская — США
Малахитовые	Скарново-карстово-карбонатные, карстово-карбонатные	Инфильтрационно-экзокарстовые	Гумешевское, Меднорудяное, Коровинско-Решетниковское, Высокоское — СССР; Висби — США; районы Колвези, Этуаль-дю-Конго — Котанга, Заир; Ваана Мкубва — Замбия
Мраморный ониск	Карстово-карбонатные	Эндокарстовые	Дюресу, Тамерланова пещера, Карлюкские пещеры (Хашим-Ой-ык, Кап-Котан) — СССР
Лазурит	Карстово-карбонатно-кальциферовые	Эндокарстово-метаморфогенные	Малобастринское, Ляджвардара, Слюдянское — СССР; Бадахшанский район (Сары-Санг) — Афганистан; Лейк-Харбор — Канада
Нефть и газ	Карстово-карбонатные	Инфильтрационно-экзокарстовые	Волго-Уральская, Бухаро-Хивинская, Восточно-Сибирская, Предкавказская, Днепровско-Донецкая, Припятская области и провинции — СССР; области в Египте, Ливии, Марокко, Сенегале, Габоне, Конго, Анголе, ФРГ, Нидерландах, Англии, Франции, Австрии, Венгрии, Румынии, Болгарии, Италии, США, Канаде, Мексике, Венесуэле, Колумбии, на островах Новая Гвинея

* Промышленные месторождения пока что неизвестны.

хороненным рассолам и нагретым метеорным водам глубинной циркуляции.

Гидротермально-экзокарстовые месторождения (рис. 11, д), образованные рудоносными гидротермальными растворами в экзокарстовых (палеокарстовых) системах, имеют большое практическое значение. Примером их служат цинковые месторождения района Маскотт — Джефферсон-Сити (США).

Месторождения, образованные гидротермальными растворами в системах эндокарстовых полостей — гидротермально-эндокарстовые (рис. 11, е), также играют важную роль. К ним относятся, видимо, многие свинцово-цинковые месторождения долины Миссисипи (США), Дальнегорского рудного поля, Уч-Кулач, ртутные и сурьмяные месторождения Джижикрут, Кадамжай и др. В этих месторождениях возможно формирование руд или с отрывом во времени от образования полостей, или теми же растворами, которые формируют полости.

Намеченные типы месторождений представляют лишь вероятностные модели, которые акцентируют внимание на те или иные характеристики, необходимые для целенаправленного решения практических задач рудничной геологии. Естественно, что полная структурная, морфологическая, промышленная и вместе с тем генетическая паспортизация месторождения есть задача чрезвычайно сложная.

Пятый — формационный — подход к классификации месторождений, вообще говоря, является наиболее простым. При этом подходе учитываются лишь три характеристики: промышленный тип полезного ископаемого (отраслевой признак); тип геологической формации (например, рудоносная карстово-карбонатная); эпигенетический (наложенный) характер оруденения, заключенный в самом названии класса — «карстовые месторождения».

При достаточной степени изученности классовая принадлежность может быть детализирована до генетического типа (эндоили экзокарстовое месторождение) и даже до генетического вида (гидротермально-экзокарстовое, инфильтрационно-эндокарстовое и т. д.).

Классификация на формационной основе приводит к обособлению 32 формационных типов карстовых месторождений различных полезных ископаемых (табл. 2). Основные их представители рассматриваются ниже.

СВИНЕЦ И ЦИНК

Карстовые месторождения свинца и цинка представляют главный промышленный тип оруденения в США, Ирландии, Англии, Франции, Италии, Австрии, Польше, Югославии, Греции, Алжире, Тунисе, Марокко, Китае, один из основных типов в Испании и Канаде (наряду с полиметаллически-колчеданными месторождениями в формациях дацит-липарит-туфосланцевого ряда и свинцово-цинковыми месторождениями в вулканогенно-черносланцевых

формациях) и в других странах. Определенное значение карстовые месторождения свинца и цинка имеют также в Австралии и на юге Африканского континента. В СССР их роль за последнее время возросла в связи с переоценкой формационного типа ряда объектов Казахстана, Средней Азии и обоснованием перспективных площадей в Сибири.

При сохранении главной роли месторождений алтайского, уральского и атасуйского типов есть основание считать, что доля карстовых месторождений в балансе ресурсов в перспективе будет возрастать. Такая оценка связывается с тем, что площади развития геосинклинальных толщ с традиционным для них стратифицированным оруденением обладают значительно меньшим «остаточным» рудным потенциалом (именно в силу их лучшей опонскованности) по сравнению с карбонатными толщами чехлов платформ и срединных массивов, перспективных на карстовые месторождения.

Ниже дается краткая характеристика основных месторождений и рудных районов по континентам и странам начиная с Северной Америки, где карстовые месторождения во многих районах не дислоцированы и сохранили особенности первичного строения. Материалы по Западной Европе наглядно иллюстрируют определенные преобразования карстовых месторождений в результате орогенеза, с которым многие геологи и связывают перерождение стратифицированных объектов в тип «strata-bound». Пользуясь результатами 30-летнего обсуждения проблемы карстовых месторождений, через которое уже прошла западноевропейская школа, можно избежать непроизводительных дискуссий по поводу карстовых месторождений СССР и сконцентрировать главное внимание на еще не решенных вопросах их генезиса и на критериях прогнозной оценки.

Канада

В районе **Пайн-Пойнт** (Западная Канада), по данным У. Ирвина, Дж. Гонди, Ф. Эванса, Н. Кэмпбелла и новым данным Д. Родеса [75], добыто 58,2 млн. т руды, содержащей 3% Pb, 6,7% Zn. Оставшиеся запасы составляют 25,7 млн. т с 2,7% Pb и 6,3% Zn. Около 600 тыс. м керн из более чем 1000 скважин, пройденных в районе, позволили получить детальное представление о геологии этого интереснейшего объекта (рис. 12).

Рудный район имеет в длину 65 км (с востока на запад) и 24 км в ширину (с севера на юг), объединяет 87 проявлений свинцово-цинковой минерализации, из них 36 отработаны или эксплуатируются открытым способом (за исключением рудника М-40). Ежегодная добыча в 1981 и 1982 г. достигала 3,4 млн. т руды.

Пологопадающие на запад осадочные отложения чехла платформы прослеживаются от докембрийского шита до Кордильер. Общая мощность осадочного чехла в интервале ордовик—девон составляет 350—600 м. Ордовикские отложения представлены белыми и красными рыхлыми кварцевыми песчаниками с прослоями зеленых аргиллитов и сланцев (0—40 м), доломитами, песчанистыми

доломитами, сланцами, аргиллитами, ангидритом, гипсом и солями среднего ордовика (17—178 м).

С перерывом на этой толще залегает рудоносный комплекс девона. Его эйфельскую часть слагают гипсы и ангидриты, прослой известняков, доломитов, солей и зеленых сланцев. Живетская часть разреза включает ряд формаций от Ред-Ривер до Уотт-Маунтин. Формация Ред-Ривер мощностью 65 ± 10 м сложена известняками с известково-аргиллитовыми прослоями; в 3—6 м ниже кровли содержит до трех прослоев сланцев или сланцеватых доломитов мощностью от нескольких сантиметров до 1 м (маркирующие горизонты).

Вышележащая толща включает так называемый барьерный комплекс, сложенный двумя формациями: Пайн-Пойнт и Сульфур-Пойнт. Формация Пайн-Пойнт (максимальная мощность 75 м) первоначально представляла собой линзовидное скопление известковых песков и ила из остатков скелетных организмов. Характерна трансгрессивная последовательность разреза — от валунных конгломератов с биокластическим цементом к биокластическим тонкозернистым песчаникам и до битуминозных тонкослойных аргиллитов. Верхняя формация (Сульфур-Пойнт) плитообразная, сложена первоначально существенно биогенными, биокластическими известняками и известковыми песчаниками мощностью до 65 м. Максимальная мощность барьерного комплекса 175 м.

Формация Маскег является в основном стратиграфическим эквивалентом формации Пайн-Пойнт и прослеживается южнее барьера во впадине Элк-Пойнт. Верхняя формация Маскег, вероятно, одновременна с базальной частью формации Сульфур-Пойнт. Средняя и верхняя части формации Сульфур-Пойнт перекрывают формацию Маскег южнее барьера. Формацию Маскег слагают тонкозернистые доломиты, в южной части района с прослоями гипса и ангидрита. Во впадине Элк-Пойнт 350—400-метровая толща эвапоритов и карбонатов является стратиграфическим эквивалентом барьерного комплекса (210 м), включающего здесь формацию Пайн-Пойнт и нижнюю часть Сульфур-Пойнт.

Формация Буффало-Ривер мощностью около 60 м, сложенная серо-зелеными сланцами и карбонатами, обрамляет северную часть барьерного комплекса, увеличивается в мощности на север; на юге залегает несогласно на формации Пайн-Пойнт.

Карбонатная формация Винди-Пойнт мощностью до 50 м обрамляет северный край барьерного комплекса.

Формация Уотт-Маунтин на севере перекрывает формацию Винди-Пойнт, а на юге — Сульфур-Пойнт. Мощность ее 10 м в центральной части барьерного комплекса и 32,5 м севернее барьера. Сложена внизу известковистыми и доломитистыми сланцами, мергелями, на севере доломитами с гипсом и ангидритом; выше залегают доломиты, известняки и сланцы.

Верхнеживетская формация Славе-Пойнт перекрывает предыдущую. Сложена глинистыми известняками, песчанистыми микритами с глинистыми линзами, ракушняковыми и водорослевыми известняками.

Карстоворудные тела доломитов, карбонатных брекчий выделяются под названием «доломиты Прескиль» и в плане образуют две линейные полосы — Северную и Южную. Большая часть известняковой формации Пайн-Пойнт превращена в тонкозернистые доломиты. Сильно битуминозные и глинистые разности доломитизируются редко. Очень чистые породы формации Сульфур-Пойнт превращены в крупнозернистые доломиты, которые и считаются собственно доломитами Прескиль. Они охватывают от 60 до 70% формации Сульфур-Пойнт. Кроме кристаллических доломитов формация Прескиль включает доломитовые, в том числе рудоносные, брекчии карстового генезиса.

Д. Родес констатирует, что карстификация, доломитизация и сульфидизация известняков — генетически взаимосвязанные явления. Кроме того, наблюдается пространственная согласованность перечисленных процессов и фациальной зональности отложений.

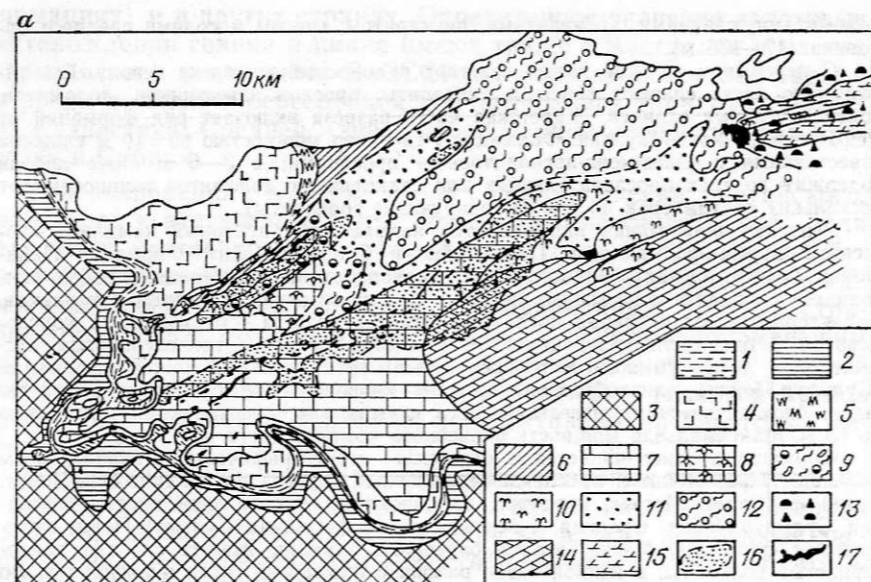


Рис. 12. Рудная площадь Пайн-Пойнт (по Д. Родесу, 1984 г., с упрощением).
 а — карта; разрезы: б — реставрированный до оруденения, в — после рудообразования.
 Рис. а.
 Стратиграфические подразделения (формации): 1—3 — Славе-Пойнт (фации: 1 — М, 2 — N, 3 — О+Р), 4 — Уотт-Маунтин, 5 — Винди-Пойнт, 6 — Буффало-Ривер, 7, 8 — Сульфур-Пойнт (7 — нерасчлененная, 8 — фация D2), 9—13 — Пайн-Пойнт (фации: 9 — ВР, 10 — D1, 11 — E, 12 — В+Г, 13 — В), 14 — Маскер, 15 — Рег-Ривер, 16 — доломиты Прескиль; 17 — известные свинцово-цинковые залежи.

Подобное явление, не частое среди эпигенетических образований, скорее всего и обусловило крупные размеры месторождения Пайн-Пойнт. Несомненно, что линейный характер развития доломитов Прескиль, которые на первом этапе изучения месторождения считались осадочными, а не метасоматическими, был определяющим при поисковых и разведочных работах. Когда же была обоснована эпигенетическая природа доломитов Прескиль, это их значение не изменилось именно благодаря согласованному пространственному расположению седиментационных фаций, метасоматитов и руд.

Палеокарстовая система является основным рудоконтролирующим фактором на месторождении. Она теснейшим образом связана с доломитами Прескиль. Ореолы доломитов, карстовые брекчи и кольматированные рудой полости, окруженные ореолами вкрапленных руд, образуют две зоны, параллельные простиранию барьера (СВ 65°), — Северную и Главную. Третья, менее отчетливая, Южная зона приурочена к южной части барьера.

Основные элементы, слагающие карстовую систему, являются в то же время морфологическими типами рудных тел: пластовыми, призматическими и неправильными призматическими.

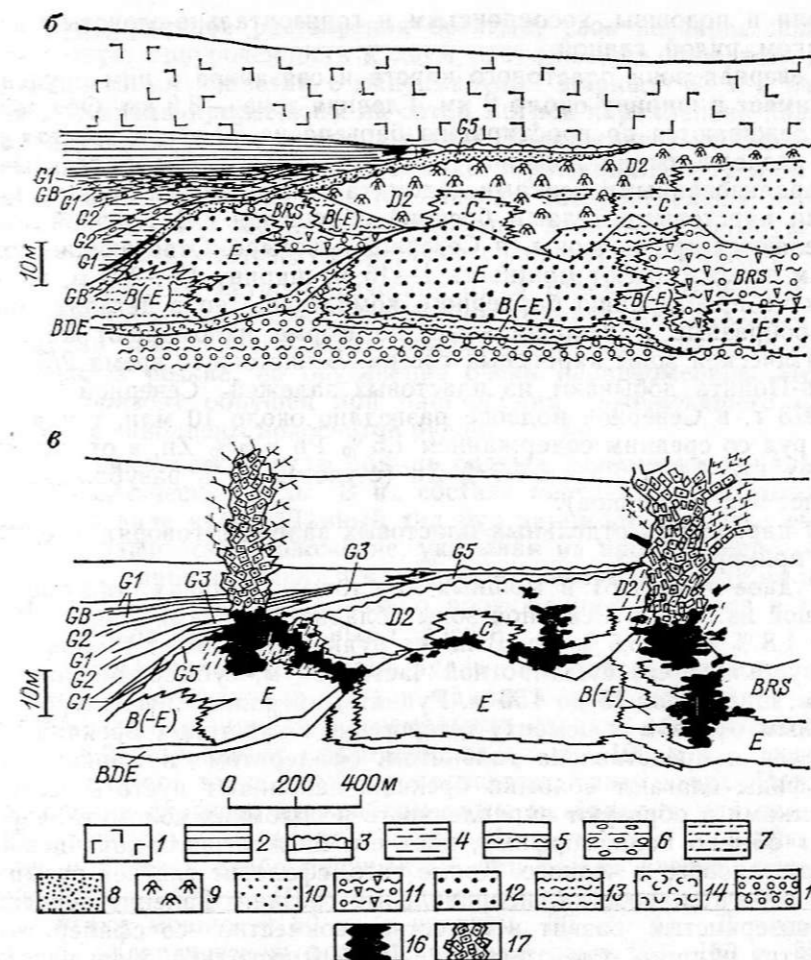


Рис. б, в.
 Формации: 1 — Уотт, 2, 3 — Винди-Пойнт (фации: 2 — нерифовые, 3 — рифовые), 4—8 — Буффало-Ривер (фации: 4 — G1, 5 — GB, 6 — G2, 7 — G3, 8 — G5), 9, 10 — Сульфур-Пойнт (фации: 9 — D2, 10 — C), 11—15 — Пайн-Пойнт (фации: 11 — BRS, 12 — E, 13 — BE, 14 — BDE, 15 — В); 16 — рудные залежи, грубые и тонкие массивные и слоистые доломитовые кольматолиты; 17 — гравитационно-обваловые брекчи.

Пластовые карстовые рудные тела распространены наиболее широко. Они приурочены к рудоносной поверхности, грубо отвечающей подошве доломитов Прескиль, которая в основном совпадает с контактом формаций Пайн-Пойнт и Сульфур-Пойнт. Растворением пород вдоль этой поверхности сформированы полости — от узких пересекающихся, похожих на корни, до широко разветвляющихся и протяженных галерей, кольматированных рудой. Этот набор палеополостей образует единую систему сообщающихся палеоканалов. Кольматолиты сложены обломками доломитов

кровли и подошвы, косослоистым и горизонтально-слоистым песчаником, рудой, глиной.

Северная зона пластового карста и связанное с ним оруденение имеет в ширину около 2 км, Главная зона — 3,3 км. Обе зоны прослеживаются по простиранию барьера на 50 км, и каждая из них разделяется на подзоны, представленные субпараллельными минерализованными лентами доломита с локальными призматическими карстовыми телами брекчий обрушения. В Главной зоне выделяются три подзоны, в Северной — четыре. Отвечающие подзонам залежи имеют мощность 1—15 м, ширину 15—250 м, вытянуты по простиранию барьерного комплекса, но в деталях они волнообразные и неправильные, по форме напоминают каналы фреатической зоны карстовых систем. В настоящее время 2/3 руд Пайн-Пойнта добывают из пластовых залежей Северной зоны. С 1978 г. в Северной подзоне разведано около 10 млн. т пластовых руд со средним содержанием 1,5 % Pb и 5 % Zn, в отдельных частях 1,6—1,8 % Pb и 6—7 % Zn (с учетом 30 % разубоживания за счет пустых блоков).

О параметрах отдельных пластовых залежей говорят следующие примеры.

Рудное тело Y-61 в мощных карстовых брекчиях обрушения в одной из подзон Северной зоны обладает запасами 2 млн. т руды с 1,8 % Pb и 5,5 % Zn. В плане рудное тело имеет L-образную форму, длина его субширотной части 490 м, субмеридиональной 520 м, ширина от 15 до 150 м. Рудная минерализация приурочена главным образом к цементу гетерогенных карстовых брекчий обрушения и представлена галенитом, сфалеритом и марказитом. Сульфиды слагают обломки брекчий, заполняют пустоты между обломками и образуют вкрапленность в обломках доломита. Сфалерит обычно колломорфный, цвет его от желтовато-коричневого до каштанового и черного. Кроме того, сфалерит слагает пузырьчатые агрегаты, розетки, неправильные гнезда. Галенит среднекрупнозернистый, развит в полостях совместно со сфалеритом. К центру рудного тела отношение Pb : Zn несколько уменьшается. Марказит образует тонкозернистую вкрапленность, реже массивные гнезда. По периметру рудных тел часто отмечаются пластообразные тела массивного марказита мощностью до 1 м.

Пластовое тело L-37 Главной системы имеет мощность менее 12 м (средняя 6 м), по простиранию ундулирует вместе с пластинами доломита, что вообще характерно для пластовых тел. В плане ширина его варьирует от полного выклинивания до 100 м. Из этого тела добыто 3 млн. т руды с 1 % Pb и 3,4 % Zn. Все породы вокруг подверглись интенсивной перекристаллизации с растворением органогенного материала и с образованием пустот. Пористые породы вмещают периферическую вкрапленную минерализацию.

Пластовые тела слагаются рудами трех типов: «каналов растворения», полосчатыми метасоматическими и периферическими вкрапленными.

Руды каналов растворения богаты; свое название получили за четкую приуроченность к двум протяженным кавернозным палеокарстовым полостям с максимальной шириной 30 м и высотой 11 м. Каналы прослежены на сотни метров параллельно пологоундулирующим вмещающим их слоям. Тонкозернистыми до массивных сульфидами окружены обломки обрушения. Внутренние осадки не столь массивны и не так широко распространены, как в залежах Северной зоны. Чаще всего они занимают меньшую часть канала в его подошве, где местами содержат сульфиды.

Полосчатые метасоматические руды отвечают горизонту мощностью 4,5 м известкового песчаника в формации Сульфур-Пойнт, местами замещенного белым доломитом и сульфидами. Контакты горизонта резкие, но оруденение очень неравномерное. Местами этот горизонт обрушен при растворении нижележащего пласта, полости заполнены полосчатой рудой.

Периферические руды обычно бедные, окаймляют каналные и метасоматические руды. В их составе нередко развит только галенит в виде кубов. Данный тип руд занимает наиболее высокое стратиграфическое положение, указывая на промышленное оруденение на глубине. Пирит и марказит встречаются в виде маломощных (0,25—1,0 м), но довольно протяженных прослоев в глинах отстойников горизонтальных полостей.

Призматические карстовые рудные тела образованы при интенсивной карстификации кровли каналов, возможно, на участках пересечения трещин. В экстремальных случаях обрушение кровли полостей затрагивает призмы пород до 50—100 м по мощности разреза. Рост таких структур происходит снизу вверх. Призмы в основании сложены мелкообломочным материалом или даже глиной, переходящими вверх в крупнообломочную и глыбовую брекчию и далее в слабо нарушенные или только слегка прогнутые первичные пласты. Промышленные призматические рудные тела достигают мощности 80 м (в среднем 30—40 м). В плане они имеют эллиптическую форму с длинной осью 120—180 м. 25 разведанных призматических тел в среднем содержат 1,4 млн. т руды с 12 % (Pb+Zn).

Для примера приведем характеристику двух призматических тел.

Рудное тело M-64 содержит 169 тыс. т руды (3,4 % Pb, 9 % Zn). Корни его находятся в пластовом рудном теле, располагающемся в основании доломитов Прескиль, на кровле формации Пайн-Пойнт. Основное тело сложено «внутренними» осадками, частично или полностью замещенными кальцитом и доломитом, особенно по краям. Центральная часть представлена обломками обрушения, карбонатным песком, массивными сульфидами (мощность 48,3 м; 5,6 % Pb и 13,7 % Zn). Свинцом обогащена кровля залежи, а цинком — ее подошва. Стенки провала вертикальные.

В плане зона рудной минерализации имеет площадь 43×27 м. Окружающая ее концентрическая зона сложена массивными сла-

боминерализованными внутренними осадками. Следующая зона характеризуется интенсивным развитием метасоматического доломита и кальцита. Внешний эллипс (245×45 м) слагают доломиты Прескиль, которые в свою очередь резко сменяются известняками формации Сульфур-Пойнт. Суммарная площадь измененных пород превышает площадь рудного тела в 6 раз. Это же соотношение характерно и для других призматических тел. Немаловажную деталь представляет тот факт, что кровля доломитов Прескиль образует купол с рудным телом в центре; диаметр купола в 10 раз больше диаметра рудного тела.

Призматическое рудное тело N-81 содержит 3 млн. т руды, 7 % Pb, 12 % Zn. Породы кровли безрудные и неизменные. В центре мощность тела 70,1 м (7,7 % Pb, 21,8 % Zn). Рудное тело охватывает две сближенные карстовые зоны с общей осью северо-восточного направления. Структура обрушения в плане имеет длину 259 м.

Особую группу составляют неправильные рыхлые призматические тела, которые называли понорами (Sinkholes) и относили к современному карсту. Д. Родес [75] называет их рыхлыми структурами обрушения. Такие тела сложены плохо сортированным гравийным до валунного материалом гетерогенного состава, иногда ледникового происхождения, заключенным в нелигифицированном песке или глине. Отдельные рыхлые структуры обрушения минерализованы, хотя сульфиды встречаются обычно как механические примеси в обломках, редко они обладают признаками химического осаждения. Глубина проникновения некоторых «необычных» призматических рудных тел больше, чем «нормальных», т. е. ниже стратиграфического уровня кровли формаций Пайн-Пойнт и Маскег. Они найдены только на востоке рудного района — там, где палеокарстовая канальная система эродирована.

В заключение прокомментируем генетическую модель месторождения Пайн-Пойнт, разработанную Д. Родесом [75]. По его мнению, развитие карстовой системы наиболее вероятно в суб-аэральном периоде перед отложением осадков Уотт-Маунтин, Буффало-Ривер и Винди-Пойнт. Считается, что такой карст не является непосредственным эквивалентом современного континентального карста; скорее всего, он аналогичен карсту Флориды и Карибских островов, где зона растворения и развития полостей приурочена к поверхности раздела пресных вод и подстилающих гиперсоленых рассолов. В районе Пайн-Пойнт доломиты Прескиль связываются с такой же поверхностью раздела. Если считать, что закарстование началось до отложения пород формации Уотт-Маунтин, то необходимо согласиться, что оно возобновлялось вплоть до времени Славе-Пойнт (поздний живет). Карстовые каналы служили путями движения и более поздних рудоносных растворов. Молодые карстовые полости и брекчии обрушения, вероятно, возникали там же, где были эродированы древние карстовые системы. Они отчетливо предшествуют палеоцену и, возможно, продолжают развиваться до настоящего времени.

Из элементов многих модификаций гипотез рудообразования Д. Родес и др. [75] выбирают следующие, как наиболее вероятные: 1) металлы и хлоридные рассолы из сланцев или глинистых карбонатов под давлением перекрывающей толщи мигрируют к краям впадины; 2) сульфиды металлов осаждаются в открытых полостях карбонатных толщ на краю впадины при смешивании сероводородных и металлохлоридных компонентов; 3) сера образуется или при бактериальном восстановлении сульфатов, или при взаимодействии сульфата, сероводорода и органического материала. Немаловажным аргументом в пользу этой модели является то, что соленость и концентрация металлов в современных водах во впадине и вдоль барьерного комплекса аномально высокие, воды насыщены сероводородом. Направление движения вод в районе Пайн-Пойнт — с запада на восток. Рудоносные растворы распространялись вверх и в стороны от центра и вдоль линейных зон в пластах. Самое богатое оруденение приурочено к наиболее развитому карсту.

С нашей точки зрения, даже в том виде, в каком она представляется Д. Родесу [75], палеокарстовая система должна относиться к гидротермокарсту. Температура минералообразования составляет 50—100 °С. Изученную и разработанную часть системы представляют каналы и полости субгоризонтальной ее составляющей. Призматические тела, придающие системе L-образный вид, свойственный холодному карсту, сформировались вследствие обрушения кровли куполообразных залов и не являются колодцами или шахтами. Остается открытым вопрос о подводящих каналах, т. е. о нижней — вертикальной — составляющей гидротермокарстовой системы. Не исключено, что таким подводящим каналам отвечают те неправильные призматические тела, которые уходят корнями в глубь формации Пайн-Пойнт, значительно глубже нижней кромки доломитов Прескиль.

Свинцово-цинковое месторождение Нанисивик (Канада), по данным Р. Клейтона и Л. Торпа [1982 г.], заключает 50 млн. т руды, из них в одной главной залежи 11 млн. т руды, включая 6,5 млн. т со средними содержаниями 12,0 % Zn, 1,5 % Pb, 1,5 г/т Ag. Залежь прослежена на 3 км при ширине 100 м. Оруденение локализовано в перекристаллизованных брекчированных, полосчатых водорослевых доломитах вблизи перекрывающей их пачки глинисто-карбонатных сланцев. Наряду с линзами, пластами и лентами, залегающими согласно с напластованием, имеются сопряженные с ними близвертикальные секущие жилообразные тела сульфидов, распространяющиеся на глубину до 100 м. Эта типичная T-образная гидротермокарстовая система интерпретируется канадскими геологами как карстовая, сформированная до отложения глинисто-карбонатных сланцев. Свообразием взглядов Р. Клейтона и Л. Торпа [1982 г.] является предположение, что полости перед захоронением были заполнены льдом, водой либо сульфатами.

Х. Джелдсетчер [1973 г.] дал подробную характеристику палеогеографии Баффиновой Земли в докембрийское время.

Метаморфический комплекс фундамента протерозойского возраста (1700 млн. лет и древнее) перекрыт мощной толщей неметаморфизованных и почти недеформированных ортокварцитов, терригенных и карбонатных осадков рифея. Нижняя часть разреза — формация Арктик-Бей — сложена ортокварцитами, переходящими вверх по разрезу в черные тонкозернистые кластиты с косою слоистостью, гипсом, трещинами усыхания, рассеянной вкрапленностью пирита и прослоями строматолитовых доломитов. Верхняя часть формации сложена преобладающими строматолитовыми доломитами, линзами известняков.

Рудоносная формация Сосайти-Клиф отделена от нижележащей безрудной формации Арктик-Бей небольшим (по времени) региональным перерывом, на западе конгломератом. Разрез рудоносной формации сложен главным образом строматолитовыми известняками, в зонах карстовых брекчий почти полностью доломитизированными. На западе территории в низах разреза развиты нодулярные доломитизированные известняки с линзовидными прослоями строматолитовых известняков, гипсоносных пород. Восточный и западный типы разрезов разделены поясом песчаных плоскогалечных конгломератов, крупнозернистых косослоистых кварцитовидных и аркозовых песчаников, бесструктурных доломитов в краевых частях пояса (осадки донных течений). Выше по разрезу формации Сосайти-Клиф преобладают водорослевые известняки, на западе содержащие прослои косослоистых алевролитов и песчаников. Венчает разрез толща тонкослоистых органогенных известняков мощностью до 600 м.

Важнейшей породой слоистой формации Сосайти-Клиф являются карбонатные брекчи, образующие в широтном сечении клин, нижняя сторона которого постепенно воздымается вверх по разрезу в восточном направлении. На западе района формация охвачена брекчированием почти на всю мощность, за исключением базальных нодулярных карбонатов, плоскогалечных конгломератов и песчаных пород. Таким образом, разрез рудоносной формации позволяет называть ее карстово-доломито-известняковой.

Вышележащая формация Виктор-Бей представлена в основании черными тонкозернистыми кластитам, которые выше чередуются с кальцитовыми конгломератами; затем следуют водорослевые биостромы, в кровле — валунные карбонатные конгломераты. Несогласно залегающие выше нижнепалеозойские отложения представлены терригенной толщей.

Для понимания взаимоотношения свинцово-цинкового оруденения, карстовых брекчий и их положения в схеме эволюции региона важнейшее значение имеет вопрос о наличии или отсутствии перерыва между формациями Сосайти-Клиф и Виктор-Бей. Х. Джелдсетчер [1973 г.] в своем решении опирается на отрицательный признак: если бы брекчирование известняка и его доломитизация произошли после или во время отложения формации Виктор-Бей, то обломки характерных черных кластитов этой формации попали бы в брекчи, чего не наблюдается. Следовательно, пишет он, брекчированные доломиты были полностью сцементированы до отложения формации Виктор-Бей.

Однако знание гидродинамической зональности карстовых массивов подсказывает, что для закарстования формации Сосайти-Клиф на полную мощность (на западе) перед отложением осадков Виктор-Бей она должна быть поднята над уровнем моря на высоту, почти равную своей мощности. А это означает, что в условиях среднегорного рельефа в основании формации Виктор-Бей (хотя бы на востоке территории) должны были отложиться прибрежные шлейфы конгломератов. Но их нет. Следовательно, и

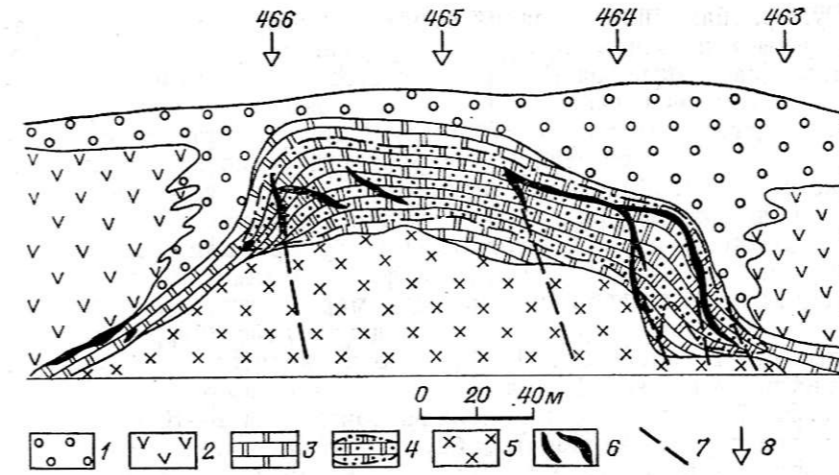


Рис. 13. Разрез месторождения Гейс-Ривер (по С. Аканде, М. Центилли [61]).
1 — глины, пески, кварцевые конгломераты (мел-плейстоцен); 2 — гипсы и ангидриты; 3 — рифейные доломиты (карбон); 4 — вкрапленные руды, около 3% (Pb+Zn) в доломитах; 5 — кварцевые метавакки основания (кембрий—ордовик); 6 — массивные руды; 7 — разломы; 8 — вертикальные скважины.

брекчи и оруденение являются гидротермокарстовыми, сформированными после отложения осадков Сосайти-Клиф. Глинистые осадки формации Виктор-Бей служили водоупором, выше которого гидротермокарстовый процесс не распространялся.

В свинцово-цинковом месторождении Гейс-Ривер (Канада), по данным П. Ганнона, Ф. Скотта [1975 г.], С. Аканде и М. Центилли [1984 г.], руды, содержащие 7% (Pb+Zn), залегают в толще доломитов среди эвапоритов нижнего карбона (рис. 13), перекрывающих метавакки и сланцы кембрия—ордовика. Рудная зона охватывает площадь $3,7 \times 0,2$ км при мощности от нескольких сантиметров до 40 м (средняя 6,5 м).

Кембрийско-ордовикский флишидный комплекс основания метаморфизован в зеленосланцевой фации, прорван гранитными плутонами девонского возраста. Посторогенная моласса (группа Хартон) девон-каменноугольного возраста развита в расположенной к северо-западу впадине Фунду и отсутствует в рудном поле. Вышележащая группа Виндспор средне-поздневизейского возраста включает терригенно-галопелито-карбонатный комплекс мощностью 400 м (во впадине Фунду до 750 м). В его нижней части располагается рудоносная трансгрессивная карстово-доломитовая рифогенная формация Гейс-Ривер, развитая в виде барьера на выступе фундамента, разделяющего две частные впадины — Шубенакадия и Маскузобойт.

Собственно рудоносная формация включает линзы базальных конгломератов, сохранившиеся кое-где на выступе основания и шире развитые на его склонах, известняковые серые песчаники и преобладающие пелитоморфные и ракушняково-детритовые доломиты, которые фациально замещаются гипсами и ангидритами. Карбонатная формация рассечена разломами меридионального и широтного направления и перекрыта мел-плейстоценовой толщей, состоящей из кварцевых галек, глины, песков, лигнитов, заполняющих по контакту гипсов с карбонатной рудоносной формацией глубокие (до 90 м) карстовые карманы.

ми, в западных — известняками, в том числе подразделение Галина — глинистыми известняками и доломитами.

По преобладанию тех или иных пород в разрезе могут быть выделены две формации: слоистая доломитовая на востоке и слоистая глинисто-доломито-известняковая в западных и центральных районах. В доломитовой формации участками проявлена интенсивная перекристаллизация; в глинисто-карбонатной формации зафиксированы результаты интенсивных процессов закарстования, как и в нижележащих доломитах Прейри-ду-Шин и в вышележащих силурийских доломитах.

Характерным структурным элементом разреза является эрозионное несогласие в кровле сланцев Макокета, лежащих на доломитах и известняках Галина. Вторая особенность — широко развитые разломы и трещины, образующих систему сообщающихся каналов, причем многие крутые трещины вниз переходят в согласные брекчии и нарушения с высокой водонасыщенностью. Третья особенность — наличие пологих складок и флексур, которые формируются совместно с разрывами вдоль определенных направлений (рис. 15), скоррелированных с неоднородностями состава кристаллического фундамента. Наконец, четвертая особенность — наличие водоупорных горизонтов сланцев в рудоносной толще (см. рис. 14).

Основными минералами руд в порядке кристаллизации являются: кварц (роговик, скрытокристаллический опаловидный кремнезем), иллит, доломит, пирит, марказит, сфалерит, барит, галенит, халькопирит, миллерит, энаргит, кальцит. Свинцово-цинковая минерализация развита в рубцовых жилах, в цементе брекчий обрушения, образует неправильные тела и штокверковые залежи; редко встречаются карстовые полости и каверны, инкрустированные сульфидами. Наклонно-пологие залежи представляют основную ценность и состоят из пластовых тел с наклоненными ответвлениями. В плане они имеют дугообразную, линейную и эллиптическую форму, располагаются в крыльях и на замыкании синклинальных складок, местами подстилаются развитыми на больших площадях пластами брекчий; нередко такие брекчии интенсивно минерализованы. Основные типы оруденения так или иначе связаны с зонами окварцевания и доломитизации, растворения карбонатных пород, обрушения, заполнения полостей глиной, доломитовой сыпучкой.

Следует подчеркнуть наличие среди характерных текстур гребчатых, колломорфных, полосчатых, массивных, вкрапленных и метакристаллических, почковидных, нодулярных и сталактитовых. Большинство рудных минералов в районе Верхнемиссисипской долины образовано выполнением открытых полостей и пор в полурыхлых, кавернозных карбонатных массах.

Свинцово-цинковые месторождения штата Миссури [48] относятся к нескольким формационным типам, из которых наибольший интерес в настоящее время представляют месторождения в рифогенной формации. В рифовых постройках отдельные рудные зоны

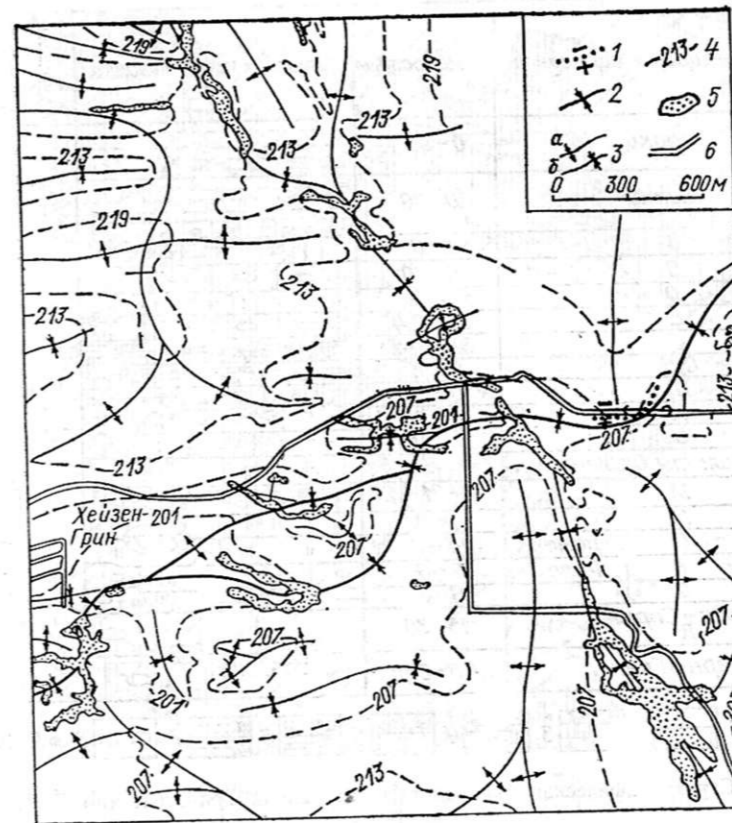


Рис. 15. Структурная схема участка восточнее Хейзен-Грина, отражающая взаимоотношения складок второго и третьего порядков с цинковыми рудными телами (по А. В. Хейлу [48]).

1 — разломы прослеженные (знаком минус показано опущенное крыло, плюс — приподнятое); 2 — оси синклиналей второго порядка; 3 — оси складок третьего порядка (а — антиклиналей; б — синклиналей); 4 — изогипсы подошвы формации Декора, м; 5 — цинковые рудные тела; 6 — горные выработки.

вытянуты на несколько километров при ширине до 90 м и высоте до 45 м. В гребнях рифы минерализованы на мощность до 6 м. Там, где рифы сливаются в поля, переходящие в фацию «обратных рифов», проявлен другой структурный тип минерализации — рудные тела в зонах эрозионного несогласия. Кроме свинца и цинка промышленный интерес представляют кадмий и серебро.

Первичные руды сложены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, зигенитом, бравонтом, пиритом, марказитом, местами присутствуют также борнит и миллерит. Галенит слагает пластовые залежи вдоль плоскостей напластования или поверхностей несогласия. Массивные пластовые тела сплошного галенита мощностью до 0,45 м состоят из мозаики очень мелких и очень крупных кри-

Формации и горизонты		Мощность, м	Литологическая колонка	Возраст	Рудные интервалы
Чероки		0-90		Пенсильванский	
Честер		0-30			×
Уорсо	B	0-6		×	
	C	0-10		×	
	D	5,4-6,6		•	
	E	1,5-2,4		•	
	F	3,6-4,5		•	
	G, H	9-12		•	
	J	0-12		×	
Киокак	K	0-12		Миссисипийский	•
	L	0-10,5			•
	Оолиты Шорт-Крик	0-3 до			•
	M	0-21 27			•
	N	6-9			•
	O	Гранд-Фолс 24-3			•
	P	0-3			•
	Q	0-3			•
Ридс-Спринг R		15-30		×	
Ферн-Глен		4,5-31,5			

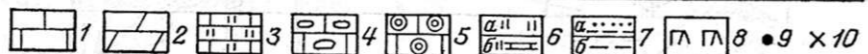


Рис. 16. Стратиграфическая колонка рудного района Три-Стейт (по Д. К. Броки [48]).

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — кремнистые известняки; 4 — известняки с желваками кремней; 5 — оолитовые известняки; 6 — джаспероиды (а), с прослоями известняка (б); 7 — переслаивание песчаников и аргиллитов (а), аргиллиты (б); 8 — глауконит; рудоносные горизонты: 9 — главные, наиболее продуктивные, 10 — второстепенные.

таллов, на фоне которой просматриваются элементы слоистой текстуры.

Сфалерит — второстепенная часть руд; он образует тонкозернистую вкрапленность в серых сланцеватых доломитах и в черных глинистых сланцах, обычно приурочен к верхней границе галенитовых рудных тел либо располагается над ними на более высоких стратиграфических уровнях, и в этом можно усмотреть черты вертикальной зональности оруденения. Зональность нередко подчеркивается и расположением халькопиритовой зоны над галенитовой. Халькопирит встречается в восточной части рудного района Олд-Лид-Белт и редок на западе; в этом проявляется латеральная зональность оруденения. Кобальт и никель характерны лишь для восток-северо-восточной части района и не встречаются на западе.

Можно отметить, что, в отличие от полиметаллических месторождений в эффузивно-осадочных формациях и от медистых песчаников, халькопирит в районе Олд-Лид-Белт ассоциирует не со

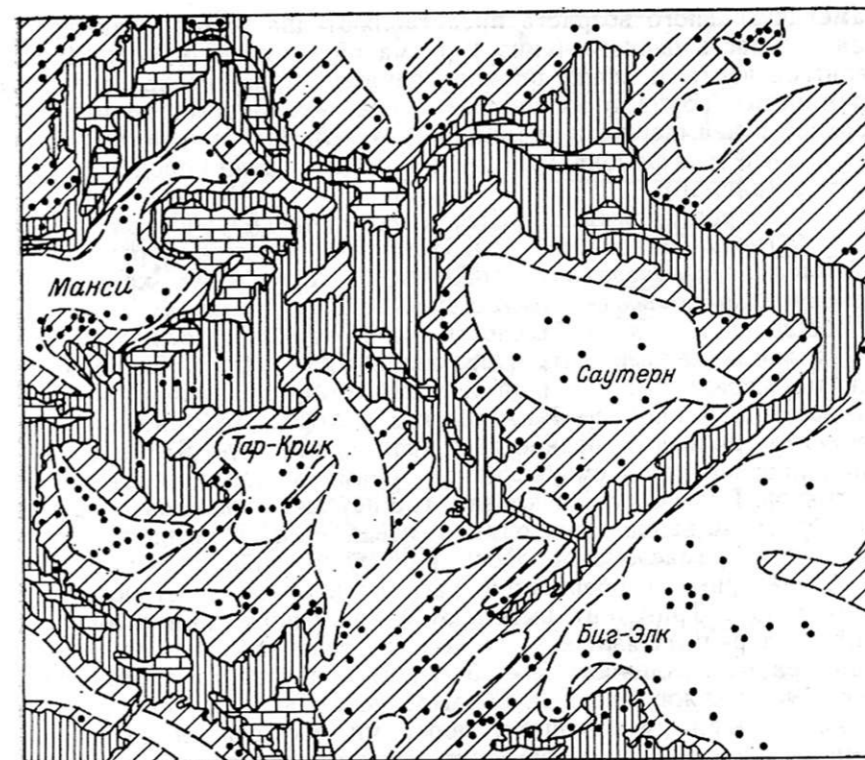


Рис. 17. Карта размещения рудных брекчий, джаспероидов, известняков и доломитов в рудном районе Три-Стейт (по Е. Л. Охле [1985 г.]).

1 — буровые скважины; 2 — джаспероиды; 3 — доломиты; 4 — рудные брекчи; 5 — границы площадей известняков.

сфалеритом, а с галенитом. Галенит служит как бы безразличным к сопутствующим минералам фоном, на котором проявлена латеральная зональность халькопирита и сфалерита. С ореолами халькопирита совпадает зона зигенита, хотя последний более тесно связан все же с пиритом. Пирит и марказит развиты во всей южной части штата Миссури. Марказит нередко образует самостоятельные мономинеральные скопления массивной текстуры.

Своеобразны месторождения района Три-Стейт (штаты Миссури, Канзас, Оклахома), сочетающие черты как гидротермокарстовых, так и стратифицированных (атасуйский тип) месторождений. По данным Д. К. Броки и др. [48, 68], месторождения существенно цинковые ($Zn:Pb=4:1$). Собственно рудоносная формация выделяется в объеме свит Киокак (серия Осейдж) и Уорсо (серия Мараме), расчлененных на 15 горизонтов. Эти две свиты ранне-

каменноугольного возраста представляют два ритма. Максимальная мощность первого (снизу) ритма 65 м, второго 55 м. Характерными чертами обоих ритмов служат присутствие слоистых кремнистых пород в их нижней части, желваковых кремней — в верхней и невыдержанная мощность отдельных горизонтов. Почти все рудные тела района Три-Стейт залегают среди пород этих двух ритмов (рис. 16).

Четко проявленный в пределах наиболее крупного в районе рудного поля Пичер-Филд литологический контроль оруденения обуславливает латеральную зональность пород и руд, которая зафиксирована во всех главных рудоносных горизонтах (рис. 17). В обобщенном виде зональность выражается в существовании центральных доломитовых ядер, овальных, круглых или чаще вытянутых извилистых шириной от долей метра до нескольких десятков метров, длиной до 1 км, иногда больше. Доломитовые ядра окружены полосами брекчиевых кремнистых руд. Далее следует зона джаспероидов, сменяющихся зонами минерализованных известняков. Руды отсутствуют там, где нет джаспероидов и доломиты непосредственно переходят в известняки. Повышенная концентрация кремнезема поблизости от рудных тел является одной из характерных особенностей рассматриваемых месторождений.

В районе Три-Стейт выделяются три основных морфологических типа рудных залежей: 1) пологие тела табличчатой формы (тип Граунд), мощность 35—45 см; 2) кольцевые в плане лентообразные залежи; внешнее обрамление кольцевых лент сложено неизменными вмещающими породами, внутренняя часть — доломитом, заполняющим всю центральную часть круга; рудная залежь имеет в плане форму кольца, а в разрезе напоминает усеченный конус; 3) неправильные, относительно узкие и длинные лентообразные залежи (rips) различной толщины; играют основную роль как в количественном отношении, так и по суммарным запасам; ширина их от 3 см до 150 м, мощность 2 см — 30 м, длина от нескольких десятков метров до 1 км; в некоторых местах вертикальный интервал распространения оруденения достигает 35 м.

По исследованиям Р. Хагни [1982 г.], карст развивался преимущественно по биогермным постройкам — округлым в плане телам, более пористым, проницаемым, чем окружающие известняки. Решающим фактом при определении возраста карста Р. Хагни считает то, что карстовые воронки облекаются пенсильванскими осадками, следовательно, карст старше этих пород. Местами пенсильванские сланцы минерализованы.

Среди свинцово-цинковых месторождений **Аппалачей**, представляющих важнейшие объекты промышленной добычи цинка США, А. Хогланд [68] выделяет две группы. Одна группа связана с биостромными массивами (Остинвилл-Айванхо в Вирджинии). Другая группа преимущественно цинковых месторождений с резко подчиненной ролью свинца, в ряде случаев с баритом и флюоритом (штаты Теннесси, Вирджиния, Пенсильвания), залегают в

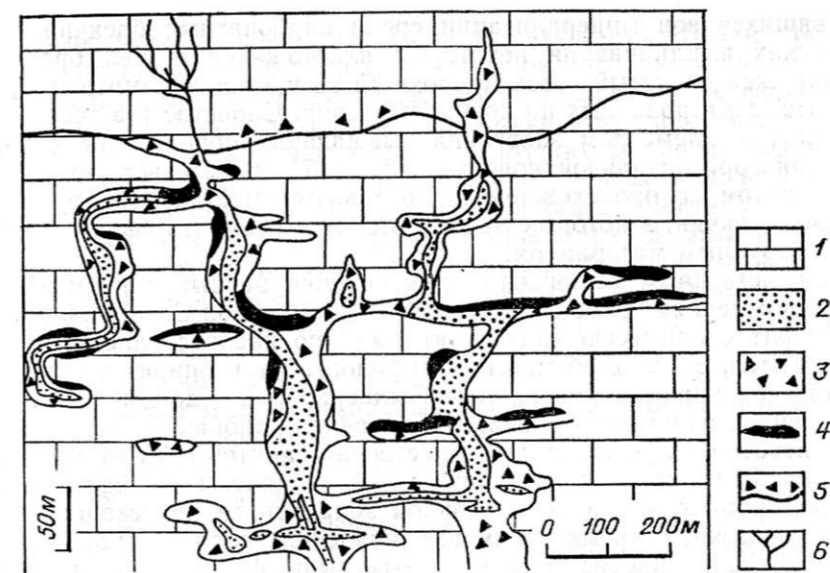


Рис. 18. Принципиальный разрез месторождений рудного района Маскотт—Джефферсон-Сити (по А. Хогланду [68]).

1 — карбонатные породы; 2, 3 — брекчии (2 — досреднеордовикские, 3 — среднеордовикские и более поздние); 4 — сульфидные руды; 5 — поверхность несогласия в основании среднего ордовика; 6 — жилы.

слоистых формациях в районе Маскотт—Джефферсон-Сити (штат Теннесси) и в районе Фриденсвилл (штат Пенсильвания). Краткое описание формаций приводится ниже по данным А. Хогланда.

Рудоносными в районе **Маскотт—Джефферсон-Сити** служат карбонатные формации, среди которых значительную роль играют слоистые известняково-доломитовая и углеродисто-доломитовая; выделяются также песчано-доломитовая, известняковая, песчано-кремнисто-мергельно-доломитовая формации. Общая мощность разреза карбонатной рудоносной толщи колеблется от 750 до 900 м, а в восточном направлении увеличивается во много раз. Характерной структурной особенностью разреза служит стратиграфический перерыв между рудоносной карбонатной толщей (верхний кембрий — нижний ордовик) и среднеордовикской толщей известняков, выше которого не обнаружено сколько-нибудь значительных проявлений цинковых руд (рис. 18).

Главные месторождения района располагаются в 100-метровом интервале карбонатного разреза нижнего ордовика — в диапазоне 150—250 м от поверхности перерыва. Рудные тела не образуют строго выдержанных пластов, хотя залежи пластообразной формы наиболее распространены. Отдельные пласты соединяются вертикальными или коленообразными ходами, создавая общий вид структуры, свойственной карстовым системам полостей. В плане залежи распространяются на многие сотни метров в виде сложно-

ветвящихся зон минерализации среди карбонатных брекчий. На участках выклинивания некоторых пластообразных тел брекчий обнаружен слонстый песок, состоящий из частиц доломита и сфалерита, сортированных по крупности зерна. Слоистость в песке параллельна элементам залегания вмещающих пород, а не современной горизонтальной поверхности, что свидетельствует о до-складчатом ее происхождении. Во многих местах обнаружены также брекчин, в которых рудные обломки сцементированы жильным и рудным материалом.

Единственным первичным промышленно ценным минералом в месторождениях района Маскотт—Джефферсон-Сити является сфалерит с примесью кадмия, вторым по распространенности — пирит (менее 1 % всей массы сульфидов). Халькопирит и галенит крайне редки; основной жильный минерал руд — доломит, второй по распространенности — кварц. В соседних районах — Фолл-Транг и Суитуотер — представлены существенно баритовые руды с акцессорным флюоритом и незначительным количеством сфалерита. Какие-либо признаки вертикальной зональности не установлены.

В настоящее время среди американских геологов [68] утвердилось основанное на перечисленных выше фактах мнение, что брекчиевые тела возникли в результате выщелачивания вмещающих пород в связи с карстообразованием до среднего ордовика, после чего они были преобразованы в ходе наложенного, но также доорогенного рудного гидротермального процесса. При этом ограниченный вертикальный интервал развития оруденения связывается со статическим напором вод и с охлаждением минерализованных ювенильных вод при смешении их с поверхностными.

В районе Фриденвилл, по А. Хогланду [68], стратиграфическая ситуация аналогична рассмотренной в районе Маскотт—Джефферсон-Сити. Рудоносный уровень располагается на 800 м выше докембрийского кристаллического основания и на 300 м ниже поверхности несогласного налегания среднеордовикской формации Джексонбург. В рудоносной карстово-доломитовой формации Бинмонтаун нижнего ордовика карстовые брекчин образуют 30-метровый «горизонт», подстилаются они темными тонкослоистыми глинистыми доломитами или глинистыми известняками (30—40 м). Верхнюю часть (300—340 м) формации слагают ленточные кремнистые, песчаные, конгломератовидные пласты, переслаивающиеся с массивными пластами доломитов и известняков; в нижней части разреза породы более темные, доломитистые. Сфалеритовая минерализация приурочена к цементу карстовых брекчий.

В рудном районе Остинвилл-Айванхо (штат Вирджиния), по А. Д. Хогланду [1976 г.], У. Х. Брауну и Э. Н. Вейнбергу [1977 г.], с 1927 г. добыто 1,2 млн. т цинка и около 0,2 млн. т свинца. В оставшихся рудах содержится 3,7 % Zn, 0,7 % Pb.

В общем рифейско-нижнепалеозойском разрезе мощностью более 3,6 км различаются нижняя (1350—1900 м) существенно терригенная толща (с конгломератом в основании и с пластами базальтов) и верхняя глинисто-известняково-доломитовая (2000 м).

Нижнюю часть верхней толщи слагает формация Шейди («тухлая») мощностью 550—600 м, в основном это темные доломиты, насыщенные органическим веществом. Перекрывает ее формация Ром (600—900 м) — доломиты, известняки и мощные пачки красноцветных сланцев. Выше следует формация Эльбрук (600 м) — тонкослоистые доломиты, известковистые сланцы и доломитовые известняки. В строении рудоносной формации Шейди участвуют (снизу вверх): «ленточная» пачка — известняки, доломиты, внизу в грубом, сверху в тонком переслаивании (250—330 м); «сахаровидная» пачка (пачка Остинвилл) — полосчатые доломиты, сланцы (240—600 м); пачка Карбид — тонкозернистые известняки и сланцы (до 30 м).

В фациальном отношении пачка Остинвилл весьма разнородная, с меняющимися в различных районах мощностью (от 155 до 600 м) и числом прослоев сланцев.

Рудные залежи известны в интервале разреза 400 м на нескольких уровнях, в том числе на двух уровнях послойных брекчий в «ленточной» пачке и в средней части «сахаровидной» пачки. Рудные тела приурочены к определенным горизонтам пород, вытянуты в соответствии с их простиранием и смяты в складки. Лежащий бок залежей обычно согласный со слоистостью, а висячий неровный, выпуклый. Вмещающей породой всегда является доломит.

На обоих уровнях, и особенно четко в «ленточной» пачке, около рудных тел наблюдается доломитизация известняка. В «сахаровидной» пачке, в горизонте Молден, известны крупные тела массивных сульфидных руд. Ниже по разрезу, в «кряпчатом маркирующем горизонте», рудные тела неправильной формы, линзовидные, руды прожилково-вкрапленные. Ширина рудных линз 15—120 м, длина 30—600 м и более. Протяженность рудоносной полосы около 10 км.

Главные рудные минералы сфалерит, галенит и пирит. В «ленточной» пачке второстепенными являются халькопирит, гипс, ангидрит, флюорит. Барит и арагонит известны как в «ленточной» пачке, так и в «сахаровидной».

Руды массивные в нижней части залежей, полосчатые и брекчиевые — в верхней. Их текстуры характерны для отстойников карстовых полостей и гравитационных брекчий обрушения. Исследователи месторождения [48] считают такие руды типичными для рифов, но выделяют и так называемые брекчин разрушения взрывами растворов.

Рудный район Пиоч, штат Невада [48], объединяет группу гидротермокарстовых серебро-свинцово-цинковых месторождений (Джеккрабит, Бристоль, Принс, Клейслтон, Пан-Американ, Илли-Валли), располагающихся в терригенно-карбонатном комплексе, по возрасту примерно соответствующем рудоносному комплексу района Маскотт — Джефферсон-Сити. В строении комплекса можно выделить три ритма. Нижний ритм трансгрессивной структуры состоит из кварцитов (Проспект Маунтин, свыше 750 м) и условно относится к рифею. Вышележащий ритм (венд? — средний кем-

брий) состоит из рудоносной терригенно-карбонатной (450 м) и известняково-доломитовой (1250 м) толщ; мощность ритма 1700 м. Третий ритм отвечает карбонатной толще (верхний кембрий — нижний ордовик) мощностью свыше 600 м. Таким образом, ритм венд — средний кембрий характеризуется геосинклинальной мощностью, а вышележащий ритм является супрагеосинклинальным.

Основные рудные месторождения приурочены к самому нижнему в разрезе карбонатному горизонту мощностью до 15 м. По составу руды сидерит-манганосидерит-полиметаллические, что сближает их с атасуйскими. Жилы известны также в основании разреза, в базальных кварцитах.

Рудные районы **Восточный** и **Центральный Тинтик** (штат Юта) объединяют по несколько барит-полиметаллических, полиметаллических (с серебром и золотом) гидротермокарстовых и жильных месторождений (Тинтик-Стандарт, Норт-Лили, Берджин и др.— Восточный Тинтик; Ридж-энд-Валли, Джемини, Юрика-Хилл, Сиу, Бек-Таннел, Айрон-Блоссом и др.— Центральный Тинтик).

Рудоносный терригенно-карбонатный комплекс в диапазоне от нижнего кембрия до карбона включительно характеризуется центростремительной структурой, его мощность около 3 км. Нижний трансгрессивный ритм имеет геосинклинальную мощность — 1,6 км. В первой (снизу) карбонатной формации в нем содержатся основные полиметаллические залежи Восточного Тинтика. Мощность доломито-известнякового ритма верхнего кембрия — нижнего ордовика равна 540 м. На остальную часть преимущественно карбонатного разреза от силура до карбона (с несколькими перерывами) приходится около 1 км.

Рудные залежи Центрального Тинтика рассредоточены в интервале от верхнего кембрия до карбона. Вышележащий комплекс составляют эоценовые вулканогенные и интрузивные образования (латиты и монзониты), с которыми генетически связывается оруденение. Хотя на месторождении имеются и типичные жилы выполнения, основные богатства Тинтика — это крупные субпластовые залежи, сочлененные с подводными каналами. Следует подчеркнуть, что, несмотря на широкий стратиграфический интервал распространения оруденения в Центральном Тинтике, во многих случаях установлена приуроченность рудных тел к определенной рудоносной поверхности, полого (под углом 35°) секущей напластование и в каждом конкретном сечении охватывающей лишь небольшой интервал. Это свидетельствует скорее всего о постскладчатом времени рудообразования. В целом месторождения рудных районов Тинтика являют пример сложных, как бы переходных от согласных к жильным месторождений.

Аналогичный разрез установлен и в рудном районе Юрика, где основной рудовмещающей формацией служат доломиты среднего кембрия (Адамс-Уиндфолл, Дандерберг, Даймонд, Силвер Коннор) и известняки верхнего кембрия (Баллуэкер, Уильямсбург, Холли).

Европа

Своеобразны свинцово-цинковые месторождения Ирландии — Баллиналак, Тайнаг, Сильвермайнс, Наван (Тара), залегающие в нижнекаменноугольной карстово-карбонатной формации (рис. 19). Можно лишь сожалеть, что вопрос о гидротермокарстовой струк-

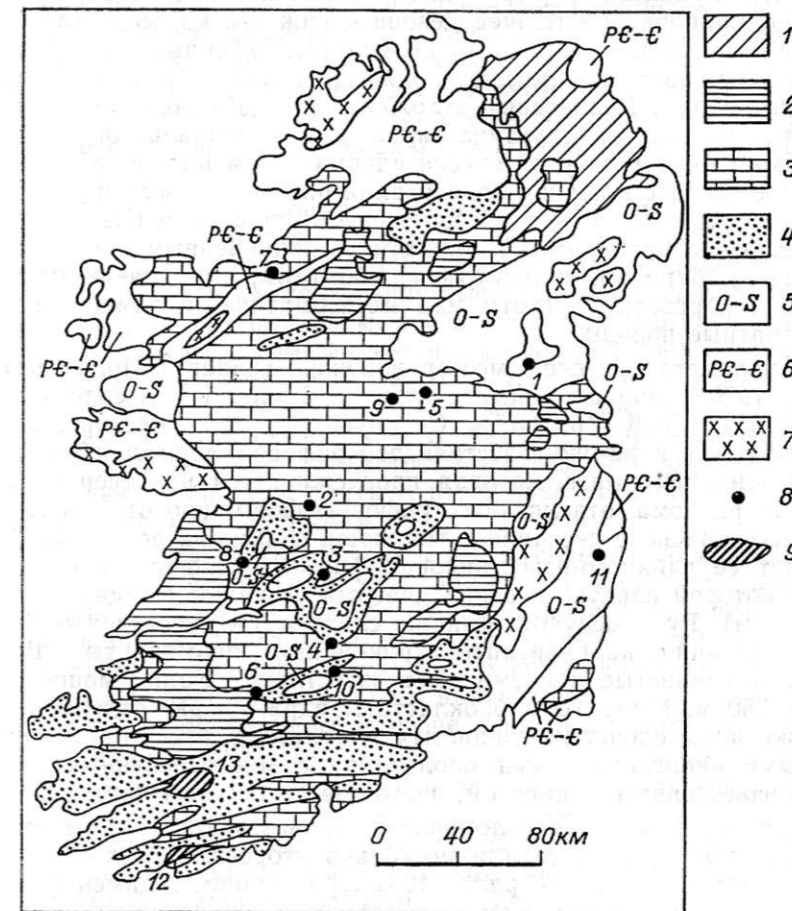


Рис. 19. Схема размещения основных свинцово-цинковых и медных месторождений Ирландии [35].

1 — послекарбоновые образования (глины, базальты, известняки, песчаники, эвапориты); 2 — угли, песчаники карбона; 3 — известняки карбона с гидротермокарстовыми месторождениями; 4 — древний красный песчаник девона (песчаники, глинистые сланцы, конгломераты); 5 — ордовикские и силурийские глинистые сланцы, песчаники, вулканы; 6 — кембрийские и докембрийские кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, мраморы; 7 — граниты различного возраста; 8 — гидротермокарстовые свинцово-цинковые (1—10) и медно-колчеданное (11) месторождения (1 — Наван; 2 — Тайнаг; 3 — Сильвермайнс; 4 — Гортдром; 5 — Баллиналак; 6 — Маллоу; 7 — Аббитаун; 8 — Балливерджин; 9 — Кил; 10 — Ахерлоу; 11 — Авока); 9 — месторождения медистых песчаников (рудные районы: 12 — Уэст-Карбери; 13 — Беархевен).

туре этих месторождений в ирландской литературе или не ставится, или обсуждается иностранными геологами, усматривающими принципиальное их сходство с месторождениями типа Миссисипи — Миссури [Finlow-Bates T., Tischler S., 1983 г.].

Свинцово-цинковое месторождение **Баллиналак** (Ирландия) расположено в карстово-карбонатной рифогенной формации турнейского возраста в графстве Уэстмит [Уильямс К., Мак-Ардл П., 1982 г.]. Рудоносные рифогенные известняки подстилаются терригенно-карбонатной толщей девона — нижнего карбона, залегающей с несогласием на сланцах силура (?), перекрыты визейскими глинистыми известняками, переходящими вверх по разрезу в кремнистые породы. Рудоносные отложения смяты в пологие складки. Главная разрывная структура района — меридиональный разлом с вертикальной амплитудой относительных перемещений 180 м — существовала уже в период образования рифовых известняков. Линзовидные рудные залежи расположены в опущенном крыле разлома, сложены сфалеритом и пиритом (с подчиненным количеством галенита), баритом, кальцитом и доломитом, выполняющими трещины и карстовые пустоты или метасоматически замещающими карбонатные породы.

В полиметаллическом месторождении **Тайнаг** (Ирландия) к концу 1970 г. запасы руды составляли 6 млн. т при содержании 5,37 % Pb, 4,51 % Zn, 0,37 % Cu и 60 г/т Ag. Месторождение приурочено к карстово-известняковой рифовой формации верхнего турне — нижнего визе, которая прослеживается на север от широтного разлома, отделяющего рифовую формацию от девонского древнего красного песчаника. Мощность формации до 170 м. Подстилает ее глинисто-известняковая формация мощностью 370 м, ниже которой следует древний красный песчаник (мощность выше 370 м). Рудоносную формацию слагают так называемые брекчии оползания, калькарениты, криноидные биомикриты. Выше следуют глинистые и кремнистые известняки Калп мощностью более 250 м. Микриты и биокластиты ядра «риф» отделены от окружающих слоистых глинистых и углистых известняков рудоносными «конгломератами оползания» с многочисленными глыбами известняка в глинистом, часто известковистом цементе.

В известняковых конгломератах на месторождении известно три главных рудных тела и несколько второстепенных. Мнение К. Уильямса и П. Мак-Ардла [1982 г.] о рудном седиментогенезе с последующим оползанием минерализованных глыб в иловую впадину является официальным. Однако трудно сомневаться в гидротермокарстовом типе месторождения.

Свинцово-цинковое месторождение **Сильвермайнс** (Ирландия) в 1964 г. содержало 11 млн. т руды с 2,8 % Pb, 8 % Zn, 25 г/т Ag. К 1976 г. добыто и переработано 114 тыс. т Pb и 434 тыс. т Zn [Уильямс К., Мак-Ардл П., 1982 г.].

Формация Верхних доломитов подстилается темноцветными криноидными глинистыми биокластическими известняками и пере-

крывается кремнистыми известняками и доломитами с интенсивно развитыми стилолитами. Месторождение залегает на южном фланге синклинали.

Карбонатная рудоносная толща контактирует по разлому с девонскими песчаниками и силурийскими алевролитами и грауваками. Вдоль разлома располагаются рудные тела С и К Нижней зоны, полого пересекающей карбонатную толщу. Вблизи земной поверхности Нижняя зона почти сочленяется с Верхней рудной зоной, расположенной в нижней части рудоносной доломитовой формации и включающей рудные тела С и В. Собственно рудные залежи представляют собой брекчии, сложенные серыми угловатыми обломками доломитов в доломитовом или аргиллитовом цементе, более глинистом близ основания залежей. Под Верхней зоной повсеместно зафиксированы доломитизированные нодулярные известняки.

Залежь С Верхней зоны, сложенная пиритом, марказитом, сфалеритом и галенитом, приурочена к нижней границе доломитовых брекчий. Руды массивные (50 %), прожилково-вкрапленные цементационные (20 %), тонкозернистые слоистые (5 %). Мощность залежи вблизи разлома 25 м, здесь же наблюдаются массивные сульфидные руды с самыми высокими содержаниями металлов. К краям залежи ее мощность уменьшается, контуры усложняются; руды переходят к брекчиевому типу. В отдельных местах на контакте со стороны висячего бока сохранились карстовые пустоты, иногда выполненные глинисто-сульфидной массой. Подобная сульфидная глина встречается и в подошве массивных руд. Площадь рудной зоны 750×750 м.

Рудная залежь С Нижней зоны имеет мощность 20 м, прослежена до глубины 100 м, по простиранию на 450 м. Минерализация в трещинах отслоения (отпора) представлена галенитом, сфалеритом, пиритом, халькопиритом, тетраэдритом, арсенопиритом и марказитом; сульфидов около 20 %. В сравнении с верхним рудным телом С рудные минералы в нижнем более крупнозернистые, содержания свинца и серебра выше, пирита присутствует меньше (4,5 % Pb, 3,4 % Zn).

Рудное тело В, расположенное на том же стратиграфическом уровне, что и тело С Верхней зоны, отличается от последнего меньшим развитием доломитовых брекчий. Руды сидерит-сфалерит-галенитовые (2,5 % Pb, 6,5 % Zn), окружены рудоносными брекчиями; в лежащем боку развиты гнезда барита. Ширина рудного тела 150 м, длина (по простиранию) 300 м.

Приведенные данные позволяют уверенно отнести месторождение Сильвермайнс к гидротермокарстовому с Г-образной структурой.

В свинцово-цинковом месторождении **Наван**, или **Тара** (Ирландия), запасы руд на 1972 г. составляли 77 млн. т при содержании 2,63 % Pb и 10,9 % Zn, на 1975 г. — 19,6 млн. т с 1,2 % Pb и 6,7 % Zn [Уильямс К., Мак-Ардл П., 1982 г.].

По данным Н. Куха, А. Вейцзорека [1984 г.], общий разрез месторождения Наван отличается от разрезов аналогичных месторождений южных районов Ирландии незначительной мощностью (10—30 м) нижележащей красноцветной молассоидной формации и наличием углового несогласия в кровле турнейской рудоносной толщи — с конгломератом (0—45 м) в основании на ней залегают известковистые аргиллиты, вакки с известковыми турбидитами (>2 км).

Разрез рудоносной толщи включает (снизу вверх): аргиллиты, песчаники, сланцы (30—45 м), аргиллитовые биокластические калькарениты (10—20 м), онколитовые и массивные нодулярные кальцилотиты (0—15 м). Следующие слои включают пять рудных линз: массивные перекристаллизованные калькарениты (25—30 м, линза № 5); массивные калькарениты, темные глинистые сланцы и косослоистые арены (18—25 м, № 4); песчаники (6—11 м, № 2); биокластические калькарениты в тонком переслаивании с аргиллитами (30—35 м, № 3); биокластические аргиллитовые калькарениты и нодулярные известняки (40—45 м, № 1). Выше лежащая слоистая часть разреза мощностью 120—220 м сложена мергелями, песчаниками, калькаренитами, перекрытыми аргиллитовыми биокластическими калькаренитами (0—250 м); выше следуют рифовые массивные известняки (0—50 м).

Рудные тела имеют в плане форму таблиц, в разрезе — линз, рассредоточенных в толще мощностью около 120 м; сложены в основном сфалеритом и галенитом, меньше пирита, марказита и мельниковита. Выделяются следующие типы руд: массивные и тонко-параллельно-слоистые; брекчиевые и колломорфные, включающие обломки сульфидов на сульфидном же цементе; прожилковые; выполнения каверн. В массивных рудах сосредоточено около 30 % свинца и цинка месторождения. Многочисленные мелкие каверны в массивных сульфидных рудах выполнены кальцитом, баритом, сфалеритом, реже галенитом и еще реже халькопиритом.

В нижних частях всех пяти рудных тел минерализованные микриты включают цинк- и железосодержащие низкомагниевого кальция и доломит, железистый доломит, минрекордит $\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2$, сфалерит, пирит, мельниковит и кварц. Цинковистый доломит представляет собой смесь $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ и $\text{CaZn}(\text{CO}_3)_2$; установлено замещение его сфалеритом.

Ряд гидротермокарстовых месторождений, заключаемых вулканогенно-терригенно-карстово-карбонатной формацией нижнего карбона в Пенниннах (Англия), для трех главных районов (Олстон, Аскригг, Дербишир) охарактеризованы К. Данемом, К. Е. Бирру и др. [1982 г.]. В Олстоне присутствуют месторождения: свинцовое Алленхедс, флюоритовое Болтебурн, флюорит-галенитовые Редбурн, Гроверейк, Уайтхилс, сфалерит-галенитовое Нентхед, витеритовые Сетлингстоун, Саут-Мур, баритовые Нью-Брансепет, Силвербэнд, Клоусхаус. В районе Аскригг основными являются месторождения барит-флюоритовые Олд-Ганг, Аркендейл, Грасингтон, свинцовое Гринхау. В Дербишире наблюдается орудене-

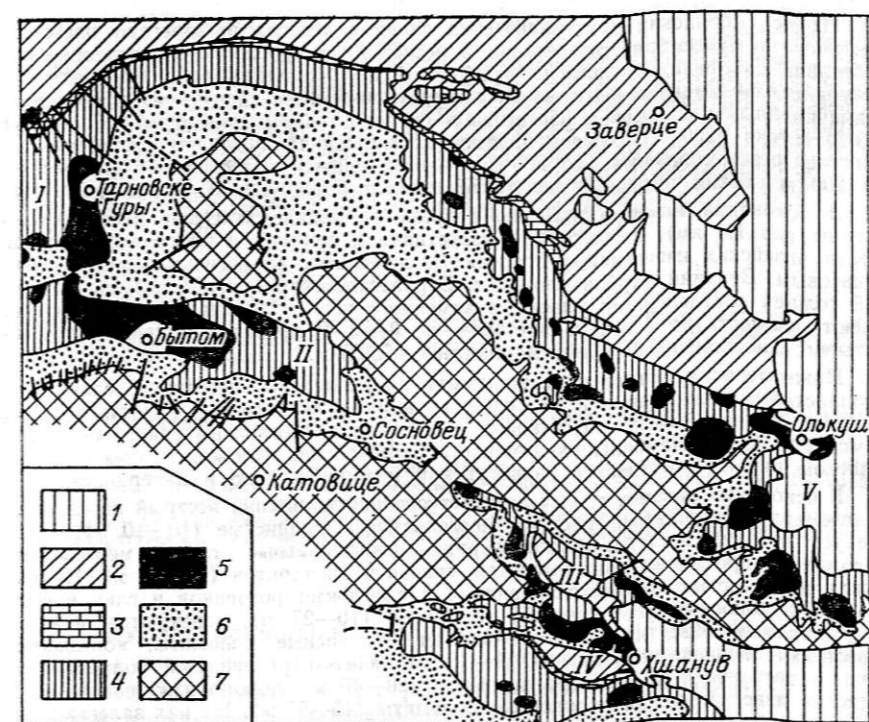


Рис. 20. Схема расположения свинцово-цинковых месторождений Верхней Силезии (по М. М. Константинову [22]).

1 — юра; 2 — кейпер; 3 — ракушняковые известняки выше рудоносной свиты; 4 — рудоносная свита; 5 — промышленные скопления свинца и цинка; 6 — «рэт» и «пестрый песчаник»; 7 — палеозой.
Мульды: I — Тарновская, II — Бытомская, III — Явожнийская, IV — Шановская, V — Журадская.

ние цинково-свинцовое (Миллклоуз), флюоритовое (Массон-Хилл), баритовое (Голконд).

В Северном Уэльсе к карстовому типу может быть отнесен ряд месторождений или рудных залежей в верхней части визейских известняков: галенит-сфалеритовые (с серебром) рудного поля Халкин-Майнер (Вестминстер, Роуснмор, Дингл, Дип-Левел, Хендр, Брейн-Гуйог, Менс-и-Сефи, Майнера), цинковое Клуид.

Силезско-Краковский свинцово-цинковорудный район (Польша) в обрамлении Горного Шленска охарактеризован по данным М. Сасс-Густкевич, Т. Галкевича, С. Джулинского, Р. Блайда, М. Жуваржинского, С. Панека, М. Хубик-Пташинской, К. Мохначка и др. [66, 73, 76]. Большинство месторождений приурочено к Силезско-Краковской моноклинали, остальные — к Верхнесилезской впадине (рис. 20). В пределах моноклинали находятся Тарногурский, Заверцинский и Олькушский районы, в пределах впадины — Бытомский и Хжанувский районы.

На докембрийских кристаллических сланцах несогласно залегают известняки и кварциты кембрия, известняки и песчаники с прослоями окремненных известняков ордовика. В Силезско-Краковской моноклинали на широко развитых силурийских сланцах с несогласием залегают песчаники (до 100 м) и доломиты с подчиненным количеством известняков (эйфель, 500 м), доломиты (до 1000 м) и известняки (100 м) живета. Франские отложения включают известняки и мергели, реже доломиты (до 200 м). Фамен сложен известняками мощностью до 200 м. Таким образом, девон представлен карбонатным рядом формаций.

В основании каменноугольного разреза на западе залегают песчаники и сланцы (до 1,4 км), на востоке — известняки и мергели с прослоями сланцев. Среди визейских известняков отмечаются доломиты, аналогичные рудоносным триасовым. Верхний карбон сложен в Верхнесилезском прогибе песчано-сланцевой толщей с отдельными пластами каменного угля. На западе эти отложения имеют мощность до 7 км, на востоке — до 3 км. В пределах моноклинали развиты песчано-сланцевые толщи мощностью до 100 м.

Нижнепермские отложения включают конгломераты, песчаники, сланцы с пропластками известняков и мергелей, а также вулканогенные породы и гипсы (500 м). Верхнепермские ледниковые отложения представлены сланцами и глинами (10—30 м). Наибольшую мощность палеозойские отложения имеют в Олькушском районе, среднюю в Тарногурском и минимальную в Заверцинском.

В основании разреза триаса залегают средний и нижний пестрый песчаник — конгломераты, песчаники, местами мергелистые и глинистые (10—40 м); выше следует верхний пестрый песчаник рэта — пестроцветные глины, мергелистые доломиты с прослоями конгломератов, гипсов и ангидритов (20—50 м). На них лежат мергелистые доломитизированные с прослоями роговиков и глин известняки и рудоносные (гоголинские) доломиты (10—25 м), перекрытые нижним ракушняковым известняком, включающим рудоносные доломиты, комковатые известняки со знаками волнения (8—16 м), конгломератовидные, волнисто-слоистые известняки и рудоносные доломиты (20—40 м), доломитизированные мергелистые известняки или рудоносные доломиты (45—55 м). На них залегают доломиты и доломитизированные известняки среднего ракушнякового известняка (15—35 м). Верхний ракушняковый известняк слагают доломиты, мергелистые глины, известняки и конгломераты.

Значительная часть рудоносных доломитов является эпигенетической и переходит по латерали в первичные известняки. Доломиты мелкокристаллические или афанитовые, пористые, кавернозные, трещиноватые, серого цвета. Такие доломиты образуют два рудоносных горизонта — гоголинский и олькушский, но оруденение иногда распространяется и на всю мощность (70 м) этой серии. Рудная минерализация встречается на всем интервале разреза от девона до неогена, но более чем 90% оруденения приурочено к нижнему ракушняковому горизонту, около 4% к девонским, 2% к рэтским породам, 2% к среднему, менее 1% к верхнему ракушняковому известняку. При этом в доломитах залегают 93,7% руд, в известняках 6,2%, в мергелях 0,1%.

Рудные тела приурочены к лежащему контакту рудоносных доломитов с известняками. Они представлены зонами пластового оруденения мощностью от 20 см до 10—20 м, расположенными иногда в два-три яруса. Наиболее богатые горизонты находятся в следующих от лежащего бока интервалах: 0—8 м (63% руд); 11—14 м (22%); 17—31 м с максимальной концентрацией на 22 м (до 15%). По морфологии выделяются рудные тела: согласные пластообразные, штокообразные, зоны карстовых брекчий с крупными полостями.

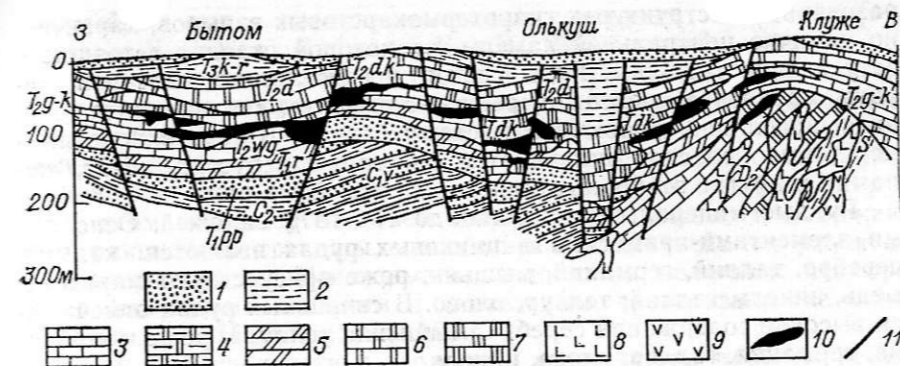


Рис. 21. Схематический разрез Силезско-Краковского района (по Ф. Экерту [1970 г.]).

1 — пески и супеси; 2 — глины и глинистые сланцы; 3 — известняки; доломиты: 4 — глинистые плитчатые, 5 — глинистые, 6 — первичные, 7 — эпигенетические; интрузии: 8 — порфиры, 9 — диабазы; 10 — рудные тела; 11 — разломы. Триас: T_{1pp} — пестрый нижний, T_1r — рэт, T_{2wg} — гоголинский средний, T_{2g-k} — горадецкий, теребратуловый, карховицкий средний, T_{2dk} — крушконошские доломиты, T_{2d} — диплопоровый средний, T_{3k-g} — кейпер.

Зоны коррозионно-гравитационных карстовых брекчий распространены очень широко. Они имеют сложные очертания в разрезе и извилистые — в плане. В строении залежей наблюдается вертикальная зональность, выражающаяся в смене сверху вниз следующих типов руд: 1) галенитовые богатые руды с обломками доломитов; 2) галенитовые, колломорфные сфалеритовые руды в трещинах доломита; 3) брекчии, состоящие из обломков рудных минералов и доломитов; 4) маломощная прослойка слоистых руд; 5) ненарушенные доломиты с резкой, извилистой границей.

Пластообразные тела, интерпретируемые как метасоматические или сингенетические, имеют длину от нескольких десятков до сотен метров при мощности 0,5—3 м. Для субгоризонтальных пластообразных тел характерны неровные границы с вмещающими породами; это наблюдается и со стороны лежащего, и особенно со стороны висячего бока, где часто отмечаются зоны прожилкового оруденения. Иногда наблюдается локализация единой залежи на одном и том же гипсометрическом уровне в разных по возрасту карбонатных горизонтах, разделенных сбросом; в других случаях разломы ограничивают оруденение, что определяет их дорудный возраст (рис. 21).

Карстовые рудные тела, образованные вдоль контакта доломитов с известняками и по крутопадающим разломам, характеризуются гнездообразной, неправильной формой; размеры их весьма разные — от мелких гнезд до крупных рудных блоков, связанных с коррозионно-гравитационными брекчиями. Встречаются слоистые карбонатно-глинистые руды с вкрапленностью сфалерита, отложенные в карстовых полостях — отстойниках. Для рудных тел, об-

разованных в структурах гидротермокарстовых взрывов, характерно наличие центральной камеры, от которой отходят ветвящиеся затухающие трещины. Руды состоят из сфалерита, галенита, пирита, марказита, вюрцитита, реже — аргентита, халькопирита, борнита, ковеллина, реальгара, местами барита. В зоне окисления в карстовых полостях встречаются смитсонит, церуссит, гётит, калямин и другие вторичные минералы галмейных руд.

Рудные минералы составляют до 17—18 % залежей. Основными элементами-примесями в цинковых рудах являются: кадмий, серебро, галлий, германий, мышьяк, реже присутствуют марганец, медь, никель, галлий, теллур, олово. В свинцовых рудах отмечаются высокие содержания серебра, мышьяка, теллура, реже молибдена, германия, галлия, олова, никеля.

Установлена связь рудных концентраций с системой трещин северо-восточного, запад-северо-западного и восток-юго-восточного направлений. Наблюдается возрастание содержания свинца и цинка по направлению к кровле горизонта рудовмещающих доломитов. Латеральная зональность выражается в развитии существенно цинковистых руд на южном фланге рудного района, а свинцовых — на севере и востоке. На западных и центральных участках наблюдается повышение содержания в рудах сульфидов железа.

Проблема формирования оруденения Силезско-Краковского района до сих пор не решена окончательно. Нет полной ясности даже в вопросе о происхождении рудовмещающих доломитов. Большинство исследователей считают их метасоматическими [Szuwarzynski M., Pcenek S., 1983 г.; Mochpacka K., Sass-Gustkiewicz M., 1982 г. и др.], развитыми вдоль разломов и зон трещиноватости и переходящими на расстоянии 300—500 м по простиранию в неизменные известняки. Высказывается также предположение об инфильтрационно-диагенетическом образовании доломитов при воздействии морской воды на известковые илы [Galikiewicz T., 1983 г.].

Практически все польские геологи единодушны в мнении о значительной роли карста в формировании оруденения, однако не всегда ясно, о каком карсте идет речь. Роль гидротермокарста в создании или развитии коррозионно-гравитационных брекчий и связи с ним самих руд признается большинством исследователей [Sass-Gustkiewicz M., 1982 г.; Blajda, 1983 г.; Nies M., 1983 г.; Kucha H., Czajka K., 1984 г. и др.], однако высказываются и гипотезы об участии в формировании карстовых структур также вадозных вод [Sass-Gustkiewicz M., 1985 г.], о «палеогидрогеологическом» факторе [Potykała J., 1984 г.]. Наибольшие разногласия связаны с интерпретацией генезиса пластообразных рудных тел. Считается, что это или сингенетические руды, подчиняющиеся фациальному контролю [Gruszczuk H., Basta-Grzywacz M., 1984 г.], или метасоматические руды [Sass-Gustkiewicz M., 1982, 1985 гг.; Hubicka-Ptasinska M. и др., 1983 г.]. Однозначно установлена роль поздней холодной карстификации в окислении сульфидов и переотложении заметной части рудного вещества в виде

галмейных руд в поздние генерации карстовых полостей [Mochpacka K., 1982 г.; Radwanek-Bak B., 1985 г. и др.].

Оригинальна гипотеза Х. Куха и др. [1984 г.], предполагающая развитие постскладчатого карста с локализацией карбонатных бедных руд свинца и цинка в полостях и зонах брекчирования. На втором этапе в связи с эманациями сероводорода из подстилающих отложений происходит образование сульфидных руд. При этом сокращается объем минеральной массы и возникают контракционные трещины, способствующие дальнейшему развитию гидротермокарста. Некоторые исследователи полагают, что процесс был весьма сложным и длительным, протекавшим не менее 300 млн. лет [Naganczyk S., 1985 г.].

При всей спорности и сложности генетических проблем несомненно поразительное сходство свинцово-цинковых месторождений Силезско-Краковского района с рудным полем Пайн-Пойнт — контроль руд определенной палеогипсометрической поверхностью, полого секущей напластование вплоть до выхода ее на палеоподнятиях в карбонатные толщи девона (см. рис. 21), и контроль рудных залежей узлами пересечения разломов с этой рудоносной поверхностью. Наиболее полное объяснение главным структурным особенностям рудного района дает гипотеза рудообразования вблизи контакта макролинзы пресных грунтовых (вадозных) вод и минерализованных гидротерм в условиях палеоартезианского бассейна.

При определении главной эпохи рудообразования, видимо, не следует придавать решающего значения свинцово-цинковой минерализации, спорадически отмечающейся от юрских до неогеновых толщ, поскольку локальное перемещение рудного вещества в карстовых системах является обычным процессом и наблюдается даже в современных горных выработках. Наиболее вероятной эпохой рудообразования следует считать поздний триас — раннюю юру, имея при этом в виду возможное единство металлогенической эпохи на территории Польши и Восточно-Альпийского пояса.

Свинцово-цинковое (с флюоритом) месторождение **Бляйберг-Кройтц** (Каринтия, Австрия) является типичным для Восточно-Альпийской зоны. Оно локализовано в основном в карстово-известняково-доломитовой формации верхнего ладина и частично в нижней части карбонатно-аргиллитовой формации карния (рис. 22). Общая мощность триасовых карбонатных отложений в районе Бляйберга составляет около 3 км, мощность рудоносной части разреза 350 м. Общее число палеогипсометрических рудоносных уровней достигает пяти-шести, из них три нижних уровня, контролирующих основную массу руд, расположены в веттерштейнских доломитах ладина, три других — в доломитах между пластами сланцев райльских слоев карния [Schroll E., Schulz O., Pak E., 1983 г.].

Многие рудные залежи Бляйберга отчетливо «пластовые», согласно залегающие, со слонстой структурой руды, параллельной слоистости вмещающей породы [H. Rainer, 1959 г.]. Для ряда исследователей это служит основанием считать руды «настоящими

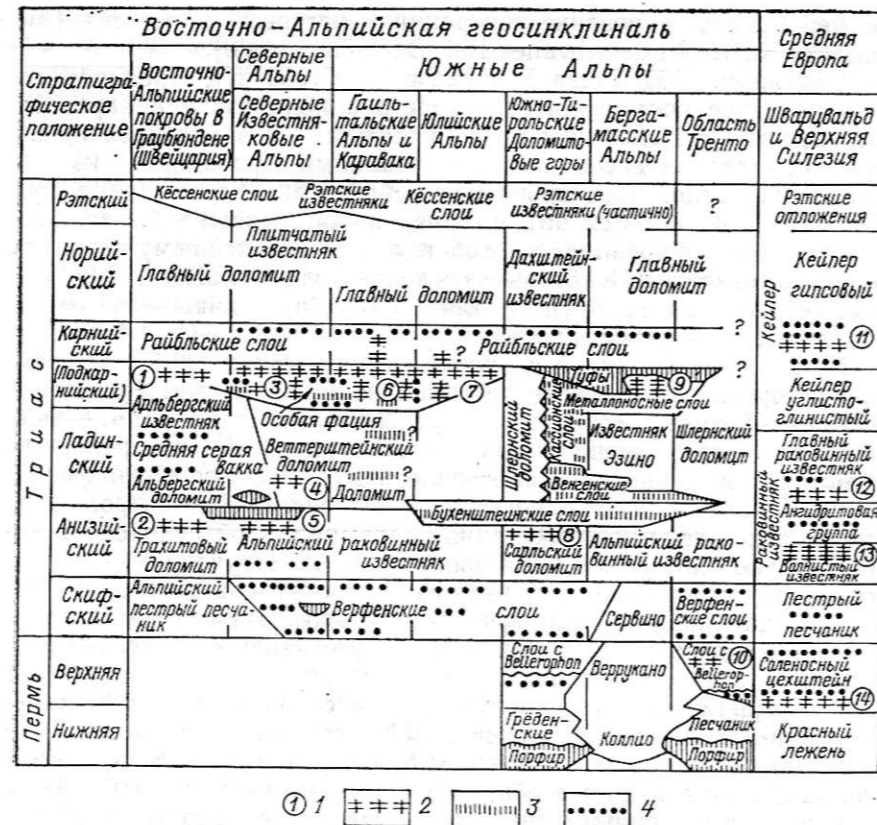


Рис. 22. Стратиграфическое положение свинцово-цинковых месторождений Восточных Альп (по Г. Шнейдеру [40]).

1 — главные месторождения и рудные районы (1 — Бляйберг-Рамец, Граубюнден; 2 — Зильберберг, Граубюнден; 3 — Лафатч, Северный Тироль; 4 — Хаферштох, Северный Тироль; 5 — Эт-Фейт-Хейтерванд, Северный Тироль; 6 — Бляйберг-Кройтц, Каринтия; 7 — Райбл, Удине, Северная Италия; 8 — Ауронцо, Северная Италия; 9 — Горно, Северная Италия; 10 — Монте Кализно, Северная Италия; 11 — Кейпер-Блейг-лацбанк, ФРГ; 12 — Вислох, Северный Баден; 13 — Верхняя Силезия; 14 — медистые сланцы и мергели, ГДР); 2 — рудоносные слои; 3 — пирокластические и интрузивные породы; 4 — галопелитовые отложения.

морскими». Однако В. Зигель [Siegl W.] обнаружил признаки «внутреннего» (т. е. в толще) осаднения некоторых рудных образований — механического и химического заполнения полостей карста [40].

К первой фазе относится образование «донной руды» — ила, содержащего сульфиды, флюорит, барит, кремнезем и карбонаты. Руды согласно залегают в почве мелких полостей и содержат куски кровли и боковой породы размером до 10 см. На этих кусках отсутствуют кальцитовые корки, образование которых начинается позднее. Такие кальцитовые щетки вокруг обвалившихся кусков, на стенках или на кровле полостей наблюдаются выше определенного гипсометрического уровня. Образование кристал-

лического кальцита знаменует начало второй фазы заполнения полостей [В. Зигель, 1959 г.].

Рудоносный «внутренний» осадок нередко бывает чрезвычайно похож на боковую породу, и его часто принимали за таковую. На приведенной В. Полеснигом и В. Зигелем [1955] зарисовке рудного тела на одном из участков Кройтца отчетливо видна последовательность колматации: на флюоресцирующем известняке лежащего бока располагается выклинивающаяся линза бедного сульфидами, нефлюоресцирующего известняка (0—20 см); выше — прослой, богатый сфалеритом, с обломками известняка кровли (5—15 см); следующий слой — богатая флюоритовая руда (10—20 см) также с обломками известняка; далее — прослой пирита со щетками кальцита на обломках известняка (5—10 см); наконец — брекчия обрушения известняка с остаточными полостями и щетками кальцита.

Г. И. Шнейдер [1955 г.], ранее описавший настоящие рудные, по его мнению, осадки, предостерегает, однако, от распространения колматационной модели на все случаи и считает, что отношение таких образований составляет 1:30 в пользу «нормальных» слонстых руд, которые в Северных Альпах имеют мощность от 1 до 80 см и распространяются на десятки метров. В Ваттерштейнских горах единый, большей частью бедный рудный (флюорит, галенит) слой, залегающий в 35 м под райльским сланцем, прослеживается, несмотря на неоднократные тектонические нарушения, на расстояние больше 7 км.

В целом минерализация развита в доломитах и известняках, завершающих ритмы карбонатакопления. Сменяющие их глинистые отложения являются водоупорами гидротермокарстовой системы. Направленные дислокации определили широкое развитие крутых складок и серии надвигов. Руды сложены сфалеритом, галенитом, пиритом, марказитом, кальцитом, доломитом; отмечаются барит, флюорит, кварц; менее распространены ангидрит, гипс, целестин и стронцианит.

Параметр $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов колеблется от -40 до -1 ‰, галенитов (96 проб) от -32 до -2 ‰, сфалеритов (141) от -30 до -4 ‰, марказитов (16) от -27 до -1 ‰, пиритов (10) от -26 до -13 ‰, молибденитов (3) от -40 до -29 ‰ [Schroll E., Schulz O., Pak E., 1983 г.].

Во всяком случае при оценке роли гидротермокарста в структурном облике месторождения следует прислушаться к мнению горняков, которые утверждают, что в Бляйберге 90—95 % от общего количества руды связано с карстовыми полостями и лишь 5—10 % могут оказаться первичными слонстыми рудными осадками [Холлер Г., 1956 г.].

В рудном районе Райбл (Италия) добыто 1,5 млн. т свинца и цинка. Рудоносная формация верхних металлоносных доломитов минерализована по всей мощности (250 м) — от кровли вулканогенно-осадочного горизонта «псевдобухенштейн» ладина до битуминозно-доломитового основания формации Калькаре-де-Предил

карнийского возраста. Устанавливается эквивалентная латеральная протяженность горизонта «псевдобухенштейн» и верхних металлоносных доломитов.

На месторождении Райбл цинка в 5 раз больше, чем свинца. Рудные тела, имеющие форму жил и колонн, пространственно связаны с северо-восточными разломами. Первичные геохимические аномалии свинца и цинка в верхних металлоносных доломитах отсутствуют [Kranz J., 1974 г.].

Преобладающая в брекчиевидных рудах желтая жилковатая цинковая обманка (yellow schalenblende) ассоциирует с крупнозернистым галенитом. В карстовых полостях нередко миллиметровые ритмы сфалерит-барит-доломитового или сфалерит-доломитового состава, а также своеобразные ритмы перекристаллизованного и колломорфного сфалерита, корки галенита и пирита. Отмечались также овоиды из доломита, кристаллического сфалерита, барита, галенита и пирита. Доломит поздней стадии замещает руду. Анализ изотопного состава серы сульфидов показал вариации $\delta^{34}\text{S}$ от $-6,43$ до $-14,43$ ‰.

В северном секторе месторождения преобладает красный или красно-коричневый аморфный либо пористый сфалерит с обильным пиритом, мельниковитом, мельниковит-пиритом, доломитом, баритом и с небольшим количеством галенита и иорданита. Механические (детритовые) кольматолиты плохо сортированы; отмечены битуминозные доломит-сфалеритовые и пирит-баритовые ритмы.

Типичные сталактитовые руды из Райбл описали Ф. Пошепный [1873 г.], Кернптен [1903 г.], М. Краус [1913 г.], Д. Колбертальдо [1948 г.], Ферулио [1963 г.]. В музее Райбл хранятся образцы сталактитов из крупнокристаллического галенита и оксидов свинца, цинка, железа, фрагменты сталактитов сульфидов цинка, свинца, железа, перекристаллизованных и плавающих в массе белого доломита.

Рудный район **Горно** (Италия) объединяет несколько месторождений флюорита, барита, свинца и цинка (Лекко, Паглио, Пигнолино, Бакареджо, Валь-Ведро, Валь-Ризо, Презолано). Рудоносными являются так называемые «металлоносные слои», включающие верхнюю часть известняковой формации (Эзино, Брено) ладинского возраста и нижнюю часть лагунно-дельтовых отложений формации Горно (Валь-Саббия) карния (эквивалент райбльских слоев), которая в свою очередь перекрыта эвапоритами. Мощность металлоносной формации 70—150 м. По данным П. Оменетто [1979 г.], наблюдается «скольжение» возраста металлоносной формации вверх по разрезу с запада на восток: свинцово-цинковое месторождение Лекко — верхний ладин — флюоритовое месторождение Презолано — средний карний, вслед за перемещением фациальных границ черных сланцев. Промышленная минерализация относится к двум типам: 1) синдиagenетическому стратиформному в основании черных сланцев; 2) карстовому в стратиграфически ниже расположенной карбонатной толще.

Приводимая П. Оменетто [1979 г.] краткая характеристика первого типа оруденения, однако, оставляет сомнение в справедливости синдиagenетической гипотезы. Минерализация этого типа представляет собой развитые в черносланцевой основной массе нодули, сложенные кристаллами сфалерита размером от 0,5 мм до нескольких сантиметров, ассоциирующими с подчиненным количеством галенита и пирита, с кальцит-битуминозным материалом, иллитом, иногда с кварцем и гипсом. Нодули считаются продуктом перекристаллизации тонкослонистых сульфидно-битуминозных сланцев, содержавших рассеянный кристаллический и фрамбоидальный пирит. В так называемых перекристаллизованных рудах галенит часто содержит включения медно-сурьмяно-мышьяковых сульфосолей (тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, теннантит, мышьяковистый бурнонит).

Стратиформные рудные тела более или менее четко сопряжены снизу с рудами в карстовых пустотах и в брекчиях обрушения среди известняков, подстилающих сульфидоносные черные сланцы. Минерализация в карстовых полостях аналогична развитой в битуминозных сланцах. Отличия заключаются в широком распространении в карстовых трубах массивных руд, ассоциирующих с обильным белым кальцитом; количество кальцита увеличивается к основанию карстовой системы вследствие очищения от прочих компонентов.

Вмещающая карстоворудные тела «металлоносная» толща почти стерильна от рудных компонентов, состав же стратиформных и карстовых руд вплоть до деталей одинаков (Cd, Ge, Sb, Hg, Pb, Zn, флюорит), как и изотопный состав серы сфалеритов ($\delta^{34}\text{S}$ от $+3,8$ до $-9,8$ ‰). Этот факт и является главным аргументом сторонников гипотезы заимствования всех металлов из черных сланцев и перемещения их вниз — в карстовые полости. Гидротермокарстовая модель практически не обсуждалась. В то же время Т-образная гидротермокарстовая структура как месторождений района Горно, так и месторождений других районов Восточно-Альпийского пояса очевидна.

Рудный район **Салафосса—Ауронцо** (Карнийско-Беллуэзская впадина, Италия), расположенный в 250 км к восток-северо-востоку от района Горно, характеризуется сходной с ним геологической ситуацией. Район Ауронцо объединяет ряд свинцово-цинковых месторождений (Аргентьера, Грина, Феррара, Пьянда Барко, Валь-Марзон, Рете-Валла, Инферно), локализованных внутри анизийской карбонатной формации (доломиты Серла). В ладинкарнийских карбонатах располагается также промышленно важное месторождение Салафосса. Рудами являются сульфидизированные карстовые брекчии или слонистые сульфидные кольматолиты в полостях.

Свинцово-цинковое месторождение **Межица** (Словения, Югославия) вполне аналогично другим месторождениям Восточно-Альпийского пояса, где месторождения располагаются по всему карбонатному разрезу в интервале верхняя пермь — средний триас

(Пухорже, Бохор, Топла, Межица), наиболее крупные — в долине (Топла) и карнии (Межица). Согласно и секущие рудные тела сложены пиритом, марказитом, сфалеритом, галенитом, вуртцитом; арсенопирит и молибденит имеют только минералогическое значение. В секущих залежах содержится больше примеси серебра, меди, сурьмы, чем в согласных [65].

На уровне среднего триаса известен ряд согласных комплексных месторождений в Варешском рудном районе (Босния и Герцеговина, Югославия). По данным М. Рамовича, А. С. Крючкова, А. Г. Натарова [1979 г.], в 30-километровой зоне от города Сараево до пос. Боровицы в интенсивно дислоцированной вулканогенно-осадочной толще триаса развиты стратиформные железорудные и барит-полиметаллические месторождения (Руница, Бобара, Вареш), сходные с оруденением жайремского типа: пиритовые, пирит-мельниковитовые, марказитовые с баритом, сфалеритом, галенитом; барит-полиметаллические в ассоциации с серноколчеданными; сидеритовые, гематитовые.

Гидротермокарстовыми, видимо, являются гематит-сидеритовые брекчии на месторождении **Вареш**. Брекчии залегают между слоистыми сидеритовыми и гематитовыми рудами, имеют форму таблицы 500×300 м, мощность 7—10 м. Обломки кремнистых пород, сланцев и песчаников сцементированы сидеритом; галенит и сфалерит развиты как в обломках, так и в цементе. В брекчиях в среднем содержится 8 % Pb и 2 % Zn.

Рудные брекчии в месторождении **Бобара** в 3,5 км к юго-востоку от месторождения Вареш образуют тело длиной 300 м, шириной 50—100 м среди интенсивно дислоцированных отложений среднего триаса. Брекчии залегают на песчаниках или известняках и состоят из обломков песчаников, доломитов, известняков, серицитовых сланцев, алевролитов, сцементированных баритом. Отмечаются сфалерит, родохрозит, доломит, кварц, кальцит, хлорит, лимонит, гётит, псиломелан, пиролюзит. Сфалерит коллоидный и почковидный. В брекчиях в среднем содержится 30 % барита, 1 % Pb, 3 % Zn, 0,14 % Cu, 0,02 % Hg, 0,25 % Sb, 50 г/т Ag, 2 г/т Au.

В юго-западной части о. **Сардиния** известно свыше 50 месторождений и рудопроявлений свинца, цинка, барита и флюорита в различных сочетаниях. Из них наибольшее промышленное значение имеют галенит-сфалеритовые месторождения Монтепони, Санта-Джованни, Небида, Санта-Бенедетто, Масуа-Аскарези (рис. 23).

Практически все итальянские исследователи, изучавшие эти месторождения (G. Padalino, S. Pretti, D. Tamburrini, S. Tosco, I. Ugas, M. Violo, P. Zuffardi), придают большое значение палеокарсту нескольких генераций, связывая эпохи карстообразования с континентальными перерывами между кембрием и ордовиком, в пермо-триасе и в альпийскую эпоху орогенеза. Основной считается пермо-триасовая эпоха карстообразования. Гидротермокарстовый вариант не рассматривается.



Рис. 23. Схема размещения карстовых и жильных месторождений Юго-Западной Сардинии (по М. Бони [1985 г.]).

1 — четвертичные отложения; 2 — позднегерцинские граниты; 3 — порфириды (пермь); 4 — терригенные отложения (ордовик-силур); 5 — карбонатно-сланцевая формация Кабитца (средний-верхний кембрий); 6 — карстово-известняково-доломитовая формация Гоннеза (нижний кембрий); 7 — песчано-сланцевая формация Небида (нижний кембрий). Основные месторождения: 1 — Монтепони, 2 — Санта-Джованни, 3 — Небида, 4 — Санта-Бенедетто, 5 — Масуа-Аскарези, 6 — Перду Карта.

Большинство свинцово-цинковых объектов контролируется нижнекембрийской карстово-известняково-доломитовой формацией Гоннеза мощностью 300—600 м. Ее подстилает терригенно-карбонатная ритмично-слоистая формация Пунта (250—400 м), залегающая на венд-кембрийской сланцевой толще мощностью около 1,3 км, в нижней части разреза содержащей конгломераты и прослойки вулканитов основного состава. Рудоносную формацию Гоннеза перекрывают средне-верхнекембрийские нодулярные известняки и сланцы Кабитца, завершающие разрез рудоносного комплекса максимальной мощностью около 3 км. Фундамент слагают катакластические ортогнейсы, прорванные герцинскими гранитоидами (рис. 24).

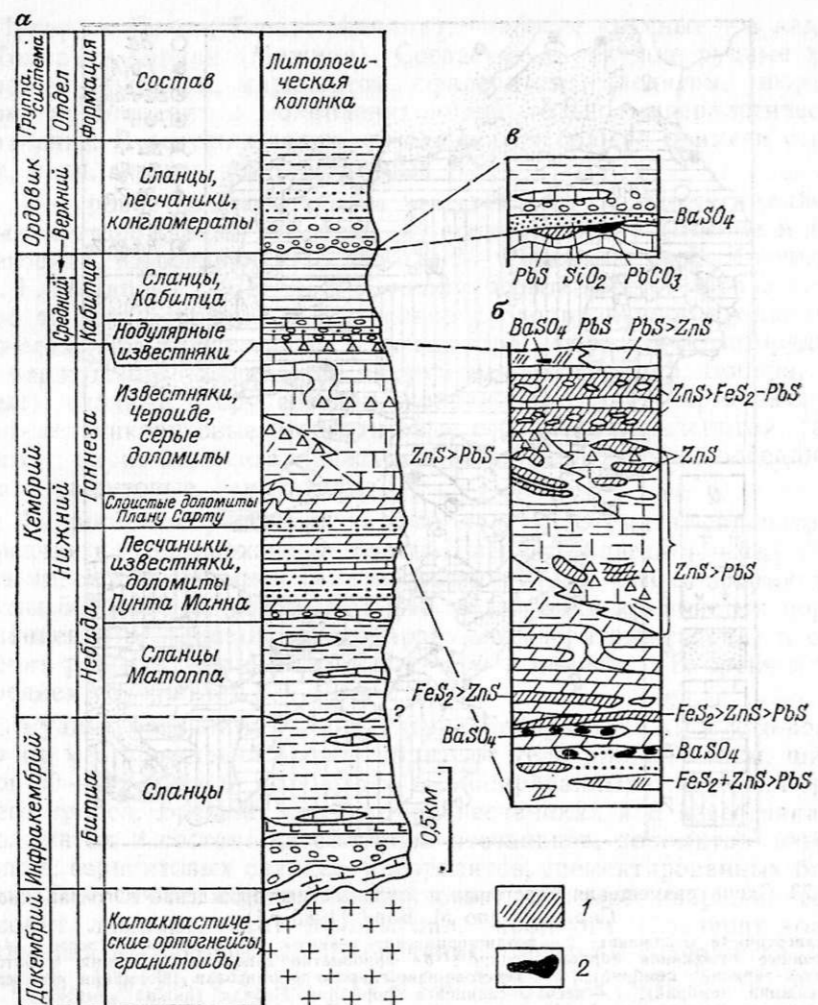


Рис. 24. Генерализованная стратиграфическая колонка нижнепалеозойских отложений Юго-Западной Сардинии (а), детали формации Гоннеза (б) и основания ордовика (в) (по М. Бони [1985 г.]).
1 — сульфиды; 2 — барит.

Конгломерато-песчано-сланцевая толща ордовика залегает на рудоносном комплексе несогласно и в основании содержит гематитовые, баритовые, церусситовые, сульфидные рудные тела. Главные свинцово-цинковые залежи сконцентрированы ниже сланцев верхнего кембрия в известняково-доломитовых породах формации Гоннеза. В обобщенном разрезе этой формации М. Бони [1985 г.] различает несколько уровней локализации рудных залежей (см. рис. 24).

Вкрапленная существенно цинковая минерализация в цератитовых известняках относится к осадочно-диагенетическому типу. Формирование богатых залежей связывается с эпигенетическим ее перераспределением в жилы и пермо-триасовые карстовые полости при температурах 60—130 °С. По П. Зуффарди [1966 г.], согласные пластовые седиментационные залежи в так называемом металлоносном горизонте известняков и доломитов состоят из пирита (обычно фрамбондальной структуры), марказита, халькопирита, светлого сфалерита, галенита, барита, карбонатов тонкополосчатой ритмично-слоистой текстуры и колломорфной структуры.

М. Бони и Ж. Амштутц [1982 г.] важное значение придают формированию пермо-триасовых гравитационных брекчий обрушения с цементацией обломков баритом, сульфидами и флюоритом. В другой работе М. Бони с соавторами [1981 г.] большое внимание уделяется конседиментационной тектонике кембрийского периода. Растягивающие напряжения явились основной причиной широкого развития разных по масштабу сбросовых перемещений и приразломных трогов, на склонах которых формировались своеобразные брекчии.

Такие брекчии особенно характерны для границы карбонатной формации Гоннеза и сланцевой формации Кабитца. Они сложены различными по размерам неправильной формы обломками известняков, сцементированными мергелистой массой с галенитом, сфалеритом, халькопиритом и пиритом. В районе Маркеза содержания составляют (%): Zn 4—5, Pb 1—2, Cu 0,4—0,5. В некоторых брекчиях отмечаются шеелит, сурьмяные минералы.

Отдавая дань скрупулезности исследований и описаний конкретных залежей итальянскими геологами, нельзя согласиться с их металлогенической концепцией, основанной на двух крайностях — конседиментационном кембрийском и эпигенетическом мобилизационном (карстовом) пермо-триасовом рудогенезе. Надо обратить внимание на следующие факты.

1. Локализация основных рудных залежей в карбонатных породах под экраном сланцев Кабитца, ассоциация так называемых «седиментационных» руд с брекчиями, структурно-текстурные детали, состав руд не оставляют сомнений в гидротермокарстовой природе этих явлений.

2. Время гидротермокарстового процесса отчетливо фиксируется проявлением оруденения в эпоху несогласия между кембрием и ордовиком. В основании ордовикской толщи Ж. Падалино, С. Претти и др. [1973 г.] описывают следующий разрез 100-километровой длины, выдержанный на всей площади Арены (снизу вверх): нормальный известняк кровли формации Гоннеза; измененный известняк; белая глина; черная глина с церусситом и галенитом; «красная земля»; зона массивных кварцитов (2—4 м) с жилками барита и сульфидов; конгломерат с баритом и редко пиритом, галенитом, сфалеритом, с линзами гематита; филлиты ордовика с гематитом.

Этот разрез с одинаковой вероятностью можно интерпретировать как коры позднекембрийского — раннеордовикского выветривания рудоносной нижнекембрийской толщи или как рудоносные стратифицированные осадки того же времени, синхронные причлененным к ним снизу гидротермокарстовым колодцам, трубам, заполненным черным джаспероидом, сульфидами, баритом, флюоритом с крустификационной кокардовой текстурой и вертикальной зональностью (бедные баритом в кровле; с баритом, черным кремнем, арагонитом, галенитом, сульфидами серебра в нижней части). Подобные трубообразные тела прослежены на десятки метров (до 130 м) ниже поверхности несогласия (Южная Инглезнас).

3. Данная схема не противоречит всем прочим деталям: скарнированию гидротермокарстовых сульфидных залежей в контакте с позднегерцинскими гранитами, наложению пермо-триасового и современного карста на древний, с окислением и выщелачиванием сульфидов, скоплением церуссита, гематита в карстовых воронках и трещинах, с формированием секущих баритовых и флюоритовых жил, не имеющих отношения к раннепалеозойскому гидротермокарсту.

В цинково-свинцовом месторождении **Стантр** (Трепча) в Югославии с 1930 по 1940 г. добыто 5,774 млн. т руды. В 1940 г. достоверные запасы (без учета продолжения рудного тела на глубину) составляли 5 млн. т руды с содержанием 6,6 % Pb, 3,8 % Zn и 114,2 г/т Ag. Рудоносная карстово-карбонатная формация мощностью около 300 м залегает в верхней части стантрской серии смятых в сложные складки вулканогенно-терригенных пород — долеритов, кристаллических сланцев, филлитов, кварцитов. В кровле рудного тела распространены кварциты мощностью около 30 м, выше которых следуют черные сланцы. Вдоль оси антиклинали располагается трубообразное тело карстовых брекчий обрушения. Главная рудная залежь примыкает к телу брекчий снизу, ее ширина до 70 м.

Рудное тело, наклоненное к северо-западу под углом 40° согласно с контактом, прослежено на 700 м по падению гребня антиклинали. В контакте залежи массивных сульфидов наблюдаются карбонатно-сульфидные ритмы мощностью несколько метров. Массивная сульфидная руда сложена в основном пирротинном и пиритом, грубозернистым агрегатом барита, марматита, пирита и пирротина с примесью арсенопирита, джемсонита и халькопирита. Галенит содержит серебро и висмут. Нерудными являются кварц, кальцит, сидерит, манганосидерит, родохрозит и доломит. На некоторых участках развиты актинолит, геденбергит, ильваит, гранат и интенсивная вкрапленность магнетита. С глубиной содержание родохрозита и сфалерита уменьшается, а содержание галенита, халькопирита, пирротина, кварца, серебра, висмута увеличивается.

Месторождение **Сентейн** (Франция, южная часть департамента Аржеж) залегает в карстово-рифовой известняково-доломитовой формации девона, подстилаемой силурийской черносланцевой

формацией. Девонская толща сложена криноидными белыми известняками, массивно-пластовыми с маломощными прослоями известковистых сланцев внизу разреза. По латерали карбонатная толща довольно резко замещается филлитами, а сверху разреза перекрывается ими. Внутри карбонатной толщи выделяются зоны неяснослоистых полосчатых серых и белых кристаллических доломитов, не связанные с системой ступенчатых сбросов, разбивающих всю толщу на ряд блоков и смещающих рудные тела.

Рудная минерализация в основном сосредоточена на северном крыле антиклинали, в кровле известняков или верхних известковистых сланцев. Оруденение контролируется зонами вспучивания кровли или резких фациальных замещений известняков сланцами, где отмечаются конгломерато-брекчий известняка. Руды сложены пиритом, пирротинном, халькопиритом, сфалеритом, галенитом с примесью блеклых руд, самородного серебра, гринокита, содержат кварц, тремолит, хлорит, биотит и антофиллит.

Цинково-свинцовое месторождение **Ларжантьер** (Франция) в триасовой терригенно-карбонатной толще на 1972 г. обладало запасами свинца 300 тыс. т, цинка 50 тыс. т. В еще оставшихся 10 млн. т руды содержится 3,8 % Pb, 0,75 % Zn, 80 г/т Ag [Voulagon J., 1984 г.]. Месторождение включает жильные и линзовидные рудные залежи в нижнетриасовых песчаниках и в залегающих над ними среднетриасовых доломитах, редко — в верхнетриасовых аргиллитах и песчаниках. Рудоносный комплекс образует платформенный чехол, покрывающий палеозойские толщи и граниты.

Исследователи месторождения выделяют два генетических типа руд: стратиформные вкрапленные в цементе песчаников палеорусел и дельт и линзовидные в доломитах бортов палеорусел. Предполагается, что пластовые вкрапленные руды (2—3 % Pb) сформированы в зоне смешивания континентальных металлоносных растворов с морскими сульфатными водами. Однако морфология тел не исключает принадлежности таких «палеорусловых» образований к кольматолитам карста. Второй тип оруденения — жильный — связывается с мобилизацией стратифицированной минерализации в жилы (карстовые полости?) с образованием более богатых (5—6 % Pb) рудных залежей.

Месторождение **Ле-Малин** (Франция) на юге Центрального Французского массива включает пластообразные и линзовидные залежи в мергелях мезозоя и грибообразные тела на уровне базальных конгломератов и доломитов кембрия. Ножки таких залежей, отвечающие вертикальной части гидротермокарстовой системы, довольно глубоко погружены в кембрийский цоколь. В рудах содержится 5—6 % Zn и 1 % Pb, их общие запасы 350 тыс. т.

Л. Гомеро [1983 г.] обоснованно полагает, что мезозойское оруденение сформировалось за счет сингенетических стратиформных кембрийских залежей цоколя при переотложении руд в карстовые полости. Ф. Чареф Абделькрим и М. Шепард Симон [1985 г.] выделили две стадии постгерцинского карста и поздний эпигенетиче-

ский гидротермальный этап, отвечающие трем типам рудных залежей, сформированных при температуре 140 °С. Карстовые и так называемые поздние гидротермальные руды составляют 50 % общих запасов месторождения.

Четвертый тип соответствует первичным стратиформным рудам кембрийского этапа, сложенным ритмично-переслаивающимися прослоями сфалерита, кварца, филлита, фрамбоидального пирита и доломита. Сульфидные прослои испытали деформации совместно с вмещающими их породами; они смяты в складки, рассланцованы, будинированы, на отдельных участках перекристаллизованы с образованием порфиробластовых структур.

Месторождение **Трев** (Франция) залегает в лейасовой мергельно-известняково-доломитовой формации. Рудная зона шириной 100—300 м включает ряд пластообразных и линзовидных залежей мощностью до 9 м, содержащих 6—20 % (Pb+Zn) при преобладании цинка.

Свинцово-цинково-серебряные месторождения **Буа-Мадам** (департамент Эро), **Ла-Круа-де-Пальер** (департамент Гар) и **Фижеак** (департамент Ло) заключены в доломитовой формации [Aubague M., Nomet A., Sigeau J., 1982 г.]. Первое из них приурочено к контакту известняков и доломитов над стратиграфическим несогласием позднекембрийского возраста.

Месторождение **Фижеак** объединяет несколько линзо- и пластообразных тел в карбонатных брекчиях синемюра.

Месторождение **Ла-Круа-де-Пальер** на флангах горста, развивавшегося с раннего мезозоя, контролируется геттангскими отложениями. Месторождение представлено свинцово-цинковыми рудами; их особенностью является присутствие кобальта, мышьяка, таллия, индия, германия, ртути, сурьмы. Возраст оруденения лотарингско-батский или, по другим данным [Aubague M., Comtois A., Lenindre Y.-M., L'homme A., 1981 г.], — лейас—доггер. Месторождение контролируется разломами в палеозойском цоколе, зонами карстовых брекчий и доломитизации известняков.

Месторождение **Реосин** (Испания, провинция Кантабрия) залегает в мезозойской доломитовой толще. По данным М. Бастулло Ревьелта [1985 г.], галенит, сфалерит, пирит, марказит, реже барит образуют скопления в кавернах, крупнокристаллические выделения, колломорфные образования.

Африка

В Атласской провинции свинцово-цинковые месторождения весьма широко развиты в области недислоцированного эпипалеозойского чехла, перекрывающего складчатый палеозойский фундамент в Восточной части Марокко (месторождения Бу-Беккер, Туиссит, Аули, Мибладен) и на западе Алжира (Эль-Абед, Уэд-Зундер). Они обеспечивают 50 % добычи свинца и 25 % добычи цинка на Африканском континенте (Г. П. Леонов, В. В. Попова, Л. Н. Рудовская). В складчатом эпипалеозойском чехле Высокого

и Туниского Атласа и в Сахарском Атласе распространены жильные и гидротермокарстовые месторождения свинца и цинка (Аит Аббес, Джебель-Сиди-бу-Ауане и др.). Наиболее крупные месторождения находятся в доломитах юры.

В основании трансгрессивной мезо-кайнозойской толщи повсеместно распространены континентальные и лагунно-морские галогенные отложения пермо-триаса. Месторождения пространственно тяготеют к выступам герцинского фундамента и вместе с тем к прибортовым зонам неоген-четвертичных впадин, наследующих более древние прогибы.

В свинцово-цинковом районе **Туиссит—Бу-Беккер** рудоносный горизонт мощностью 20—50 м прослежен на площади 15×3 км [Rajlich P., 1983 г.]. Рудоносный комплекс триаса — юры залегает на нижнекаменноугольных глинистых сланцах, инъецированных диоритами и дацитами. Триасовые образования представлены мергелями. Рудоносная толща юры сложена доломитами с прослоями песчанистых, пиритизированных известняков и железистых оолитов, перекрыта келловей-оксфордскими аргиллитами с пропластками песчаников. Запасы свинца и цинка составляют 1,8 млн. т.

На одном из главных месторождений рассматриваемого района **Уэд-Мекта**, представляющем собой горизонтальную пластообразную залежь средней мощностью 2,8 м и площадью 1,2×1,2 км, добыто 1,5 млн. т руды, содержащей 8 % Zn и 5 % Pb. Наиболее богатые участки приурочены к местам пологих перегибов кровли фундамента, осложненных субширотными и оперяющими их разломами.

Оруденение связано с субсогласными зонами карстовых брекчий в водорослевых доломитах, экранированных тонкослоистыми батскими доломитами, песчаниками, мергелями. Руды сложены галенитом (в виде радиальных скоплений), сфалеритом, отчасти халькопиритом, пиритом, марказитом в ассоциации с карбонатами. Элементами-примесями являются медь, сурьма и серебро.

Последовательность эпигенетического преобразования пород выражается рядом: коррозионно-гравитационные метасоматические бежевые средне-крупнозернистые доломиты и анкериты → брекчирование → сфалерит → пятнистый грубозернистый доломит, часто выполняющий пустоты вместе с галенитом.

Считается, что первично-осадочные морские свинцово-цинковые рудные скопления во время альпийского тектогенеза были мобилизованы и переотложены с образованием субсогласных залежей. Основные характеристики месторождения позволяют считать его гидротермокарстовым и относить к простому одноэтажному морфологическому типу.

Рудный район **Аули—Мибладен** объединяет серию месторождений и проявлений свинца, развитых по всему разрезу — от палеозойского фундамента (Аули, Сиди-Тиар) и пермо-триасовой толщи лав, песчаников и глин (Бу-Миа, Зейда) до среднелейасовых мергелей, известняков и доломитов (Мибладен), перекрытых базаль-

ными конгломератами мелового возраста. Барит и галенит на месторождении Мибладен, объединяющем 12 рудных участков с общими запасами свинца около 150 тыс. т, образуют вкрапленность в тонкозернистых мергелистых доломитах, мергелях и известняках. Рудная зона мощностью около 2 м с промышленной концентрацией свинца вытянута в широтном направлении. В верхней части разреза залежей встречаются обильный барит и кристаллы галенита. Кроме преобладающего галенита в рудах присутствуют пирит, халькопирит, ванадинит, церуссит.

Иной тип минерализации характерен для месторождений в сеноман-туронских доломитах. В зоне сочленения древней платформы Антиатласа (Южное Марокко) с мобильными юго-западными ветвями Высокого Атласа известны железо-марганец-полиметаллические месторождения **Тасдремит** и **Имини**. Марганценосная сеноман-туронская доломитовая формация перекрывает или мозаично-блоковый цоколь, сложенный риолитами и кристаллическими сланцами, доломитами, известняками, песчаниками кембрия—ордовика, или красноцветные отложения пермо-триаса. Пласты марганцевых руд среди песчаных белых, розовых и желтоватых доломитов перекрыты кремнистыми доломитами.

Приведенное В. К. Чайковским и В. П. Рахмановым [1983 г.] описание руд (слоистые, конкреционно-жеодовые, натечно-коллоидные, конгломерато-брекчиевидные) позволяет заключить, что первичные стратифицированные слоистые руды подверглись преобразованиям в условиях карста. В составе руд принимают участие свинцовый псиломелан — коронадит и барий-свинцовый псиломелан — голландит. В жилах развиты кварц, барит, гематит, браунит.

В месторождении **Бу-Грин** (Тунисский Атлас), содержащем 7,3 млн. т руды с 24 % Pb и 9,7 % Zn, описаны три типа свинцово-цинкового оруденения [Orgeval Jean-Jacques, 1986 г.]: линзы массивной руды в переходной зоне между триасовыми и меловыми отложениями; пластовые залежи в обогащенных органическим веществом известняках сеноман-туронского возраста; густо вкрапленные (карстовые?) тела в породах от сеноманского до среднетуронского возраста. Месторождение приурочено к соляной диапировой структуре Лорбес, с развитием которой тесно связана свинцово-цинковая гидротермокарстовая минерализация.

В восточной части Высокого Атласа расположено свинцовое месторождение **Бу-Дахар**. По данным описавших его исследователей [Архангельский В. В., Вольфсон Ф. И., 1977 г.], в разрезах мезо-кайнозойской впадины выделяется залегающая на палеозойской толще сланцев и кварцитов вулканогенно-кремнисто-карбонатная формация триаса, перекрытая нижнелейасовой известняковой формацией. С размывом и угловым несогласием выше залегают рудоносная формация среднего лейаса, сложенная рифовыми серыми и светлыми оолитовыми известняками, образующими кольцевую постройку вокруг выступа фундамента. Рудоносная формация перекрыта базальным конгломератом среднего лейаса.

В составе рудоносной формации выделяются два горизонта рифовых известняков, разделенных пластами красных плотных известняков. Оба горизонта вмещают пластообразные рудные залежи: в 10-метровом интервале верхней части первого горизонта вдоль контакта с плотными красными известняками и в 2-метровом интервале верхней части второго горизонта вдоль контакта его с базальным конгломератом среднего лейаса. Залежи, в целом согласные со слоистостью, концентрируют значительно меньше руды, чем секущие.

Пластообразные залежи представляют собой ленты, контролируемые сбросами субширотного простирания и одновременно контактом оолитовых известняков. Жильные тела и рудоносные зоны неправильной формы по составу не отличаются от пластообразных. Замечена определенная связь пластообразных тел с палеорельефом [Архангельский В. В., Вольфсон Ф. И., 1972 г.], в свою очередь влияющим на размещение рифов, их форму, мощность и площадь распространения. Так называемые «жилы», концентрирующие большую часть запасов месторождения, по существу являются карстовыми полостями, развитыми вдоль контактов разновозрастных горизонтов. Система таких «жил» имеет суммарную протяженность 8 км.

Основной рудный минерал — галенит, в жилах крупнокристаллический. Кальцит, сидерит, доломит, барит, кварц и сфалерит слагают пластовые и жильные тела и метасоматические ореолы во вмещающих известняках.

Таким образом, месторождение Бу-Дахар является гидротермокарстовым и относится к двухэтажному Т-образному морфологическому типу.

Свинцово-цинковое месторождение **Керзет-Юсеф** (Северный Алжир) расположено в рудном районе Ходна, включающем также месторождения Айн-Кахла, Уарсенис [Абдеррахман Хенни, 1984 г.]. Рудовмещающей является карстово-карбонатная рифовая формация верхнего баррема. «Рифы» (скорее всего, закарстованные участки карбонатной толщи) слагают ядра крупных антиклинальных структур района Ходна. Эти образования представляют собой вытянутые массивы, облекаемые более молодыми карбонатно-терригенными слоистыми толщами, сложенными карбонатными и глинистыми породами.

В краевых частях «рифов», вокруг их ядер, располагаются жильные рудные тела. Прилегающие к «рифам» слоистые толщи вмещают пластообразные свинцово-цинковые месторождения, связанные с разломами и локальными поднятиями палеозойского фундамента.

По морфологии рудных тел месторождение Керзет-Юсеф является типичным стратиформным, многоярусным. Согласные рудные залежи протягиваются по падению на несколько сотен метров (до 1—1,3 км), по простиранию выходов на поверхность — на десятки сотни метров. Мощность их колеблется от первых десятков сантиметров до 2—3 м. Расстояние между рудными пластами в преде-

лах рудных пачек изменяется от 0,5—1 до 10 м (редко 20 м), составляя обычно 2—4 м.

Вмещающими породами являются доломиты и доломитизированные известняки, часто мергелистые и брекчиевидные, несущие бедную минерализацию. Собственно рудные тела — интенсивно сульфидизированные доломиты — начинаются непосредственно от разлома или в 20—30 м от него, а примерно в 150 м западнее разлома выклиниваются. Характерно высокое содержание асфальта и асфальтита, присутствующих в порах глин, мергелей и карбонатных пород, а также в трещинах и жилах вместе с кальцитом и сульфидами.

Основными минералами рудных тел являются марказит, сфалерит и галенит, редко пирит, развитые совместно с доломитом, кальцитом, баритом и кварцем; гипс встречается редко. Рудами служат интенсивно и неравномерно сульфидизированные доломиты. В наименее минерализованных, плотных и вкрапленных рудах доломита содержится до 50 %, в кавернозных — несколько процентов. По минеральному составу выделяются сфалерит-марказитовые, марказит-галенит-сфалеритовые, галенит-сфалеритовые, сфалерит-галенитовые разновидности.

Характерные текстуры руд — кавернозная, кокардовая, пористая в сочетании с пятнистой, брекчиевидной, реже полосчатой. Каверны изометричные или уплощенные, до 1,5 см в поперечнике; они частично или нацело заполнены рудным и нерудным материалом, в том числе битумами. Обычны также вкрапленные, прожилково-вкрапленные, гнездовые и массивные текстуры. Характерными структурами являются скрытокристаллическая, зернистая, коллоидная, метаколлоидная, коррозионная.

По очередности минералообразования выделяются следующие ассоциации (от ранних к поздним): доломит, марказит, пирит, кварц → доломит, марказит, сфалерит → галенит, сфалерит, марказит → марказит, сфалерит (по стенкам каверн) → барит, доломит, кальцит, гипс (в жилах, гнездах, в цементе брекчиевых руд, в остаточных порах).

Элементами-примесями в сфалерите являются кадмий (0,5—1 %), германий (0,015—0,04 %); в марказите — германий (0,04—0,10 %), никель (0,03—0,09 %), кобальт (0,01 %), мышьяк (0,13—0,51 %).

Есть тенденция к увеличению относительного содержания цинка на нижних (по падению пластов) участках, а свинца — на верхних, при общем снижении концентрации обоих компонентов по мере удаления от разлома Керзет-Юсеф; в этом же направлении основные рудообразующие элементы образуют зональный ряд: железо → цинк, свинец → барий.

Среди других гидротермокарстовых месторождений Африки заслуживают внимания М'Пасса и Цумеб, краткая характеристика которых приводится по данным Х. Мишеля, Г. Сколари [1964 г.] и др.

Месторождение **М'Пасса** (Заир) разрабатывается с 1971 г. На кристаллическом комплексе системы Бимба залегает молассово-сланцево-карбонатный комплекс системы Западного Конго нижнего палеозоя (?), сложенный тиллитами, сланцево-известняковой серией С, перекрытой сланцево-песчанниковой серией М'Пиока. Оруденение приурочено к верхней 30-метровой части разреза сланцево-известняковой формации (серии) С, сложенной светло-серыми и черными известняками, вверху разреза с прослоями кремнистых пород и плитчатых известняков. В кровле залегает горизонт карстовых брекчий — обломки кремнистых пород и известняков в карбонатно-кремнистом цементе. Перекрывают рудоносную формацию известковистые и аркозовые пестроцветные песчаники с линзами темно-красных аргиллитов. В рудоносной формации мощностью 50 м выделяются опорные горизонты (0,4—0,8 м) доломитовых известняков, темно-серых до черных битуминозных; присутствуют нодули кальцита.

Рудные тела, в целом согласные с напластованием вмещающих пород, имеют форму линз. Одна из них длиной 250 м, шириной 55 м с максимальной мощностью 25 м вытянута в восток-северо-восточном направлении. Наиболее распространенным рудным минералом является халькозин, присутствуют халькопирит, борнит, ковеллин, кобальтсодержащие сульфосенниды (лёллингит, саффлорит) и эритрин.

Позднее выявленный второй тип залежей приурочен к горизонтам битуминозных пахучих известняков с желваками и нодулями кальцита. Известняки почти нацело замещены сфалерит-пирит-галенитовой рудой. Переход от рудных тел к вмещающим известнякам резкий, четкий. В подошве, в массивных известняках, наблюдаются апофизы и прожилки медно-свинцово-цинковых руд. Одно из рудных тел в верхнем пласте битуминозного известняка прослежено на 80 м в близширотном направлении; ширина других линз 1—2 м. На окончании рудных тел, а также в апофизах их висячего и лежащего боков халькозин преобладает над галенитом и сфалеритом.

Приведенные морфологические характеристики показывают, что месторождение представляет собой серию карстовых труб, кольматированных сульфидным гидротермальным материалом, и может быть отнесено к горизонтальному многоэтажному структурному типу.

В месторождении **Цумеб** (Тсумеб) в Намибии крупное трубообразное полиметаллическое рудное тело в нижнепалеозойских доломитах системы Отави содержало 14,5 % Pb, 5,9 % Zn, 2,6 % Cu. Запасы суммы трех металлов равнялись 1,8 млн. т. Площадь выхода рудного тела на земную поверхность достигала 1500 м², на глубину оно прослежено более чем на 1 км. Осевая часть тела состоит из кварца и полевого шпата, замещенных серицитом с бедной сульфидной вкрапленностью. Силикатные линзы (псевдоаплит) по периферии окаймляются массивной сульфидной рудой, сложенной галенитом, энаргитом, сфалеритом, блеклой рудой, гипоген-

ным халькозинном, германитом (с мелкой вкрапленностью галлита) и реньеритом; содержание германита и реньерита 10—20 % (до 50—60 %).

Вплоть до глубины 300 м на месторождении развита зона окисления и вторичного обогащения, в которой широко распространены вторичные германиевые минералы — стоттит $\text{Fe}^{2+}[\text{Ge}(\text{OH})_6]$, флейшерит $\text{Pb}_3\text{Ge}^{2+}[(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, итотит $\text{Pb}_3[\text{Ge}(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_2\text{O}_2]$. Из руд получали концентраты с 0,5 % Ge [Смирнов В. И. и др., 1981 г.].

Можно полагать, что месторождение является гидротермокарстовым, в котором остаточные полости после кольматации сульфидами, но до метаморфизма заполнились глиной и кварц-полевошпатовым песком, преобразованными при метаморфизме в «псевдоаплит».

Австралия

Свинцово-цинковые месторождения **Кохко**, **Кулей-1, II, III, Ридж** — типичные гидротермокарстовые, соседствующие с крупным стратифицированным свинцово-цинковым месторождением Макартур-Ривер (Н. У. С. — «Это Ваша Удача»). Геология района и месторождений подробно освещена И. Ламбертом [68], Р. Валкером [78], Р. Валкером, Б. Гулсоном, Д. Смитом [1983 г.].

Многосинклинальный формационный комплекс резко изменчивой мощности (от 5 до 14 км) с возрастом 1900—1300 млн. лет включает ряд формаций (снизу вверх): от вулканогенной молассы к карбонатно-флишоидной, кремнисто-карбонатной и далее к кремнисто-туфогенно-флишоидной. Впадины с рудоносными карбонатно-флишоидными осадками месторождения Макартур-Ривер отделены с востока разломами Вестерн и Эму от интенсивно нарушенной зоны, вмещающей гидротермокарстовые месторождения Кохко и Кулей в карстово-доломитовой рифовой формации, так что стратиграфическое сопоставление их разрезов продолжает оставаться дискуссионным.

В схемах стратиграфии рудоносная толща Н. У. С. пиритистых сланцев и осадочных брекчий, вмещающая месторождение Макартур-Ривер, помещена стратиграфически ниже доломитов Реворд, вмещающих месторождение Кохко, или выше доломитов Эммераж, вмещающих месторождение Кулей, или на один уровень со сланцево-доломитовой толщей, содержащей стратифицированные и гидротермокарстовые рудные тела месторождения Ридж.

На месторождении **Кулей** руды залегают в формации Эммераж, сложенной массивными и слоистыми доломитами. Отмечаются два главных эпизода карстообразования, фиксированных генерациями брекчий. Брекчий первой генерации содержат угловатые обломки доломита в темноцветном цементе из доломита, пирита и кальцита. Брекчий второй генерации, пересекающие первые, содержат в цементе доломит, кальцит, барит, сульфиды цветных метал-

лов. Н. Вильямс [1978 г.] связывает формирование брекчий первой генерации с периодом сейсмичности зон разломов Эму и Вестерн или с выщелачиванием эвапоритов, а формирование брекчий второго этапа — с выщелачиванием пород минерализованными растворами и с гравитационно-обвальными явлениями (т. е. по существу — с гидротермокарстом).

Сульфиды второй генерации инкрустируют стенки полостей и нарастают на фрагменты доломита. Очередность их отложения следующая: 1) пирит, марказит, барит, доломит по краям жил и полостей; 2) борнит, халькопирит, галенит, сфалерит, доломит в центральной части. Температура рудообразования, определенная по изотопному фракционированию пар галенит—сфалерит, составляет 275—296 °С, по отношению изотопов углерода и кислорода 120—170 °С.

Месторождение **Кохко** (рис. 25), заключающее 227 млн. т руды с 9,2 % Zn, 4,1 % Pb и 41 г/т Ag, располагается в доломитах Мара (стратиграфический эквивалент доломитов Эммераж) и главным образом в доломитах Реворд, залегающих, по схеме Р. Валкера и др. [1983 г.], на доломитах Мара с перерывом, отвечающим времени накопления карбонатно-кремнисто-терригенных пород Н. У. С. с месторождением Макартур-Ривер. От последнего месторождение Кохко удалено на 10 км к юго-востоку. В доломитах Мара мощностью 110 м отмечаются послонные брекчий и жилы — полости спелеокарста с осадками подземных потоков, которые, вообще говоря, и послужили основанием для предположения о наличии перерыва между формациями Мара и Реворд.

Доломиты Реворд мощностью около 100 м в общем аналогичны нижележащим доломитам Мара. Они содержат линзы красных и серых песчаников и алевролитов, которые считаются осадками приливно-отливных каналов зоны морского мелководья. Толща включает секущие линзы и «дайки» доломитовой брекчий, доломитов и доларенитов. Аналогичные линзы отмечаются в верхних 20 м разреза формации Мара. В типовом случае линзы брекчий имеют несколько метров в длину и высоту; их кровля и подошва неровные. Брекчий состоят из обломков доломитов и других окружающих пород; размер обломков до 1 м в поперечнике. Обломки от угловатых до хорошо окатанных, несовершенной сортировки. Тонкозернистые осадки в линзах горизонтально- и косослоистые, нередко плохо сортированные. Отмечаются текстуры оползания.

Обломки доломита, кварца (10—40 %), полевого шпата и кремнистых пород сцементированы глиной с углеродистым материалом (несколько процентов), сульфидами железа; присутствуют овальные или неправильной формы оонды коллофана, слюда, барит (в псевдоморфозах по доломиту). В контактовых зонах развиты темно-коричневый доломит, желтый коллофан, сульфиды железа, красновато-коричневый органический материал (мощность до 0,5 см). В других линзах по краям наблюдаются корки доломит-кварцевого состава (до 6 см), слоистые или радиально-лучистые.

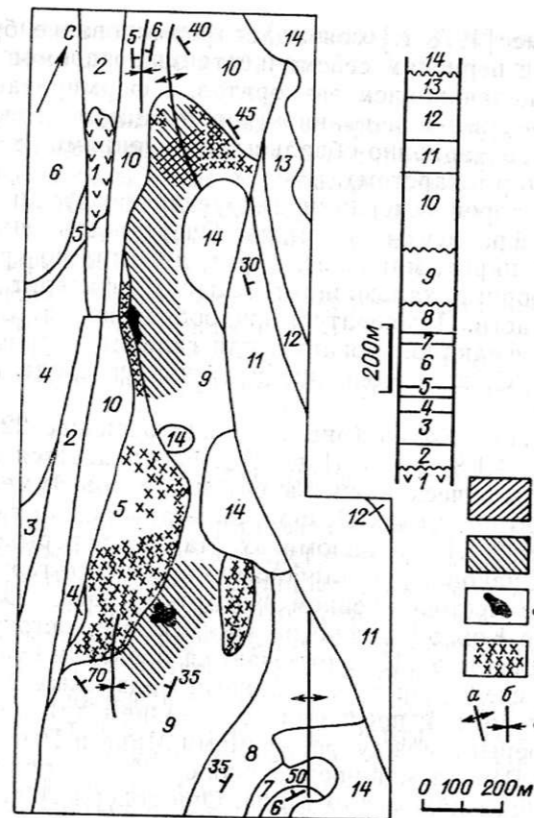


Рис. 25. Схема геологического строения месторождения Кохко (по Р. Валкеру и др. [1983 г.], с упрощением).

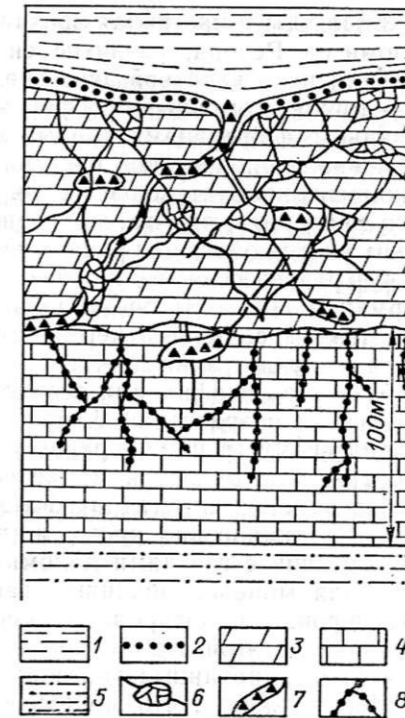
1, 2 — проекция на земную поверхность минерализации первой (1) и второй (2) стадий; 3 — железная шляпа, 4 — джаспероиды; 5 — оси складок (а — антиклинальных, б — синклинальных).

Цифры на карте и в стратиграфической колонке
1, 2 — группа Таваллан: 1 — кислые и основные вулканиты Голд Крик, 2 — песчаники, конгломераты; 3—13 — группа Макартур: 3—9 — подгруппа Амболога (3 — формация Малларанжа — доломитовые арениты, сланцы, кремнистые породы; 4 — доломиты Амелия; 5 — песчаники Татула; 6, 7 — формация Туганнай — песчаники, доломитистые песчаники, в средней части красные доломитистые сланцы, доломиты, прослои галита, вверху (7) — доломиты Реворд), 10—13 — подгруппа Баттен (10 — формация Лайнотт — доломитистые, известковистые сланцы; 11 — формация Ялко — доломиты; 12 — формация Стреттон — песчаники; 13 — формация Лукин Гласс — доломиты); 14 — группа Роупер — песчаники Бакалара.

Выделяются две стадии сульфидной минерализации (рис. 26). Сфалерит, пирит и марказит первой стадии развиты в цементе доломитов и тонкозернистых доломитов, образуют колломорфные и кристаллические корки и их фрагменты, встречаются только в жилах и полостях нижней части разреза формации Реворд. Остаточные центральные полости карстовых форм этой стадии заполнены доломитовым алевролитом, кварцевым доломитом или хаотической брекчией.

Рис. 26. Схематический разрез месторождения Кохко (по Р. Валкеру и др. [1983 г.]).

1 — формация Лайнотт; 2 — джаспероиды; 3 — доломиты Реворд; 4 — доломиты Мара; 5 — сланцы Мартл; 6 — карст и минерализация первой стадии; 7 — брекчии и минерализация второй стадии; 8 — доломит-кварцевые жилы.



Минеральные образования второй стадии развиты преимущественно в 40—60 м от кровли формации Реворд, но отмечаются и выше — в базальных слоях сланцевой формации Лайнотт, и ниже — в верхах доломитовой формации Мара (см. рис. 25). Сложены они сфалеритом, пиритом, марказитом, галенитом, железистым доломитом с глобулями битума. Сфалерит почти белый, желтоватый, светло-красный. Эти образования пересекают все породы, включая базальные слои Лайнотт и зону силификации, заслуживающую специального описания.

Зона силицилитов во многом сходна с типичными джаспероидами кровли гидротермокарстовых месторождений, развиты между сланцевой формацией Лайнотт и доломитами Реворд. Р. Валкер и др. [1983 г.] различают две стадии силификации. Силицилиты первой стадии мощностью в несколько метров образуют покровы на доломитах; состоят из оvoidного и микрокристаллического кварца, сферолитов халцедона с примесью доломита. Нередко сохраняются реликты строматолитовой структуры первичного доломита. Считается, что эти породы являются корами выветривания доломита, а источником кварца служила его примесь в доломите. Силицилиты второй стадии содержат микрокристаллический агрегат гётита и кварца, оvoidный халцедон с вторичными свинцовыми минералами, фрагментами колломорфного марказита и пирита, частично замещенными гётитом. Эти породы связываются с предкембрийской корой выветривания.

Общая схема карсто- и рудообразования рисуется в следующем виде.

1. Перед отложением осадков Реворд закарстование глинисто-строматолито-доломитовой формации Мара.

2. Накопление строматолитовых доломитов формации Реворд в мелководных эвапоритовых условиях.

3. Подъем и частичная эрозия, окремнение поверхностного слоя доломитов Реворд, развитие системы карстовых полостей, кольматация их в вадозной зоне спелеотелами, а во фреатической зоне — тонкообломочным фосфатным материалом, гравитационно-обвальными брекчиями доломита и хемогенными осадками. Одновременно периодическое поступление во фреатическую зону высококонцентрированных растворов и отложение в корах колломорфного сфалерита, пирита, марказита при температуре $\sim 100^\circ\text{C}$. Галенит иногда обогащен радиогенным свинцом.

4. Трангрессия и образование базального слоя алевролитов формации Лайнотт; поступление тонкообломочного материала во взвешенном состоянии через карстовые воронки в подземные полости и кольматация их.

5. После литификации осадков Лайнотт — хрупкие деформации вследствие возрастания флюидного давления, приведшего к гидравлическому трещинообразованию. Поступление в новообразованные трещины рудоносных растворов второй стадии, отложение грубозернистых агрегатов сфалерита, галенита, пирита и марказита. Возникновение кроме жил также залежей минерализованных брекчий с гнездами доломита и битумов в цементе. Роль экрана для минерализованных растворов выполняли пограничные джаспероиды и алевролиты основания формации Лайнотт. Рудообразование этой стадии протекало при температуре $100\text{--}170^\circ\text{C}$ из концентрированных растворов.

Можно видеть, что модель составлена в традиционном ключе исходя из решающей роли двукратно проявленного холодного карста с параллельным или последовательным наложением гидротермальных процессов. В этой модели есть три сильно уязвимых места. Во-первых, так называемый предлайноттский карст, развивающийся до глубины 130 м от кровли формации Реворд, предполагает настолько существенное поднятие территории над уровнем моря, что этот эпизод трудно увязать с каким-либо иным явлением, кроме регрессии перед отложением молассы Роупер (Аделаида) или даже кембрийских песчаников. Во-вторых, более чем сомнительно, чтобы колломорфные низкотемпературные сульфиды первой стадии сохранили свои текстуры и не подверглись переработке во вторую — более интенсивно проявленную и высокотемпературную — основную стадию рудообразования. В-третьих, весьма гипотетична кольматация полостей фреатической зоны карста карбонатно-фосфатным материалом, коль скоро фосфаты заимствуются из нижней, фосфоритоносной, части разреза формации Лайнотт. Эти фосфаты могли транспортироваться в карстовые полости лишь после отложения фосфоритоносных слоев Лайнотт.

В итоге наилучшее объяснение наблюдаемым фактам дает гидротермокарстовая модель формирования руд в толще Реворд с параллельным развитием джаспероидов под экраном сланцев Лайнотт. Значительно позднее и локально (только на севере рудного поля) формировался холодный карст (так называемой первой стадии) с окислением сульфидов в вадозной зоне, переотложением

части их во фреатическую зону (вблизи подошвы формации Реворд) вместе с фосфатами.

Поскольку сложные тектонические взаимоотношения площадей Макартур-Ривер и Кохко—Кулей не позволяют достоверно установить возрастные взаимоотношения свит, можно попытаться решить эту задачу с использованием руды как хронологического репера. Если это действительно единый рудный процесс и при этом руды месторождения Макартур-Ривер конседиментационные, то можно думать, что все рифогенные карбонатные формации с эпигенетическим свинцово-цинковым оруденением, включая формацию Мара (и ее стратиграфический эквивалент — Эмераж), доломиты Тина (Кохко), Кулей и Реворд, по времени являются более ранними, чем формация Н. У. С. со стратифицированным оруденением Макартур-Ривер. Джаспероиды кровли формации Реворд могут рассматриваться или как гейзериты, фиксирующие излияние на дно моря рудоносных гидротерм, или как метасоматиты, проводящие рудные растворы под экраном глин Лайнотт в расположенные западнее конседиментационные застойно-иловые впадины, где из этих растворов и отлагается основной полезный груз.

СССР

Среди свинцово-цинковых месторождений СССР в карстово-карбонатных формациях следует назвать месторождения в юрских отложениях Кавказа (Квайсы), хр. Кугитанг (Майданшах, Карагач); в девонско-нижнекаменноугольных толщах Центрального Казахстана (Акжал, Узынжал, Уралбай, Ушкатын-III), Юго-Восточного Казахстана и Узбекистана (Ачисай, Уч-Кулач), Армении (Гюмюшлуг); в рифейских или вендских толщах Джунгарии (Кюелы-Сууктубинский район: Восточный, Центральный, Северный и Западный Сууктубе, Кюелы-I и II, Салдатсай и Западный Салдатсай), Юго-Восточной Якутии (Сардана, Уруй, Перевальное), Хабаровского края (Лугун-Пуханильская группа), Западного Забайкалья (им. Барвинского), Восточного Забайкалья (Кадаинское, Шахардарское, Благодатское, Екатерино-Благодатское, Воздвиженское, Маячного хребта, Мальцевско-Килгинское, Тайнинское, Мульдайские прииски, Преображенское, Троицкие рудники, Воздьяно-Цагайское и др.), Полярного Урала (Амдерма), Северного и Среднего Урала (Шантым-Прилукская группа, Бойцовское рудопроявление), Башкирского антиклинория (Верхнеаршинское, Николаевское), Енисейского кряжа (Тенегинское, Каменское-I, Болшепитское, Крутое, Петрищевское, Токминское, Блохинское и др.).

На большинстве из них гидротермокарстовая модель практически не применялась, хотя проявления карста сами по себе отмечались уже давно, в частности, на таких месторождениях Восточного Забайкалья, как Кадаинское, Воздвиженское, Екатерино-Благодатское и др. [Полякова О. П., 1963 г. и др.].

В Уч-Кулачском рудном районе развит вулканогенно-терригенно-карбонатный комплекс в возрастном интервале поздний силур (?) — ранний карбон, включающий три формационных ритма. Нижний ритм — эффузивно-пирокластический андезит-дацит-трахилипаритовый [бандская свита, верхний силур (?) — нижний эйфель, мощность больше 1500 м] — сменяется рудоносными формациями: вулканогенно-терригенно-карбонатной [нижнеучулачская свита, верхний эйфель (?) — нижний живет, 150—250 м] и карсто-во-доломитовой (верхнеучулачская свита, нижний живет, 250 м). Выше следуют формации: известняковая (ханбандытауская свита, верхний живет, 500 м), углеродисто-известняковая (писталитауская свита, верхний живет, 250 м) и рифогенная известняковая (ментская свита, нижний фран, 360—760 м). Терригенно-известняковая формация низов (?) верхнего фамена (устькуруксайская свита, 315 м), местами лежащая с небольшим несогласием на живетских формациях, завершает второй формационный ритм, обуславливая его центростремительную структуру. Мощность ритма, по Е. Л. Абрамович и И. В. Плещенко [1973 г.], меняется от 400 до 2500 м. Третий ритм мощностью 860 м слагают карбонатные формации турне (фаменские отложения выпадают из разреза). Комплекс завершают карбонатно-терригенные образования четвертого — визе-намюрского — ритма мощностью более 750 м.

Рудоносный ритм испытывает наиболее существенные изменения как мощности, так и состава, что выражается в уменьшении доли доломитов в карбонатных парагенерациях учулачской свиты в западном направлении (П. Н. Подкопаев) и, по данным З. С. Румянцевой, в наличии двух типов разрезов живетских и франских образований: рифового существенно известнякового и околорифового (ритмическое чередование доломитов с терригенно-пирокластическими образованиями).

Месторождение **Уч-Кулач**, по данным Г. М. Чеботарева, М. Д. Троянова, В. М. Панина, П. В. Панкратьева и Ю. В. Михайловой, приурочено к учулачской свите верхнего эйфеля — нижнего живета, в составе которой можно выделить вулканогенно-терригенно-карбонатную, слоистую и рифогенную карбонатные формации.

Приведем описание характерных руд, по П. В. Панкратьеву и Ю. В. Михайловой [1981 г., с. 43]: «Обломки пород имеют четко выраженное угловатое строение, отсутствует какая-либо ориентировка в их расположении. Они как бы свободно «плавают» в жильных минералах (крупнокристаллическом, розетковидном барите, реже доломите). Сульфиды располагаются по границам обломков, образуя кокардовую разновидность брекчиевых текстур. Каемки обычно зонального строения — в контакте с обломками располагается пирит, далее сфалерит и галенит. Ниже по падению... обломки представлены седиментогенной (? — Э. К.) сфалеритовой рудой густовкрапленной (тонкоглобулярной) или сланцеватой текстуры. Контуры обломков нечеткие, расплывчатые. В полостях отслоения между баритовым цементом и обломками галенитовые агрегаты

укрупняются. Сфалерит также слагает мономинеральные участки, нередко колломорфного строения».

Отвлекаясь от промышленного значения отдельных минерально-геохимических разновидностей руд, в целом можно заметить, что зональный ряд на месторождении имеет вид (снизу вверх): барит→барит, галенит, сфалерит, пирит, марказит→пирит, марказит, сфалерит→сфалерит.

Кроме согласных рудных тел на месторождении отмечаются секущие и субсогласные тела брекчиевых и кокардовых карбонат-барит-галенит-сфалерит-халькопиритовых (с борнитом) руд.

Структура рудного поля может быть представлена в виде системы согласных с напластованием карстовых полостей и брекчий обрушения, соединенных шахтами и колодцами, которые выполняют роль подводящих каналов с характерной медно-полиметаллической минерализацией. Исследователи месторождения склонны считать многочисленные тела брекчий доломитов и известняков, контролирующих руды, в том числе рудные брекчии, седиментационными (П. В. Панкратьев, Ю. В. Михайлова), а месторождение в целом — переходным между каратауским и атасуйским типами, приближенным к атасуйскому. Эти же авторы приходят к выводу, что рудообразование осуществлялось на фоне затухающей вулканической деятельности в прибрежно-морских и мелководно-заливных условиях. Сейсмическая активность района обусловила формирование седиментационных брекчий рудного и карбонатно-силикатного состава при разрушении рифовых построек и проявлении оползней. Рудовмещающие породы и рудный материал накапливались синхронно. Последующие процессы глубокой регенерации — переотложения и перекристаллизации минералов — привели к современному облику руд.

Большая часть признаков осадочного формирования месторождения может быть интерпретирована и иначе — с учетом гидротермокарстовых процессов (рис. 27). Во всяком случае, брекчиевидные, брекчиевые, кокардовые, пятнистые, прожилковые, гнездовые, фестончатые текстуры руд, обломки руд в рудном же цементе, тонкозернистые и глобулярные структуры (преобладающие) наряду с кристаллически-зернистыми, сочетание согласных и секущих залежей, наличие типичных седиментогенных руд только вверху разреза — все эти признаки на современной стадии изученности склоняют нас отнести месторождение Уч-Кулач к гидротермокарстовым. Это не исключает накопления хотя бы части первичных руд по схеме формирования месторождений атасуйского типа, в отличие от которых железо фиксировано здесь не в карбонатной и оксидной формах, а в сульфидной. Доскладчатый характер барит-полиметаллического месторождения Уч-Кулач сомнений не вызывает.

Своеобразие гидротермокарстового месторождения **Уралбай** (Центральный Казахстан) заключается в том, что здесь отчетливо выражены и корневые и субпластовые серии рудных залежей, в совокупности составляющие Т-образную систему. Корневые зале-

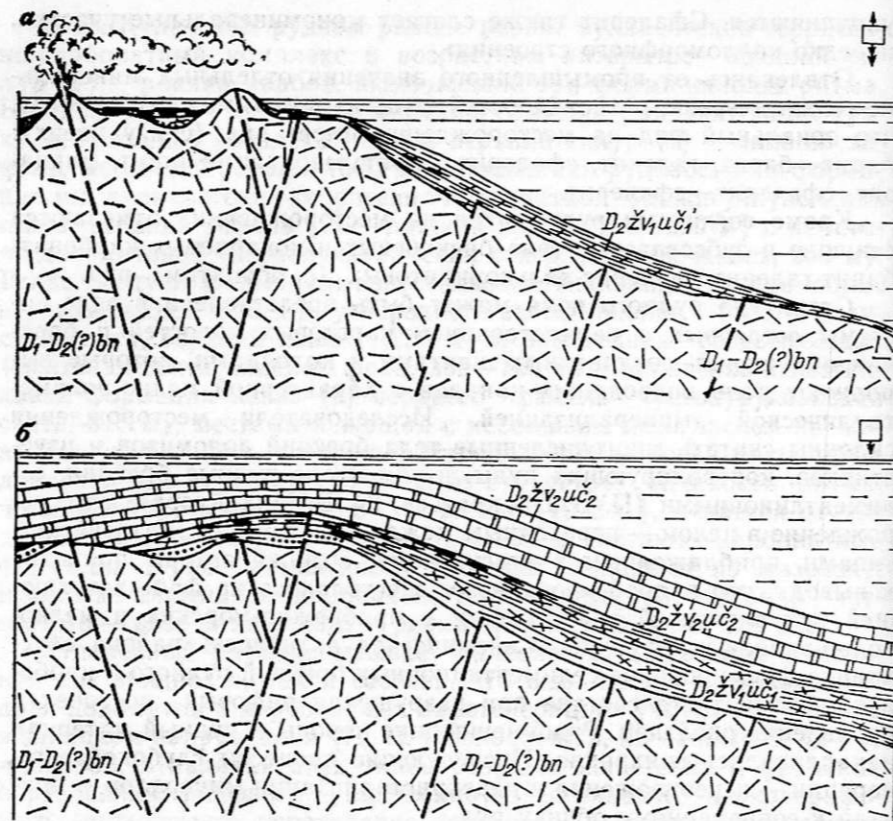
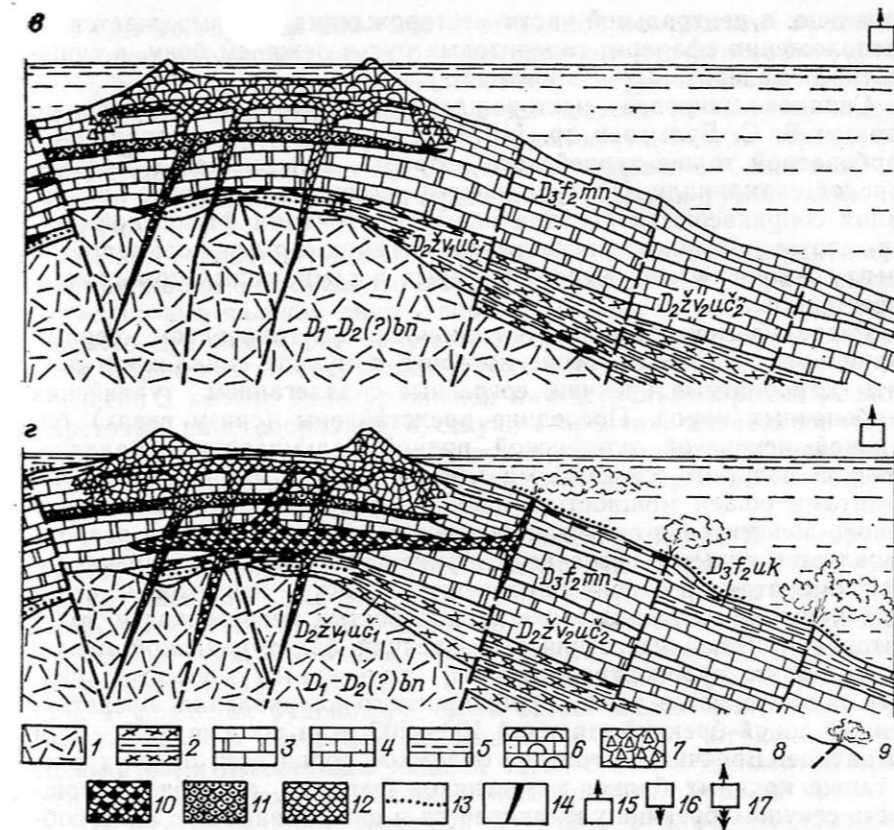


Рис. 27. Геолого-генетическая модель гидротермокарстового месторождения

Время накопления осадков свит: а — нижеучкулачской, б — верхнеучкулачской, в — ментской, г — устькуруксайской. 1 — порфиры бандской свиты; 2 — терригенно-эффузивно-пирокластические породы ниже известняки ментской свиты; 3 — известняково-терригенные породы устькуруксайской свиты свит и подсвит; 4 — известняково-терригенные породы устькуруксайской свиты свит и подсвит; 5 — известняково-терригенные породы устькуруксайской свиты свит и подсвит; 6 — биостромные породы; 7 — карстовые и гравитационно-обвалынные брекчии; 8 — гра- гидротермокарстовые брекчии и барит-полиметаллические руды поздней генерации (усть- куруксайского времени); 9 — конседиментационные разломы и черные курильщички; 10 — куруксайского времени); 11, 12 — цинково-свинцовые (11) и свинцово-цинковые (12) гид- свинцово-цинковое оруденение; 14 — барит-свинцово-медные руды в подводящих каналах; 16 — нисходящего, 17 — знакоперемного

жи развиты в виде кварцевых метасоматитов и кварц-баритовых жил с галенитом, сфалеритом, пиритом и халькопиритом в песчано-сланцевой толще силура. Выше по разрезу — на контакте базальных конгломератов с алевролитами и известняками живета — франа развиты пластообразные гидротермокарстовые кварц-баритовые и баритовые тела с галенитом и сфалеритом. Над пластовыми залежами в алевропесчаниках и пирокластических породах располагаются маломощные крутопадающие прожилки и пластовые линзы барита.

Месторождение **Акжал** в восточной части Аксоран-Акжалского синклиория (Северное Прибалхашье) контролируется массивными закарстованными рифогенными (?) известняками фаменского возраста (мощность до 250 м), которые подстилаются и пере-



Уч-Кулач (составили Э. И. Кутырев и Е. В. Попова, 1987 г.).

а — нижеучкулачской, б — верхнеучкулачской, в — ментской, г — устькуруксайской. 1 — порфиры бандской свиты; 2 — терригенно-эффузивно-пирокластические породы ниже известняки ментской свиты; 3 — известняково-терригенные породы устькуруксайской свиты свит и подсвит; 4 — известняково-терригенные породы устькуруксайской свиты свит и подсвит; 5 — известняково-терригенные породы устькуруксайской свиты свит и подсвит; 6 — биостромные породы; 7 — карстовые и гравитационно-обвалынные брекчии; 8 — гра- гидротермокарстовые брекчии и барит-полиметаллические руды поздней генерации (усть- куруксайского времени); 9 — конседиментационные разломы и черные курильщички; 10 — куруксайского времени); 11, 12 — цинково-свинцовые (11) и свинцово-цинковые (12) гид- свинцово-цинковое оруденение; 14 — барит-свинцово-медные руды в подводящих каналах; 16 — нисходящего, 17 — знакоперемного

крываются толщами, относящимися к кремнисто-глинисто-известняковой формации. Рудные тела, по данным В. В. Колесникова [1969 г.], развиты в зонах повышенной трещиноватости и брекчирования массивных известняков (жилы, столбы, штокверки, гнезда, тела неправильной формы); во внутриформационных зонах дробления (карстовые брекчии) на участке выклинивания рифогенных известняков; в пологих частях взбросо-сдвигов в миндалекаменных диабазовых порфиритах и известковистых песчаниках; в ксенолитах известняков среди штоков диоритовых порфиритов (вблизи штоков рудные тела сложены сфалеритом при резко подчиненном значении свинца).

В западном и восточном направлениях количество галенита увеличивается. Зональность по мощности рудных тел проявлена

локально: в центральной части месторождения она выражается в расположении сфалерит-галенитовых руд в лежащем боку, а существенно сфалеритовых — в висячем.

Свинцово-цинковое месторождение **Ачисай** в хр. Каратау, по данным В. С. Булыго и др. [1974 г.], приурочено к терригенно-карбонатной толще турнейского возраста, залегающей в Бельмазарской синклинали. По Турланскому надвику рудоносные образования соприкасаются с различными горизонтами фаменской толщи, сложенной внизу аргиллитами и темно-серыми сланцами, а вверху — горизонтами мергелей, серых и темно-серых комковатых известняков.

Разрез фамена завершается акбулакским горизонтом черных сланцеватых мергелей, выше которого в мульде синклинали развиты карбонатные брекчии, согласные с залеганием турнейских карбонатных пород. Последние представлены (снизу вверх) базальной, искристой, турланской, рудной, бельмазарской, балатурланской пачками, сложенными известняками и темно-серыми доломитами общей мощностью 1000—1400 м (углеродистая известняково-доломитовая слоистая формация). В верхней части разреза выявляется скрытое несогласие, фиксированное известняковыми конгломератами и отделяющее черные слоистые известняки аксайской пачки от лежащих ниже тонкослоистых известняков и доломитов с линзами известняковых брекчий балатурланской пачки.

Основным рудоконтролирующим структурным элементом рудного поля является разлом субширотного направления, представленный зоной брекчий шириной 100—200 м на востоке и 20—30 м на западе. Брекчии состоят из обломков пород всех пачек турне, а также крупных блоков известняков фамена; с глубиной мощность секущих брекчий увеличивается и они сливаются с пластообразным горизонтом брекчий в основании базального горизонта турне. Известняковые брекчии с цементом из кристаллического кальцита и метасоматические доломиты слагают также пластообразные тела в турланской пачке и тела округлой, эллиптической или неправильной формы размером до 100×300 м по разрезу вблизи Бельмазарского разлома.

Наибольшее число ныне отработанных рудных залежей располагалось целиком или частично в искристой пачке (более половины запасов); к турланской приурочено 20 залежей, к рудной — шесть, к бельмазарской — четыре, к брекчиям Бельмазарского разлома — одна. Основная — секущая — рудная залежь, заключающаяся около половины общих запасов свинца и цинка, своей нижней частью на 15 м входила в базальную пачку, полностью пересекая искристую и рудную пачки, а главная часть запасов была сосредоточена в турланской пачке. В длину залежь прослежена до 620 м, по падению на 320 м при мощности в раздувах до 30 м. Ряд рудных тел несравненно меньших размеров имели жилообразную, пластовую, трубообразную форму, вид тавровой балки, образованной крутопадающей жилой, сочлененной вверху с пластовой залежью.

Руды до глубины 200—250 м от земной поверхности представлены глинисто-охристыми и брекчиевидными церусситовыми, кремнисто-церусситовыми разновидностями, церусситовыми песками. Сульфидные свинцово-цинковые руды состоят из пирита, марказита, сфалерита, галенита, кальцита, доломита, иногда барита; руды массивные, полосчатые, брекчиевые; последние сложены обломками массивных галенит-сфалерит-пиритовых руд с таким же цементом.

Таким образом, Ачисай — типично карстовое месторождение, в формировании современного облика которого главную роль сыграли карстовые явления двух этапов: каменноугольного и унаследованного древний карст палеогенового. Общая структура рудного поля определяется сочетанием таких элементов, как скрытое несогласие в кровле балатурланской пачки, Бельмазарский разлом, карстовые пластообразные и секущие брекчии, метасоматические тела доломита и акбулакская пачка черных сланцевых мергелей — основной водоупор структуры, ниже которого брекчии не встречаются.

Месторождения **Кюелы-Сууктюбинского** района в Джунгарском Алатау расположены в карстово-известняково-доломитовой формации нижнего рифея или венда (салдатсайская свита). По В. А. Алексеенко [1], в рудном поле находятся месторождения и рудопроявления Восточный, Центральный, Северный и Западный Сууктюбе, Кюелы-I и II (рис. 28), Салдатсай и Западный Салдатсай. В пределах рудоносной свиты имеет место «миграция» рудных залежей в интервале разреза 200—300 м — от доломитов и доломитовых известняков нижней части свиты к доломитам средней части и к кремнисто-карбонатным брекчиям верхней части.

На месторождении Северный Сууктюбе рудные тела располагаются как в доломитах, так и в карбонатных брекчиях, к их контакту приурочено рудопроявление Кюелы-I; на месторождениях Салдатсай и Западный Салдатсай основная часть руд находится в брекчиях. Относительно их происхождения существует несколько точек зрения.

Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин и Ш. А. Байкенов [1969 г.] отмечают тяготение брекчий к региональным разломам, подчеркивают аналогичность состава обломков и пород вмещающих толщ, линзовидную, реже пластовую форму. В брекчиях встречаются оолитовые и пизолитовые кварциты и известняки; обломки остроугольные, реже слабоокатанные и овальные. В Сууктюбинском районе брекчии подверглись интенсивному окварцеванию вплоть до образования сливных кварцитов. Все эти признаки позволили перечисленным исследователям отнести охарактеризованные образования к подводно-обвальным и тектоническим. Размер линз брекчий от 350 м до 4,5 км в длину при ширине 60—800 м.

В. А. Алексеенко [1975 г.] предполагал карстовую природу части брекчий, и с этим мнением следует согласиться. Стратиграфическое «скольжение» рудоносной поверхности относительно подошвы брекчий, отмеченное В. А. Алексеенко [1], свидетельству-

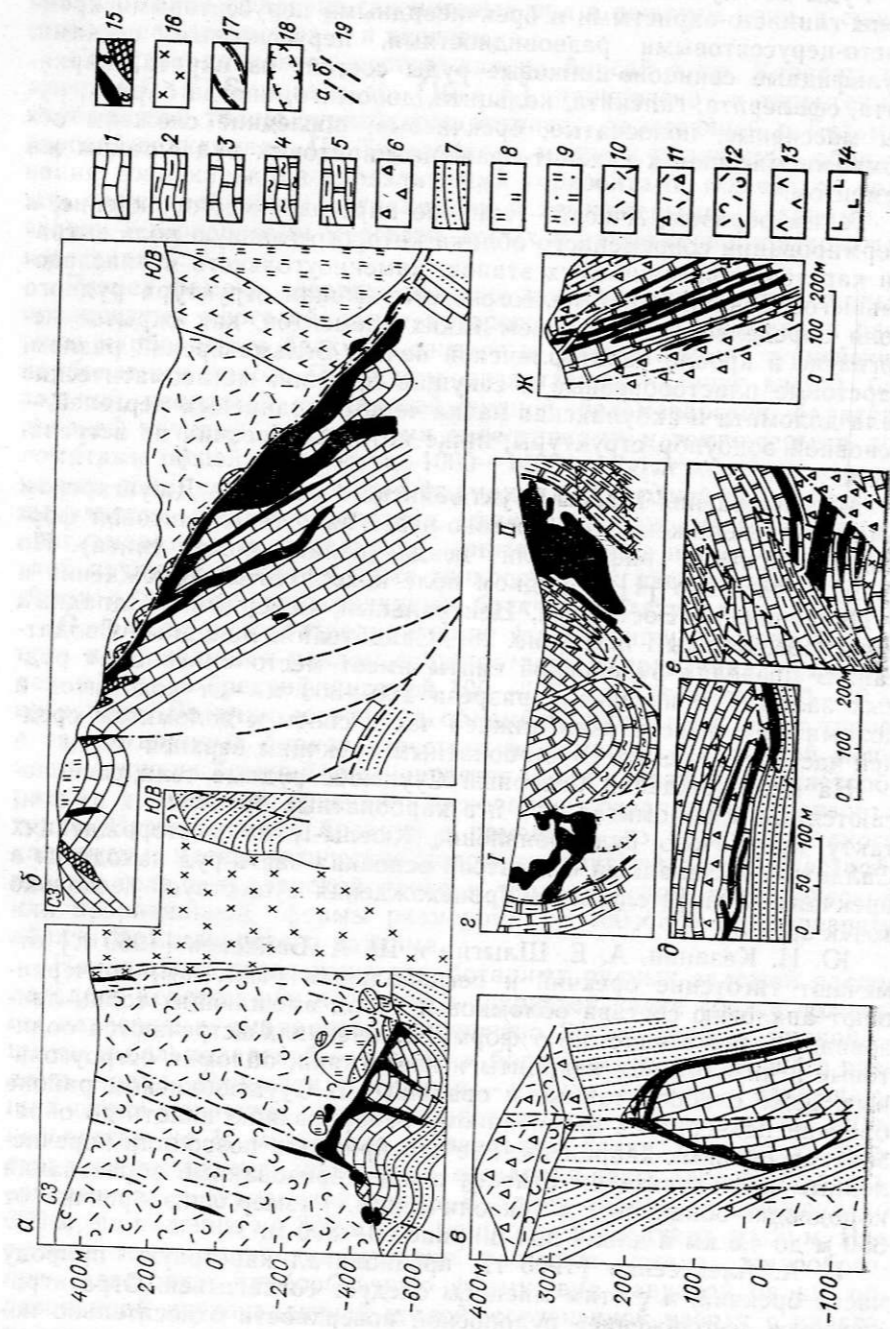


Рис. 28. Схематические разрезы (а—г, ж) и планы (д, е) гидротермокварцевых месторождений. а — Николаевское (по А. Сельх и А. Натарову [1978 г.]); б — Верхнее (по И. Томасу и Н. Мозговой [1978 г.]); в — Садовое (по Ф. Рос-товскому [1968 г.]); г — Екатерино-Благодегское-1 и Благодегское-2 (по А. Кулагину и В. Фаворому [1963 г.]); д — Байджансай (по В. А. Алексееву [1963 г.]); е — Кюелы (по Р. Дегтяреву [1978 г.]); ж — Северный Сууктубе (по В. А. Алексееву [1963 г.]); з — известняки; 4 — углистые известняки; 5 — углистые доломиты; 6 — известняки; 7 — углистые известняки и алевроиды; 8 — кремнистые породы; 9 — песчано-кремнистые породы; 10—12 — кислые породы; 10 — порфиры; 11 — алломератонные туфы и брекчии; 12 — туфы; 13 — базальты; 14 — тела руд (а — первичных, б — окисленных); 15 — диориты, габбро-диориты; 17 — рудонесущий горизонт доломитов (на рис. з); 18 — проекция конгуров рудных тел за пределами разреза; 19 — разломы (а — уступающие, б — предлопагаемые).

ет о временном разрыве между периодами формирования брекчий и руд; окварцевание брекчий тесно связано с рудным процессом.

Свинцово-цинковое месторождение **Сардана** в Юго-Восточной Якутии приурочено к юдомской карбонатной свите венда. В строении рудоносной верхней подсвиты юдомской свиты (85—140 м) принимают участие кремнистые известняки, пятнисто-полосчатые доломитовые известняки, известняково-доломитовые брекчии, битуминозные известняки и доломиты, яснозернистые светлые доломиты (рис. 29). Среди перечисленных разновидностей пород свинцово-цинковая минерализация приурочена к битуминозным, светлым яснозернистым и брекчиевидным доломитам.

Различия в составе верхнеюдомских отложений в южной, центральной и северной частях месторождения Сардана позволили А. К. Иогансону [1978 г.] выделить в рудном поле три субширотные, отклоняющиеся к северо-западу фациальные зоны. В строении верхней части верхнеюдомской подсвиты в южной зоне преобладают яснозернистые доломиты (доломитовая рифогенная формация), на севере они фациально замещены преимущественно пятнисто-полосчатыми доломитовыми известняками (доломито-известняковая слонстая формация). Расположенная между ними промежуточная зона характеризуется пилообразными переходами по латерали слонистых известняков в закарстованные рифогенные доломиты, нередко брекчиевидные.

Таким образом, риф охватывает южную зону, имеет мощность 50—80 м. Разрез промежуточного типа характеризует краевую северную часть биостромного массива; ширина этой зоны в западном крыле Курунгской антиклинали составляет 1,5—2 км. На севере строматолитовые тела встречаются спорадически и краевая часть массива сменяется доломито-известняковыми отложениями открытого бассейна.

В южной зоне все тела массивных руд и основная масса прожилковых приурочены к верхней, прикровельной, части биостромного массива, а в деталях тяготеют к локальным выступам кровли. Общее нарастание мощности биостромного массива в южном направлении сопровождается резким снижением интенсивности рудной минерализации вплоть до спорадических гнезд и прожилков. Краевая часть массива отличается насыщенностью рудными телами, а сложная морфология его контакта

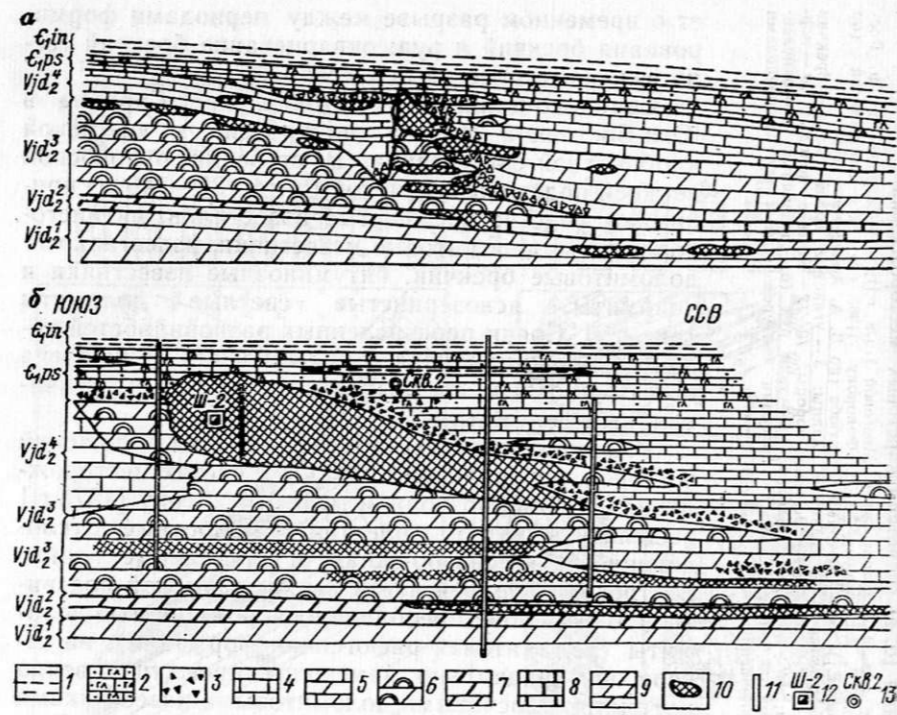


Рис. 29. Схематический план размещения рудных тел на Центральном участке месторождения Сардана (по А. К. Иогансону [1977 г.]).

a — общий план; *b* — деталь.
 1 — иниканская свита — черные глинисто-кремнистые сланцы; 2 — пестроцветная свита — глауконитовые песчаные известняки; 3—9 — юдомская свита: 3 — карбонатные брекчии, 4 — известняки, 5 — известковистые доломиты, 6 — строматолитовые доломиты, 7 — черные битуминозные доломиты, 8 — черные битуминозные известняки, 9 — слоистые доломиты; 10 — свинцово-цинковые рудные залежи; 11 — поисковые каналы; 12 — шурф; 13 — скважины; Vja_2^3 , C_{1ps} , C_{1in} — пакки соответственно юдомской свиты, пестроцветной и иниканской свит.

обуславливает широкий вертикальный диапазон распространения оруденения в разрезе. В северном типе разреза верхняя подсвита практически безрудная, свинцово-цинковая минерализация встречается ниже по разрезу.

На месторождении Сардана органогенные постройки являются основными концентраторами массивных руд — в верхней части и на склоне закарстованного рифового массива. Эта главная рудо-контролирующая склоновая фация имеет северо-западную ориентировку.

Существенно в ином плане проявляется фациальный контроль оруденения в черных битуминозных доломитах, занимающих строгое стратиграфическое положение, с признаками седиментационно-диагенетического происхождения сульфидной минерализации. В западном и северо-западном направлениях битуминозные доло-

миты замещаются битуминозными известняками, а в южном выклиниваются. В битуминозных известняках свинцово-цинковая минерализация отсутствует, а в доломитах оруденение концентрируется преимущественно в зоне фациального замещения их битуминозными известняками.

На месторождении Сардана свинцово-цинковое оруденение целиком локализовано в пределах рудовмещающей юдомской свиты и не обнаруживает определенной связи с современными структурными элементами как складчатой, так и разрывной тектоники. В ряде случаев устанавливается смещение рудных тел по разломам преимущественно широтного направления. Доскладчатые и до-рудные системы разрывов выделяются лишь предположительно.

Месторождение Сардана существенно цинковое, свинца в рудах примерно в 3—4 раза меньше, чем цинка. Основными минералами руд являются сфалерит, галенит, доломит, реже пирит, кальцит, кварц, арсенопирит и марказит. В виде примеси отмечаются сульфосоли свинца. Различаются четыре типа свинцово-цинковой минерализации: вкрапленная и прожилково-вкрапленная сфалеритовая и галенит-сфалеритовая; густовкрапленная и массивная существенно сфалеритовая и галенит-сфалеритовая; массивная пиритовая со сфалеритом (единичные рудные тела); прожилковая и вкрапленная галенит-сфалеритовая и сфалерит-галенитовая в темных битуминозных доломитах. Первые три разновидности руд заключаются в светлых кристаллических доломитах. Мощность рудных тел варьирует в широких пределах, а максимальная достигает 40 м. По простиранию отдельные рудные тела прослеживаются на 100—300 м. Кроме свинца и цинка установлено повышенное содержание серебра.

Вертикальная минерально-геохимическая зональность в рудных телах выражена неотчетливо. Прямая зональность, простая и периодическая (ритмичная), более характерна; для непрерывных серий низшего порядка зональность почти всегда прямая — от сфалерита в подошве к галениту в кровле. Латеральная зональность проявляется в увеличении содержания свинца в центральных, наиболее мощных, частях рудных тел по сравнению с флангами, на которых преобладает сфалерит.

Из приведенных характеристик можно выделить следующие, указывающие на эпигенетический характер галенит-сфалеритовых руд месторождения Сардана: 1) руды грубополосчатые, до массивных, развиты среди пористых, перекристаллизованных, брекчиевидных доломитов; 2) рудные тела располагаются на различных стратиграфических уровнях в пределах юдомской свиты; 3) вертикальная минерально-геохимическая зональность выражена неотчетливо. Наличие обломков богатых слоистых руд, сцементированных тонкозернистым доломитом, свидетельствует о наложении оруденения на закарстованный рифовый массив, об обрушении руд и цементации их доломитовым песком.

На современной стадии изученности наилучшее объяснение приведенным фактам дает гипотеза формирования богатых сульфид-

ных залежей под действием напорных (гидротермокарстовых) вод.

Рудопоявления флюорита и сфалерита Як, Сегенях, Саккырыр, Тыры, Западный и Восточный Таскан, Чугучанский участок барит-полиметаллического оруденения в Сетте-Дабане обнаружены в 1979—1981 гг. [Кутырев Э. И., Кропачев А. П., Гурьев Г. А., 1982 г.]. В рудном поле **Як** развиты гидротермокарстовые брекчии с флюоритом и незначительным количеством аурипигмента. Минерализация прослежена на 5 км. Рудное поле **Сегенях** содержит кроме флюоритовых и сфалерит-флюоритовые тела. Оруденение прослежено на 10 км в верхней части верхнесилурийской оронской свиты, вблизи кровли и контакта с хуратской свитой. Сфалерит совместно с флюоритом наблюдается в цементе послонных и сопряженных с ними снизу секущих брекчий доломита; вниз по разрезу доломит брекчий все более полно замещается кварцем, увеличивается содержание пирита. В общем виде зональность выражается в преобладании сфалерита на верхних (по разрезу) горизонтах, флюорита на средних и флюорита с пиритом в микроклиновых метасоматитах — на нижних. Наибольшие содержания сфалерита в послонных брекчиях 10—20 %, флюорита 10—15 %, в секущих брекчиях флюорита до 65—70 % при содержании сфалерита 5—8 %.

В рудном поле **Саккырыр** оруденение прослежено в верхней части оронской свиты на 5 км. Кроме пластового флюоритового и флюорит-сфалеритового оруденения, заключенного в послонных брекчиях мощностью 8—45 м, в нижней части разреза отмечено трубообразное тело флюорит-доломитовых брекчий.

Таким образом, в Сетте-Дабане флюорит-полиметаллическое оруденение развито в полосе длиной около 200 км (Оронская зона). Выделяется несколько типов минерализации — от условно седиментационной кварц-флюоритовой до гидротермокарстовой в тектонически ослабленных послонных и секущих зонах растворения и обрушения. По времени со вторым типом оруденения синхронны микроклиновые и доломит-микроклиновые породы, возможно, сформировавшиеся в гидротермокарстовых пустотах и полостях отслоения одновременно с проявлением щелочного магматизма в позднем силуре — раннем девоне [Кропачев А. П., Кутырев Э. И., 1983 г.].

Свинцово-цинковые месторождения Восточного Забайкалья изучаются и эксплуатируются на протяжении 200 лет. Сводка всех ранних материалов дана в 1933 г. С. С. Смирновым в работе «Полиметаллические месторождения Восточного Забайкалья», переизданной в 1961 г. Объективность изложения фактов по морфологии рудных залежей всех известных в то время месторождений (не исключая самых небольших), по взаимоотношениям рудных тел с вмещающими толщами — все это предопределило непреходящую ценность указанной работы С. С. Смирнова и позволяет пользоваться ею как основным фактографическим материалом при рассмотрении с современных позиций.

Описания месторождений, сопровождаемые многочисленными цитатами из старинных отчетов, прямо-таки наталкивают на карстовую их модель, хотя сам С. С. Смирнов и его предшественники не употребляли этого термина. Лишь в последние два десятилетия термин «карст» хотя и редко и робко, но все же стал входить в обиход геологов-рудников и металлогенистов Забайкалья [Полякова О. П., 1963 г.], в определенной мере противоборствуя с иной тенденцией — рассматривать месторождения как стратиформные [Алексеев Д. Н., 1967 г.; Кутырев Э. И., 1970 г.], что, конечно, не противоречит и не исключает одно другого.

Хотя стратиформная модель полиметаллического оруденения **Восточного Забайкалья** и нашла своих сторонников, ее практической реализации сильно мешают все еще слабая разработанность и низкая вероятность схем стратиграфии, в результате чего число истинных рудоносных стратиграфических уровней остается слишком большим и ненадежным, чтобы можно было использовать этот фактор рудоконтроля теоретически и практически. Из многих уровней локализации оруденения, пожалуй, наиболее надежным является уровень верхов кадаинской свиты верхнего рифея или венда и их стратиграфических эквивалентов (рис. 30).

Определенное торможение идей стратиформизма применительно к геологическим особенностям Восточного Забайкалья наблюдается и вследствие доказанного во многих случаях наложения полиметаллического оруденения на мезозойские дайки, что и является главным аргументом сторонников связи оруденения с этапом мезозойской активизации [Кормилицын В. С., 1966 г.; Щеглов А. Д., 1976 г. и др.]. При этом, однако, умалчиваются другие факты локального и регионального плана, в частности, участие рудных залежей в складчатых структурах и стратиграфический контроль оруденения, наличие в Забайкалье и на продолжении его структур безусловно доскладчатых позднедевонских и кембрийских месторождений (Озерное, им. Барвинского, Сардана, Уруй и др.), пересечение рудных залежей мезозойскими дайками и цементация брекчиевых руд лампрофировым материалом (Кадаинское месторождение).

И все-таки бесспорно, что значительная часть полиметаллических месторождений Восточного Забайкалья хотя и являются доскладчатыми, но в то же время они наложены на карбонатные толщи и нередко экранируются глинистыми пластами. Подземно-камерное, гидротермокарстовое их происхождение подчеркивается не только формой рудных залежей (камеры, залы, трубы, ротонды) и их совокупностей (анфилады), но и составом руд, в которых нередко устанавливаются арсенопирит, блеклые руды, антимонит, касситерит, сульфиды серебра, золото, флюорит.

Проблема возраста доскладчатого гидротермокарстового оруденения может быть решена, если будет доказано наличие стратифицированных полиметаллических месторождений в нижнепалеозойских толщах в районах с аналогичным или близким по составу

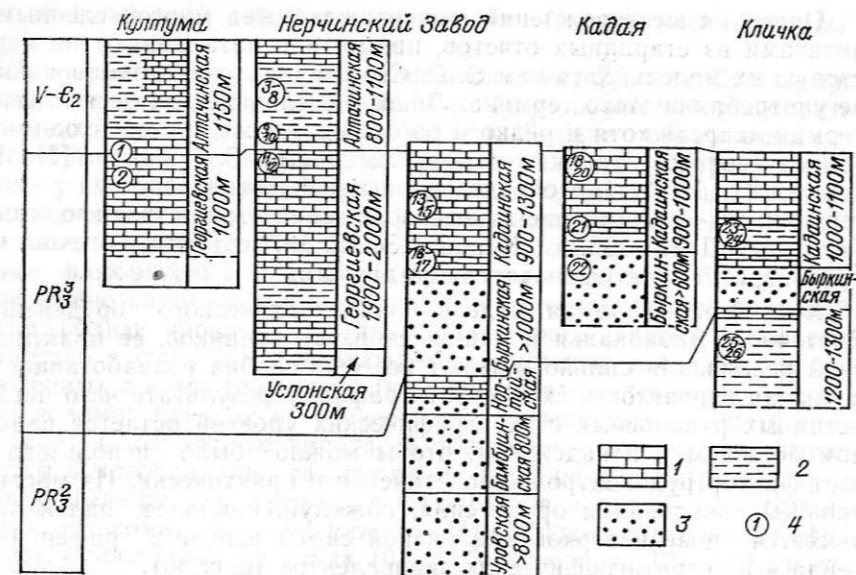


Рис. 30. Размещение свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья в ритмо-стратиграфических колонках рифея — среднего кембрия (по Г. И. Князеву [1968 г.]).

1—3 — группы формаций: 1 — карбонатные, 2 — черносланцевые, 3 — терригенные флишеидные и молассоидные; 4 — свинцово-цинковые месторождения: 1 — Мулдайские прииски, 2 — Преображенское, 3 — Ивановское, 4 — Спасской горы, 5 — Михайловское, 6 — Генерал-Савинское, 7 — Крестовский прииск, 8 — Новоявленское, 9 — Карповско-Глубокинское, 10 — Ртутно-Ильдикинское, 11 — Воздвиженское, 12 — Маячного хребта, 13 — Троицкие рудники, 14 — Благодатское, 15 — Екатерино-Благодатское, 16 — Мальцевско-Килгинское, 17 — Воздяно-Цагайское, 18 — Кадаинское, 19 — Новосололовское, 20 — Шахардарское, 21 — Гурулевское, 22 — Запокровское, 23 — Кличкинское, 24 — Чупинское, 25 — Савинское-II, V, 26 — Почкуевское.

эпигенетическим гидротермокарстовым оруденением в рифейских формациях.

Ниже приводится краткая характеристика некоторых, с точки зрения авторов, типичных гидротермокарстовых месторождений.

Благодатское и Екатерино-Благодатское месторождения (см. рис. 28) представляют собой системы гидротермокарстовых рудных залежей в крыльях синклинали с размахом в несколько сотен метров, соединяющиеся на глубине 500—600 м. В рудном поле отчетливо проявлена экранирующая роль горизонта углистых сланцев, ниже которого в пачке закарстованных доломитов размещаются трубчатые, прихотливой формы, жилкообразные и линзовидные рудные тела. С. С. Смирнов [1961 г.], характеризуя морфологию рудных тел Благодатского месторождения, отмечает, что руды в нем находились весьма обширными гнездами (камерами, ротондами), соединявшимися между собой разной толщины прожилками и щелевидными телами. По старым маркшейдерским планам отдельные «гнезда» имеют поперечные размеры до нескольких десятков метров (ротонды), по склонению же обычно значительно больше; форма этих гнезд неправильная.

Екатерино-Благодатское месторождение состоит из уплощенной рудной галереи и прихотливого очертания рудной камеры, включающей два рядом расположенных и связанных рудной щелью трубчатых тела; диаметр одного из них около 5 м. Все рудные скопления залегают в окварцованном доломитовом известняке, а главная залежь — в контакте известняка со сланцем, образующем висячий бок. Руды месторождения, по архивным данным, сообщенным С. С. Смирновым [1961 г.], содержали 13 % Pb и 430 г/т Ag, а в одном анализе средней пробы установлены 2,7 г/т Au, 214 г/т Ag, 8 % Pb, 11,14 % Zn и 0,3 % Sn.

Руды сложены главными минералами — галенитом, сфалеритом, пиритом, арсенопиритом, стanniном, кварцем и доломитом и второстепенными — марказитом, бурнонитом, менегинитом, блеклыми рудами, антимонитом, касситеритом, пирротинном, кальцитом, анкеритом и сидеритом. Текстуры руд массивные, полосчатые и брекчиевидные, структуры крупнокристаллические и мелкозернистые. Зональность оруденения отчетливо проявлена в трубообразных рудных телах и заключается в приуроченности к их глубоким частям пирита; к средним — пирит-галенит-сфалеритовых руд с соотношением Zn:Pb=2,4; к верхним — существенно галенитовых руд (Zn:Pb=1,5). Возраст оруденения определяется наложением его на ранне-среднеюрские дайки и находками обломков руд и даек в нижнемеловых отложениях.

Месторождение **Третье-Спасское**, давшее 150 т руды, представляло собой типичную неправильную трубу в доломите, размером в поперечнике от 0,4 до 1,6 м; по склонению прослеженную на 50 м. Состав руд: галенит, доломит с густой вкрапленностью арсенопирита и кварца, обильными просечками буланжерита и редкими пиритом, тетраэдритом, сфалеритом, касситеритом. Руда содержала 14 % Pb, 660 г/т Ag; данных по цинку нет.

Старозерентуйское (Старо-Зерентуйское, по С. С. Смирнову) месторождение, давшее 18 тыс. т руды, представляет собой серию неправильных гнезд и прожилков, в совокупности образующих трубообразное тело вблизи контакта доломитов и сланцев. Поперечник трубы 15—20 м, длина по склонению 90 м. Руды сложены доломитом, кварцем, галенитом, буланжеритом с примесью антимонита, пирита, галенита и тетраэдрита. По С. С. Смирнову [1961 г.], в рудах из отвалов содержалось до 9 г/т Au, 23—123 г/т Ag, 0,2—0,5 % Zn, 1—7 % Pb, 1,8—10,9 % As.

Мальцевско-Килгинское месторождение (рис. 31) дало 61 тыс. т руды. Месторождение имело чрезвычайно замысловатую форму и, по выражению В. М. Крейтера, представляло собой «заросль» (куст) крайне неправильных рудных рукавов, чаще всего тонких, изгибающихся и сливающихся один с другим самым причудливым образом. Все рудные скопления заключены в окварцованном и резко смятом доломите неподалеку от его контакта с глинистым сланцем. В рудах содержалось 2 г/т Au, 202 г/т Ag, 8,66 % Pb, 6,17 % Zn, ~1 % As, 0,27 % Sb.

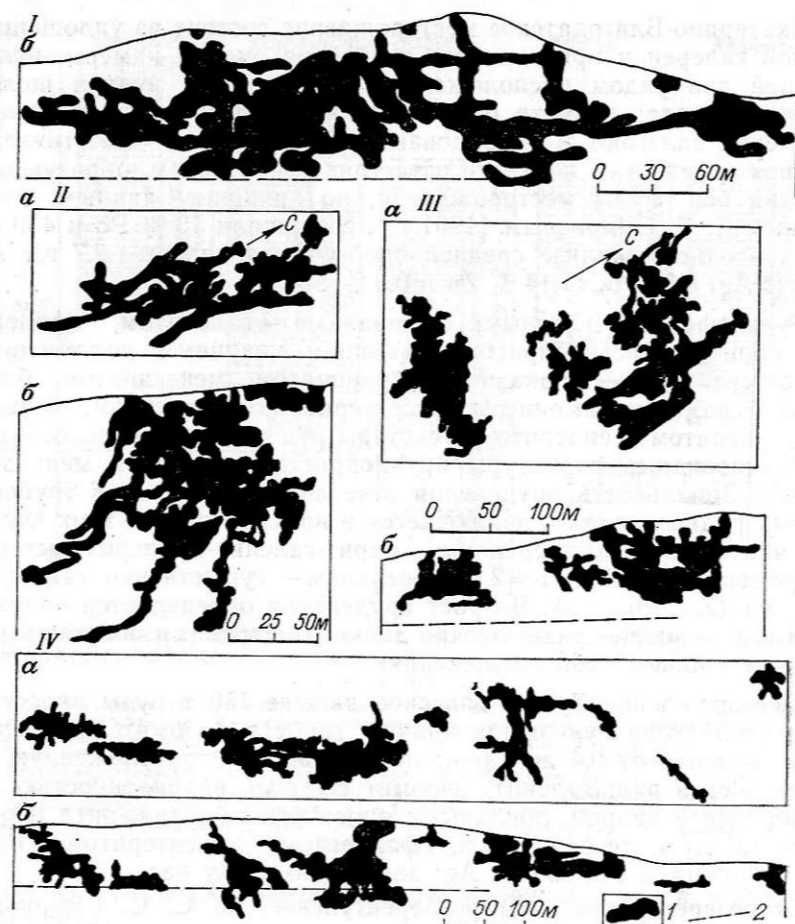


Рис. 31. Сечения отработанных богатых гидротермокарстовых свинцово-цинково-рудных залежей Восточного Забайкалья (по С. С. Смирнову [1961 г.]).
 I — Тайнинский рудник; месторождения: II — Ильдиканское, III — Мальцево-Килгинское,
 IV — Воздвиженское.
 а — план; б — разрез.
 1 — проекция очистных выработок; 2 — гипсометрический уровень изученности.

Степано-Петровское месторождение (Петропавловская группа) описано А. Озерским [1867 г., с. 19] следующим образом: «С поверхности по обломкам свинцового блеска отыскивали выход отвесно нисходящей трубки, вначале около дюйма в диаметре; по мере углубления поперечник увеличивался, достиг до аршина, потом месторождение разделилось на три ветви; одна из них слилась, описав дугу, с другою, близлежащею; две же главные ветви сделались значительно толще. В верхней части месторождение было выполнено свинцовым блеском, расположенным одноконцентрическими слоями, при расширении мешков показались глинистые охры

со свинцовым блеском и белой свинцовой рудой; под ними появился серный колчедан, и доныне в глубину не разведанный. Месторождение заключалось в известняке, а часть одной ветви — в глинистом сланце; при переходе из одной породы в другую свойство руд не изменялось. Стены выработанных начисто пустот совершенно гладки, как будто вытерты, не предоставляют следов соприкосновения с рудами и придают целому месторождению вид первоначально бывшей пещеры или заранее готовой опоки, которая выполнена рудой». Труба склоняется под углом 55° на юго-восток, диаметр ее от 1 до 4 м.

Генерал-Савинское месторождение имеет форму субвертикальной трубы диаметром от 1 до 5 м, сочленяющейся с уплощенным трубчатым гнездом мощностью от 2 до 5 м при максимальной длине по склонению до 80 м. Руды сложены сфалеритом, пиритом, галенитом, буланжеритом, арсенопиритом в окварцованном доломите. Текстуры сульфидных руд обычно брекчиевидные, реже крапленые. Главная масса кварца отложена после сульфидов. Характерно обрастание арсенопирита игольчатыми кристаллами буланжерита.

Трех-Святское месторождение представляет собой крайне сложную серию неправильных труб, гнезд и прожилков в доломитовом известняке. Объемная его модель однозначно указывает на сложную серию соединенных анфилад, состоящих из камер и наклонных труб, столь свойственных гидротермокарстовым системам.

По Эйхвальду, «месторождение это носит на себе характер рудных пещер. Полости в чистом либо в железистом известняке не имеют ни простирания, ни падения, потому что на каждом шагу делают решительные изменения в разные и большей частью противные стороны. Почти все пещеры то расходятся, то приближаются одна к другой, то, наконец, сливаются в одну массу. Каждая из них пускает от себя в различные стороны ветви, преимущественно круглового поперечного сечения. Случается, что ветви эти связывают две соседние пещеры, но чаще на некотором удалении исчезают. Главные мешки сопровождаются по сторонам менее значительными, от которых отделяются пластами известняка либо тальковой глиной. Они выполнены поименованными рудами и заключают в себе валуны боковых пород. Иногда руды от боков пещер отделены железистой тальковой глиной». Судя по отвалам, описанным С. С. Смирновым, кольматолитами полостей кроме руд являлись «кварцеватые пиритовые железняки».

Само месторождение грубо схематично можно рассматривать как совокупность пяти ротонд — Северной, Восточной (Николаевской), Западной (Богоявленской), Южной (Екатерининской) и Ивановской. В глубину вся их совокупность прослежена на 50—60 м. Наиболее правильные ротонды имели сечения 20×15 м.

Добывавшиеся руды состояли преимущественно из лимонита, гематита, псиломелана, кварца, церуссита, каламина, смитсонита, миметезита, редко бédантита и англезита. Редко встречались почки сплошного галенита с примесью сфалерита, пирита и арсено-

пирита, буланжерита и аргентита. Опробование одного из рудных отвалов в 1927 г. показало содержание 0,9 г/т Au, 118 г/т Ag, 13,3 % Pb, 3,5 % Zn и 0,15 % Sn [Смирнов С. С., 1961 г.].

Среднезерентуйское (Средне-Зерентуйское) месторождение во многом аналогично Трех-Святскому.

Старопокоевское (Старо-Покоевское) существенно цинковое месторождение представляет собой плоскотрубчатое тело по контакту сланца и известняка; прослеженная его протяженность по падению около 100 м при мощности от 10 до 15 м.

Новосоколовское (Ново-Соколовское) месторождение является крайне сложной совокупностью «мешков и провалов, связанных прожилками», которые образуют в общем трубообразное тело, склоняющееся на юго-запад под углом около 20°. Залегает труба в известняке непосредственно близ контакта его со сланцем, расположенным с висячего бока. Труба прослежена по склонению на 170—180 м, на вертикальную глубину ~90 м. Максимальный ее диаметр достигает нескольких метров.

Кадаинское месторождение включает несколько изолированных рудных скоплений, из которых главными являются Кадаинская жила и Осиновский шток, второстепенными — Спаский и Воздвиженский штоки, Селено-Богдановская и Сланцевая жилы и обширные пояса убогих вкрапленных руд в промежутках между богатыми рудными телами [Смирнов С. С., 1961 г.]. Все руды залегают в доломите с прослоями и линзами известняка, глинистых и углесто-глинистых сланцев. Один из слоев сланца прослежен на сотни метров и располагается на западе рудного поля в лежащем боку Осиновского штока.

Исследователи месторождения не раз обращали внимание на удивительную форму Осиновского штока и уникальное разнообразие структурно-текстурных особенностей руд. В. С. Кормилицын [1973 г., с. 99] описывает шток следующим образом: «Он представляет собой крупное конусовидное выклинивающееся на глубине рудное тело с более или менее изометричными округлыми контурами в горизонтальных сечениях... Площадь одного из верхних поперечных сечений штока 3000 м². Осиновский шток примечателен во многих отношениях: прежде всего загадочна его форма; не менее загадочна природа широко развитых в этом теле сфалерит-анкеритовых и галенит-анкеритовых «бурундучных» руд, прославивших Кадаинское месторождение на весь мир».

О природе Осиновского штока существует распространенное мнение, что он возник на месте древнего карста в известняках, предварительно раздробленных и интродуцированных лампрофиром [Полякова О. П., 1963 г.]. Такое представление кажется В. С. Кормилицыну маловероятным, потому что «карстовые полости являются малопригодными структурами для внедрения интрузий и развития гидротермальных процессов, происходящих, как известно, при повышенных давлениях в условиях полузамкнутых систем» (там же).

Можно обратить внимание на следующие важные стороны геологии Кадаинского месторождения, детально охарактеризованные С. С. Смирновым [1961 г.].

1. Кадаинская жила располагается в главной полосе смятия, вдоль которой произошли инъекции гранит-порфира и спессартита в виде дайки с боковыми ответвлениями. Жила, секущая дайку спессартита, имеет мощность 0,2—5 м; расположена в полосе брекчированного доломита, целиком или частично замещенного анкеритом, кварцем, пиритом, сфалеритом и галенитом; по простиранию прослежена на 400 м, по падению на 180 м. Руды сильно окисленные, местами содержат виллемит. Опробование старых отвалов показало содержания 3,23 % Pb, 6,91 % Zn, 130—780 г/т Ag. В верхней зоне жилы отношение Pb:Zn составляет от 2:1 до 1:4, в нижней — от 1:12 до 1:15.

2. В отличие от Кадаинской жилы, руды Осиновского штока окислены слабо даже на верхних горизонтах, что объясняется [Смирнов С. С., 1961 г.] практической их бесpiritностью и малой трещиноватостью. Из рудных минералов присутствуют главные сфалерит и галенит, халькопирит в виде эмульсионной вкрапленности в сфалерите и аргентит в галените; по данным О. П. Поляковой, отмечаются геокронит, пираргирит и касситерит. Содержание серебра в галените поразительно стабильное — 0,018—0,020 % на 1 % Pb.

Другим важным отличием Осиновского штока от Кадаинской жилы служит присутствие так называемых инъекционных брекчий, в которых блоки известняка и руды как бы «плавают» в спессартитовом цементе, что свидетельствует о внедрении магмы после оруденения. Напомним, что в Кадаинской жиле спессартит пересекается рудой. Таким образом, жила и шток — одновременные образования, что подчеркивается и отмеченными ранее различиями в их минеральном составе.

3. По-видимому, представление об исключительно метасоматическом происхождении сульфидной руды по известняку побудило С. С. Смирнова принять такую генетическую модель, в которой инъекция спессартита в брекчированные известняки и доломиты произошла до проникновения рудных растворов, хотя С. С. Смирнов и подчеркивает, что спессартит мало где подвергся оруденению, несмотря на его анкеритизацию, серицитизацию, пиритизацию и обычно слабое окварцевание. В результате интенсивного метасоматизма местами возникли почти чисто анкеритовые плотные породы с сыпью рутила, выдающего бывшее присутствие титаноносных амфибола и биотита; в таких сильно измененных спессартитах изредка наблюдается вкрапленность галенита и сфалерита.

4. Еще одна важная особенность руд Осиновского штока — широкое развитие манган-анкерита (MnCO₃ до 14,6 %, FeCO₃ до 16,3 %, MgCO₃ до 32 % и CaCO₃ до 53,6 %), образующего с железистым темно-коричневым и красным сфалеритом, галенитом или кварцем полосчато-симметричные бурундучные руды. Манган-каль-

цит (до 1,3 % $MnCO_3$, 0,44 % $FeCO_3$ и 0,6 % $MgCO_3$) — наиболее поздний, крупнокристаллический, ассоциирует лишь с небольшим количеством галенита и светлого сфалерита.

5. Сопоставление состава руд и околорудных пород Кадаинской жилы и Осиновского штока приводит к выводу, что общими для тех и других кроме галенита и сфалерита являются манган-анкерит и кварц. А поскольку полосчатость бурундучных руд с манган-анкеритом срезается инъекционными жилами спессартита, в свою очередь анкеритизированного, можно принять, что железисто-марганцовистый карбонат является как бы сквозным — и сорудным, и послеинъекционным.

6. Обращает на себя внимание в определенной мере противоположный характер зональности в Кадаинской жиле и Осиновском штоке. В Кадаинской жиле, как отмечалось, наблюдается возрастание отношения $Pb : Zn$ вверх по восстанию жилы; в Осиновском штоке, наоборот, имеет место увеличение этого отношения вниз по падению: на горизонтах 42—64 м оно составляет от 1:1 до 1:3; на горизонте 115 м — 1:2; на горизонте 150 м — 2:1. Заметим, что с глубиной Осиновский шток постепенно приближается к горизонту глинистых доломитов и углисто-глинистых сланцев.

Еще более отчетливо геохимическая зональность проявляется в поперечном сечении штока (с востока на запад). Сравнение относительных содержаний свинца и цинка показывает следующее изменение отношения $Pb : Zn$ в этом направлении (т. е. к горизонту сланцев): на отметке 115 м — 1:1, 1:3, 1:5, 2:1, на отметке 150 м — 1:1, 8:1. Дифференцированные данные по горизонту 115 м указывают на проявление симметричной зональности — обогащение цинком осевой зоны трубы и обогащение свинцом ее краевых зон.

7. Наконец, обращает на себя внимание общее положение Осиновского штока относительно напластования: круто секущее вблизи земной поверхности и полого секущее, с выклиниванием, с заменой брекчиевых руд вкрапленными внизу. Это, несомненно, влияние экрана глинистых известняков, доломитов и углистых сланцев. Метаморфизованные глинистые известняки превращены в плотные скарноиды, состоящие из диопсида, тремолита, плагиоклаза и кварца с вкрапленностью пирротина, пирита и магнетита. Углисто-глинистый сланец лишь пиритизирован, но местами его пересекают, выходя в лежачий бок, жилки кварц-анкерит-галенит-сфалеритового состава. Далее в лежачем боку сланцев развиты плотные роговики, сменяющиеся доломитами пиритизированными, окварцованными и озмеевикованными, со спорадическим свинцово-цинковым оруденением.

Таким образом, отмеченная рудно-породная зональность определенно указывает на экранирующую роль глинистых карбонатных пород и углистых сланцев. Однако этому очевидному факту противоречит современное расположение экрана — в лежачем боку штока. Это противоречие устраняется, если предположить, что шток является доскладчатым, а разрез в современном его виде — пере-

вернутым. Геометрический поворот с приведением углистых сланцев в горизонтальное положение выявляет простую первоначальную структуру месторождения, в которой наиболее глубокая современная часть штока оказывается его первоначальной подэкранной зоной, а современная приповерхностная часть — наиболее глубокой зоной гидротермокарстовой шахты. Получают естественное объяснение относительно высокая свинцовистость руд в первоначальной кровле трубы и высокая цинковистость в ее подошве.

Что же касается Кадаинской жилы, то нет никаких противопозказаний считать ее значительно более поздней, послескладчатой, сформированной после внедрения дайки спессартита, о чем свидетельствует и вертикальная геохимическая зональность. В данной схеме спессартит Осиновского штока можно полагать боковой инъекцией от главной дайки в остаточные полости или зоны повторного брекчирования руды, а анкеритизацию спессартита — результатом метасоматизма при взаимодействии горячей застывающей магмы с манган-анкеритом первичной руды.

СУРЬМА И РТУТЬ

Промышленное значение карстовых месторождений как сурьмы, так и ртути настолько велико, что они уверенно должны быть отнесены к ведущим типам. В двух обстоятельных сводках по месторождениям и металлогении сурьмы В. И. Бергера [3] и В. П. Федорчука [53] и в одной сводке по месторождениям ртути В. П. Федорчука [52], дополненных разработками критериев прогнозной оценки территорий на эти виды полезных ископаемых [2], карст не обойден вниманием, хотя ему и отводится второстепенная роль в формировании структурного облика этих месторождений.

С позиций современных знаний о карсте вообще и гидротермокарсте в частности можно с уверенностью сказать, что подавляющее большинство месторождений киноварно-флюорит-антимонитовой джасперондной, метациннабарит-киноварной карбонатно-аргиллизитовой и киноварной карбонатной формаций, выделяемых В. И. Бергером [3], относится к карстовым месторождениям. На примере сурьмяных и ртутных месторождений можно показать, что карстовая модель хотя и является по существу дополнительным, в сравнении с базовым — структурно-вещественным — подходом, но выявляет важные новые стороны этих объектов, влияющие на определение вида рудных формаций и на критерии прогноза, в частности, на региональные и в немалой степени — локальные. Эти вопросы подробнее обсуждаются ниже.

Карстовые месторождения киноварно-флюорит-антимонитовой джасперондной, киноварной карбонатной и метациннабарит-киноварной карбонатно-аргиллизитовой формаций составляют не менее 30 % в сурьмяном сырьевом потенциале зарубежных стран и более половины — в ртутном потенциале [3]. В частности, к карстовым относятся крупнейшие месторождения ртути Идрия (Югославия), Монте-Амиата (Италия), района Хуанкавелика (Перу), сурьмяные

и сурьмяно-ртутные Джижикрут, Кадамджай (СССР), Сигуаньшань (Китай), Уйтцуко (Мексика) и многие другие.

Необходимо подчеркнуть, что как в СССР, так и за рубежом основные дискуссии о металлогении сурьмы и ртути ведутся вокруг вопроса о возрастных взаимоотношениях оруденения и рудоносных толщ. Своих сторонников в равной мере имеют гипотезы синосадочного, эпигенетического доскладчатого, эпигенетического после-складчатого и полихронного полигенного оруденения. Участие карстовых процессов в формировании коррозионных полостей и коррозионно-гравитационных брекчий обрушения отмечается практически всеми школами, но ни одна из них не признает теснейшей связи с карстовыми явлениями второй важнейшей составляющей гидротермокарста, а именно, джаспероидов — основных носителей руд.

СССР

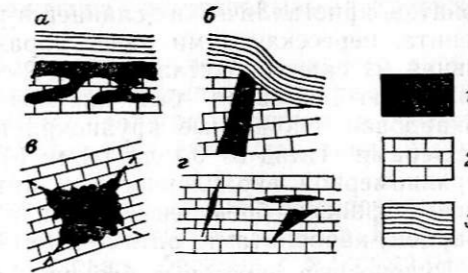
Ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут находится в пределах геосинклинальных сооружений Центрального Таджикистана в Зеравшано-Гиссарской зоне, на северном склоне Гиссарского хребта. По данным А. П. Марковского, В. Р. Мартышева, А. В. Григорьева и С. К. Овчинникова [1959 г.], рудоносной является нижне-среднепалеозойская толща, имеющая трансгрессивное строение. Нижнесилурийско-нижнедевонский формационный ритм включает терригенную сланцевую и рудоносную известняково-доломитовую формации мощностью около 2 км, из них на рудоносную часть приходится около 800 м. Оруденение локализовано в нижней части известняково-доломитовой формации в контакте с подстилающими сланцами.

Второй — девон-каменноугольный — формационный ритм, также рудоносный, начинается конгломератами, которые сменяются известняками с прослоями сланцев, выше залегает мощная терригенная пачка, завершается ритм известняками с прослоями сланцев. Мощность ритма около 150 м. Оруденение приурочено к контакту известняков в верхах ритма с перекрывающими сланцами. Вышележащий ритм трансгрессивного строения начинается мощной терригенной пачкой и завершается известняками с прослоями сланцев. Оруденение приурочено к терригенным горизонтам. Мощность ритма 440 м.

Рудные тела приурочены к пяти стратиграфическим уровням. Основными являются два: закарстованный контакт филлитовидных сланцев верхнего девона с подстилающими известняками и доломитами силура и уровень в основании лудловских доломитов. На основном участке на севере рудного поля рудоносные брекчии известняков лудлова, залегающие на сланцах ягнобской свиты, слагают тело длиной до 430 м при мощности от 1 до 45 м. Длина отдельных рудных тел до 160—300 м. Центральный участок вытянут на 500 м по меридиану при несколько меньшей ширине. Мощность рудных тел от 15—30 до 200 м. Нижний участок, располо-

Рис. 32. Схематическое строение ртутно-сурьмяных рудных тел месторождения Джижикрут (по В. Ю. Волгину [1965 г.]).

Рудные тела: а — приконтактные, б — жилообразные, в — штокообразные, г — трещинные.
1 — ртутно-сурьмяные руды; 2 — вмещающие карбонатные породы; 3 — сланцы.



женный к западу от Основного, включает брекчиевую зону, падающую на восток под углом 10—20° и прослеженную по простиранию на 280 м при мощности от 5,5 м на севере до 80 м на юге. Южный участок расположен к юго-западу от Основного, объединяет рудные тела мощностью 3—6 м.

Вертикальный размах оруденения достигает 800 м. В рудоносных брекчиях встречается три-четыре, реже четыре-пять интервалов промышленных богатых руд суммарной мощностью 5—7 м, реже до 130 м (в синклинальных перегибах).

В. Ю. Волгин выделил пять типов карстовых рудных тел: приконтактные; линейные крутопадающие; штокообразные; жилообразные; слабо закарстованные тектонические полости.

Рудные тела приконтактного типа расположены под экранирующими сланцами; их форма пластообразная, с пологими апофизами и заливами в лежачий бок (рис. 32). Мощность тел от 1,5—2 до 4—5 м [8]. Линейный крутопадающий тип характерен для флексурных перегибов с интенсивной трещиноватостью известняков под экранирующими сланцами. Эти тела имеют форму мощных крутопадающих жил.

Штокообразные, близкие к изометричным, тела приурочены к пересечению северо-восточных и северо-западных разломов, на глубине эти тела переходят в крутопадающие линейные. Объем штокообразных тел достигает 2250—2700 м³. Иногда такие тела находятся во вмещающих известняках ниже карстовых брекчий. Руды сложены антимонитом и реже киноварью, в качестве второстепенных присутствуют пирит, марказит, бертьерит, галенит, сфалерит, халькопирит, борнит, метациннабарит, халькостибит, арсенопирит, реальгар, аурипигмент, валентинит, редко барит и флюорит. Из нерудных широко развиты халцедон, карбонаты, диксит, гидрослюда. Последовательность минералообразования представляется следующей: кварц — флюорит и кварц — антимонит и киноварь — реальгар и аурипигмент с поздними кварцем и карбонатами.

Основными являются пять типов руд: 1) брекчиевая окварцованная с брекчиевой и петельчатой текстурами, с кварц-антимонитовым цементом; 2) брекчиевая, состоящая из обломков кварца, кар-

бонатов, кристаллических сланцев и роговиков с прожилками антимонита, пересекающими ранее образованные минералы; 3) массивная из скрытокристаллического антимонита с богатой вкрапленностью киновари без жильных минералов; 4) гнездовая и кокардовая, сложенные крупнокристаллическим антимонитом, с размерами гнезд от 0,1 до 1,4 м; 5) вкрапленная брекчиевая с неравномерной вкрапленностью антимонита. Наиболее широко распространены брекчиевые руды, в которых цемент представлен кварцем, карбонатами, антимонитом, реже киноварью.

Рудоносные карстовые брекчии содержат обломки кварца и сланцев, сцементированные кварцем и кальцитом. Обломки полуугловатые, без острых ребер. Кроме мелкой щебенки в нижней части тел брекчий встречаются глыбы до 2—3 м в поперечнике, перемещенные более чем на 150 м вниз. В брекчиях оруденение очень неравномерное: висячем боку под экраном сланцев обычно богатое, а ниже — бедное, с чередованием пластообразных и гнездообразных руд.

Оруденение связывается с палеокарстовыми рудо локализирующими структурами. Существование палеополостей на месторождении доказано В. Ю. Волгиным [1968 г.]. Кроме свободных реликтовых полостей обоснованием карстовой природы служит наличие типичных карстовых брекчий, текстур отстойников, натечных «слоистых» текстур выполнения, реликтов пещерных карров, глыб пород до 2—3 м в поперечнике, перемещенных до 150 м вниз в карстовые шахты, и т. д. Об этом же свидетельствуют сходство формы рудных тел с формами карстовых полостей и морфологическая зональность — переход на глубину штокообразных рудных тел, напоминающих карстовые шахты, в линейные крутопадающие тела, соответствующие карстовым галереям.

Карстовый заполнитель представлен красноватыми, зелеными и серыми гидрослюдистыми глинами и глинисто-карбонатными массами с карстовыми брекчиями, доломитовой мукой, дресвой черных и зеленовато-серых сланцев, обломками песчаников, кремнистых пород, кварца и с глыбами известняка. Наблюдается слоистость карстовых отложений — чередование грубых и тонких глинистых слоек.

Таким образом, в структурном отношении месторождение Джикрут соответствует лабиринтной многоэтажной гидротермокарстовой системе с интенсивным развитием вертикальной составляющей. Определяющую роль в локализации карстовых брекчий и самого оруденения сыграли тектонические нарушения и экранирующие сланцевые горизонты.

Месторождение **Кадамжай** расположено в Южной Киргизии на северных склонах хр. Катрантау — северной составляющей Алайского хребта в Тянь-Шане. Оно было открыто в 1914 г. С. П. Александровым. Несмотря на более чем 70-летнюю историю этого месторождения, многие важные вопросы его строения и происхождения продолжают оставаться дискуссионными. Эволюция

взглядов геологов на месторождение обстоятельно рассмотрена В. П. Федорчуком [53].

Рудоносная карбонатная формация нижнего — среднего карбона тектонически перекрыта углистыми сланцами силура — девона и доломитами девона, на которых залегают глинистые сланцы среднего карбона. На месторождении выделено два типа рудных тел.

1. Межформационная плащеобразная залежь джаспероидов в зоне контакта известняков и перекрывающих их сланцев. Рудовмещающей является кварц-роговиковая брекчия с максимальной мощностью до 60 м и минимальной до первых метров. Наиболее богатые руды локализованы непосредственно под сланцами. Антимонит входит в состав цемента брекчии.

2. Небольшие рудные тела гнездового типа в подстилающих брекчиевые зоны известняках на участках их окварцевания вдоль малоамплитудных крутопадающих нарушений. Оруденение здесь приурочено к известняково-кварц-кальцитовым брекчиям.

Разломы являются стержневыми структурами рудных гидротермокарстовых полостей. Протяженность некоторых из этих полостей достигает многих сотен метров, а иногда 1 км. Полости заполнены натечными и кристаллическими образованиями кальцита и арагонита. По некоторым зонам и сейчас наблюдается движение термальных (до 30 °С) слабоминерализованных, иногда сероводородных вод. Рудные тела жильного типа фиксируют рудопроводящий Северный сброс в сланцах лежащего бока.

Оруденение представлено антимонитом, ассоциирующим с кварцем. Часто крупные кристаллы антимонита пронизывают массу скрытокристаллического кварца. На верхних горизонтах в кавернах и жеодах совместно с кристаллами антимонита и кварца встречаются кристаллы барита, а иногда и флюорита. В надрудных сланцах присутствует обильный пирит с примесью ртути и сурьмы. Вертикальный размах оруденения составляет не менее 1,2—1,3 км, причем на этом интервале минеральный состав руд практически не меняется. Горизонтальная зональность проявляется в увеличении роли ртути с запада на восток. Выявлена зональность и в поперечном меридиональном направлении. В северной части рудного поля в лежащем боку Северного сброса встречается флюорит, входящий в сурьяно-флюоритовые руды. Далее к северу и востоку в кварце появляются акцессорные золото и золотосодержащий пирит.

Оруденение формировалось на заключительных этапах варисийского тектоно-магматического цикла, до проявления шарьяжей. Гидротермокарстовая активность продолжается на месторождении до сих пор, что выражается в существовании внутрикарстовых термальных источников. По-видимому, рудообразование было связано с развитием крупной гидротермокарстовой системы, от которой в настоящее время сохранились только полости вертикальной зоны циркуляции, являвшиеся рудоподводящими и заполненные позднее натечными агрегатами карбонатов. Окремнение известня-

ков под экраном сланцев параллельно с выщелачиванием и формированием полостей, гравитационное обрушение кровли полостей и рудоносных джаспероидов, цементация брекчий кварцем, антимонитом, флюоритом параллельно с кольматацией полостей — таковы основные этапы развития этого типичного гидротермокарстового месторождения, относящегося к комбинированному Т-образному структурному типу, впоследствии усложненному складчато-блоковыми и шарьяжными дислокациями.

Месторождение ртути **Ташрабат** в Киргизии в Северном Тянь-Шане, по Е. Н. Беляковой [1978 г.], залегает в карбонатно-терригенной формации верхнего силура, представленной в основном известняками и сланцами, залегающими на древней гнейсовой толще.

Оруденение локализовано в карбонатном горизонте, имеющем следующее строение: темно-серый тонкослоистый известняк с прослоями доломитов (8 м), светло-серый грубослоистый известняк (2,5 м), темно-серый грубослоистый известняк (5,5 м), светло-серый массивный известняк (4 м), темно-серый и черный доломитизированный массивный известняк (26 м). Общая мощность горизонта изменяется от 30 до 70 м.

Выделяются три морфогенетических типа рудных тел: 1) гнездо- и жилообразные кальцитовые тела, 2) зоны вкрапленных руд в карбонатных породах, 3) карстовые полости, кольматированные смесью обломочного материала с продуктами изменения вмещающих пород и руд — глинистым веществом, гипсом, скородитом. Киноварь в полостях располагается обычно послойно, чередуясь с карстовым обломочным заполнителем. Слои повторяют контуры дна полости.

Кроме главных минералов, слагающих руды, — киновари и кальцита отмечаются: ртуть самородная, гипс, кварц, флюорит, арагонит, реалгар, аурипигмент, лимонит, пирит. Киноварь представлена мелко-, крупнокристаллической и порошковатой разновидностями. Преобладает мелкокристаллическая киноварь, образующая мелкие вкрапленники, гнезда до 15—20 см в кальците или в известняке.

Крупнокристаллическая киноварь темного цвета локализуется в карстовых полостях в виде хорошо ограненных ромбодрических кристаллов 1—3 мм (до 1 см) в поперечнике. Встречается киноварь, образующая мелкие (до 0,1 мм) окатанные зерна совместно с обломочным кварцем, отложенная по плоскостям слоистости темно-серых доломитизированных известняков с тонкими прослоями сланцев.

В мелкокристаллической киновари присутствуют примеси кремния, алюминия, магния, кальция, железа, марганца, титана, меди, цинка, кадмия и бария, а в крупнокристаллической, кроме того, — примеси свинца, серебра, мышьяка и германия.

Месторождение является гидротермокарстовым, впоследствии измененным в верхней части холодным карстом.

Ртутное рудное поле **Бирксу** в Южной Киргизии на северном склоне Туркестанского хребта, по данным В. П. Федорчука [52], С. К. Шатемирова и др. [57], протягивается более чем на 15 км и включает в себя несколько самостоятельных месторождений.

Рудовмещающая карбонатная формация состоит из доломитов девона, массивных рифовых и слоистых известняков визе и слоистых кремнистых известняков намюра. Рудоносные карбонатные породы, слагающие запрокинутую к северу Андыгенскую антиклиналь, надвинуты на терригенные отложения среднего карбона, перекрываются надвинутыми с юга сланцами нижнего и среднего палеозоя. Широко развиты системы дизъюнктивов — от крупных сбросов до зон трещиноватости.

Оруденение распространено по всему разрезу карбонатной формации, но различается морфологией и размерами залежей. В девонских доломитах встречаются гнезда киновари, реже жилы, ответвляющиеся от сбросов. Выше — в слоистых известняках визейского яруса — оруденение наиболее бедное. В рифовых известняках находятся гнездовые, Т-образные, столбообразные и штокверковые тела. В слоистых кремнистых известняках намюра вблизи контакта с рифами развиты согласные залежи, четковидные и секущие жильные тела киновари, а также согласные и секущие тела флюорита.

Наиболее богатые руды наблюдаются на контакте массивных и тонкоплитчатых известняков на участках осложнения межформационных контактов взбросо-надвигами с притертыми плоскостями, играющими роль экранов. В этой ситуации образуются согласно секущие залежи длиной до нескольких десятков метров, имеющие жилообразную форму с ответвлениями и раздувами. В рифовых известняках развиваются очень крупные штокверковые тела. Гнездовые руды локализируются на пересечении нарушений. В целом наиболее благоприятны для локализации оруденения так называемые пятнистые известняки — крупнообломочные конгломератобрекчи, возникшие на контактах массивных рифовых известняков с прилегающими и перекрывающими их с угловым несогласием слоистыми и плитчатыми известняками.

Особенно богатые руды, образующие крупные раздувы, называются «печеночной киноварью» за буровато-красный цвет и повышенную плотность. Нерудные минералы представлены кальцитом, реже кварцем. Встречаются самостоятельные жилы и согласные залежи флюорита.

Исследователи, изучавшие рудное поле, не отмечают проявления карстовых процессов. Однако приведенная краткая характеристика морфологии залежей и рудоносных пород не оставляет сомнений в его гидротермокарстовом происхождении. В структурном отношении рудное поле является лабиринтовым, Т-образным.

Месторождение **Ташбулак** в Киргизии (на востоке Андыгенского района) описано С. К. Шатемировым, К. К. Курманалиевым, Н. Д. Турдукеевым [1976 г.].

Оруденение приурочено к газской свите известняков с желваками кремней ранне-среднекаменноугольного возраста, мощностью от 100 до 500 м. Рудные тела, залегающие в известняках газской свиты, экранированы мергелями и глинистыми сланцами. Чистые разновидности известняков хорошо карстуются с образованием коррозионно-гравитационных брекчий и полостей. Наиболее богатые рудные тела локализуются в зонах кварц-карбонатных брекчий. В отличие от других месторождений района, на Ташбулаке преобладают и массивные руды, сложенные кварц-флюорит-карбонатными брекчиями с киноварью.

Выделяются две разновидности руд: 1) кварц-карбонатная брекчия с киноварью и реже флюоритом в зонах тектонических нарушений, 2) кварц-карбонатно-киноварная порода в карстовых полостях, состоящая из тонкообломочной киновари и песчано-глинисто-карбонатного материала. В качестве примесей в киноварных рудах отмечаются мышьяк, сурьма, свинец, медь, серебро, молибден, никель, селен, теллур и таллий.

Северная Америка

Ртутнорудный район **Терлингва** (США, Техас), описание которого дается по материалам Р. Иетеса и Г. Томпсона [1959 г.], включает несколько месторождений ртути: Чизос, Марипоза, Фреска, Рейнбад, Уалдрон и др.

В терригенно-карбонатный комплекс мелового возраста входят следующие подразделения. В основании разреза эрозией вскрыты лишь верхи главной рудоносной формации нижнего мела, сложенной плотными светлыми тонко- и грубослоистыми известняками Девилс-Ривер мощностью 270 м. Оруденение приурочено к самой верхней части этой формации, к интервалу 12 м; перекрывают формацию глины Грейстон (65 м). Выше следует силл щелочных порфиров и грубослоистые белые плотные известняки Буда (15—35 м). Выше лежащая терригенно-известковая формация Бокилос (350 м) сложена песчанстыми и глинистыми известняками, переслаивающимися с глинами. В формациях Буда и Бокилос располагаются киноварь-кальцитовые и ртутоносные трубообразные тела брекчий.

Выше по разрезу следует песчано-известняково-глинистая формация Терлингва (200—350 м). Завершают разрез песчаники и глины (70—100 м), обломки которых встречаются в брекчиевых трубках ниже по разрезу и цементируются рудоносной глиной.

Одной из основных структурных особенностей района является наличие крупного субмеридионального разлома, входящего в систему кордильер. Интенсивное трещинообразование связано с внедрением интрузий. Оруденение встречается не только в известняках.

Месторождение **Марипоза** среднее по запасам ртути: добыто около 1000 т металла. Оруденение приурочено в основном к верхнему 12-метровому интервалу разреза карбонатной формации

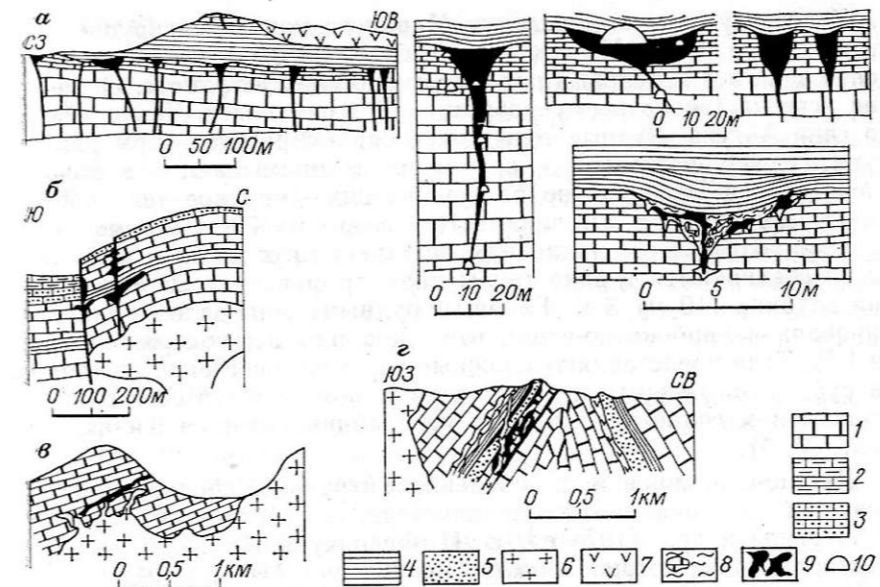


Рис. 33. Разрезы месторождений ртути.
а — Марипоза [79], общий вид и детали; б — Чизос [79]; в — Гвадалкацар [Мактер Л., Коллинз Х., 1955 г.]; г — Хуанкавелика [Иетес Р., Кент Д., 1945 г.].
1 — известняки; 2 — мергели; 3 — писчий мел; 4 — сланцы; 5 — песчаники; 6 — интрузивные породы; 7 — вулканические породы; 8 — карбонатно-глинистые кольматолиты; 9 — рудные тела; 10 — горные выработки.

Девилс-Ривер. Рудные тела представляют собой пластообразные зоны коррозионно-гравитационных глинисто-карбонатных брекчий в вертикальных карстовых полостях: трубах, колодцах, шахтах, рвах, крупных воронках. Полости контролируются тектоническими трещинами северо-восточного направления. Руды концентрируются чаще в верхних частях брекчиевых тел. Кроме вертикальных тел описаны «пещеры и камеры». Встречаются реликтовые полости с кальцитовыми натечными образованиями и самородной ртутью.

Размеры рудных тел колеблются от 1—2 до 60 м и в среднем составляют 12—15 м в поперечнике и до 600 м по простиранию. Оруденение прослежено на глубину до 250—300 м. Некоторые рудные тела содержат до 20 т ртути. Руды состоят из киновари и самородной ртути, встречаются комплексные соединения, возникшие под влиянием поздних поверхностных вод, несущих большое количество органики. Наиболее распространены аморфная порошковая киноварь в глинисто-карбонатном заполнителе, а также вкрапленники, жилки, почки, реже массивные и корковые руды в полостях. Самые богатые руды содержат до 50 % ртути, обычные 1—2 %. Наиболее распространенным жильным минералом является кальцит. Месторождение относится к гидротермокарстовым, а в структурном отношении — к комбинированному Т-образному типу (рис. 33, а).

К востоку от месторождения Марипоза находится крупное месторождение **Чизос**. На нем добыто более 3000 т ртути. Месторождение залегает в меловых породах аналогично Марипозе. Оруденение встречается по всему разрезу — от известняков Девилс-Ривер до глин Айгуйа. Рудные тела имеют жилообразную форму, вытянуты в северо-восточном направлении и примыкают к восточной части сброса Чизос. Одно из крупнейших — «рудное тело 550» — имеет длину 120 м, мощность 10 м и высоту 70 м. Форма тела сложная: крылья его наклонены навстречу друг другу и в средней части соединяются в виде трубы диаметром вверху 20 м, а внизу (на глубине 110 м) 3 м. Главным рудным минералом является киноварь в карбонатно-глинистом заполнителе; содержание ртути 1 %. Тела представляют сложные карстовые системы, состоящие из субгоризонтальных и вертикальных полостей. Месторождение относится к гидротермокарстовым, комбинированным Т-образным (рис. 33, б).

Ртутно-сурьмяное месторождение **Уйтцук** (Мексика) характеризуется по данным Дж. Макалестера, Д. Ортица, Ж. Танелла, Р. Лернеда и др. [1976 г.], В. П. Федорчука [53]. Это крупное месторождение, которое эксплуатировалось с 1869 по 1943 г., дало 2500 т ртути и 740 т сурьмы. Общие запасы составляли, видимо, 5000 т ртути и 15 тыс. т сурьмы. В пределах рудного поля отрабатывалось около 10 самостоятельных участков, наиболее крупные из них Сан-Августин, Ла-Круц и Агуа-Салада.

Оруденение приурочено к карбонатной формации мелового возраста, сложенной известняками, доломитами, ангидритами и гипсами. Происхождение гипсов и ангидритов не совсем ясно. Они могли образоваться при энгенетических процессах как продукт метасоматического замещения сульфатами известняково-сланцевых брекчий или при гипергенных процессах в результате воздействия на породы серной кислоты, образовавшейся при окислении руд метеорными водами. Ангидрит распространен на руднике до глубины 210 м, доломит — до 235 м.

Рудные залежи связаны с одним из горизонтов ангидритизированных гипсов, заключенным между массивными органогенными известняками, в кровле окварцованными. Основная масса рудных тел концентрируется не в самих гипсах и ангидритах, а в маломощном (до первых десятков метров) пласте брекчиевидных доломитов. Пласт залегает моноклинально, погружаясь к северо-западу под углом 20—50°. Оруденение развито только в северной части полосы ангидритов на площади около 3×1 км. Рудное тело ограничено массивом гранит-порфиоров; меньшая интрузия того же состава выявлена в южной части района (см. рис. 36, б).

Рудные тела представлены гнездами, линзами и столбами в известняково-сланцево-гипсовой брекчии. Конкретные тела брекчий отвечают карстовым шахтам, залам, рвам и воронкам; объем отдельных очистных камер составлял многие тысячи кубических метров, а размеры наиболее крупных рудных столбов достигали

110×50×40 м. Месторождение отработано до глубины 215 м, некоторые рудные столбы прослежены до 245 м.

Руды месторождения сложены ливингстонитом — сложным сульфидом ртути и сурьмы. Зернистые агрегаты ливингстонита цементируют карстовые брекчии и выполняют пустоты в виде темно-красной землистой массы в тесной ассоциации с самородной серой, составляющей до 20 % объема руды. Сера образует кристаллы и их сростки, массивные скопления и прожилки. Редко встречаются прожилки и вкрапленники киновари, метациннабарита, гвадалкацарита, антимонита, пирита и редких сульфидов селена (тиманнита и онофрита) и таллия. Жильные минералы представлены доломитом, ангидритом, кальцитом, реже присутствуют флюорит и графит.

Вторичные руды образуются при поздних карстовых процессах с участием кислотных вод. Их основу составляют скопления тонкой смеси стибиконита с порошковой киноварью.

Наиболее богатые руды находились на верхних горизонтах и содержали до 5 % Hg и 20 % Sb; на нижних горизонтах их содержание не превышает 3 и 1 % соответственно.

Образование месторождения связано с гидротермокарстовыми процессами, интенсивно проявившимися в легкорастворимых гипсах и ангидритах и несколько слабее в известняках и доломитах. В условиях поверхностного холодного карста гидротермокарстовые руды окислены и частично переотложены.

Месторождение ртути **Гвадалкацар** (Мексика) охарактеризовано по данным Л. Мактера и Х. Коллинза [1955 г.]. За время эксплуатации до 1930 г. на нем добыто около 3000 т ртути.

Оруденение приурочено к плотным неизменным известнякам с линзами гипса и прослежено более чем на 2 км в северо-западном направлении. Пласты полого падают на юго-запад. Многие возвышенности покрыты слоем гипса, отложенным из источников. В районе развиты покровы андезитов. Крупная интрузия гранитов слагает хребет к востоку от месторождения (рис. 33, в).

Оруденение сконцентрировано в полостях гидротермокарста, развитых как в известняках, так и в гипсах. Полости заполнены карстовыми глинисто-карбонатными брекчиями; одна из разновидностей заполнителя нацело состоит из глины, игравшей в дальнейшем роль местного водоупора. Иногда такие полости достигают 200 м в длину и 5 м в ширину. Встречаются пещеры, зафиксированы случаи провала кровли подземных полостей.

Оруденение представлено киноварью. Наиболее развита тонкая пылевидная ее вкрапленность в карстовом заполнителе, имеющая вид темно-красной землистой массы, но встречается и кристаллически-зернистая киноварь в свободных полостях и трещинах.

Формирование месторождения связывают с постмагматическими растворами, сформировавшимися после внедрения гранитов. Под действием этих кислых вод в известняках образовались послонные зоны огипсования. Гипсы наследуют слоистость и элементы залегания известняков. При этом около половины материала

ла выносятся растворами и отлагается на поверхности. Таким образом, месторождение является гидротермокарстовым и может быть отнесено к простому горизонтальному морфологическому типу.

Сурьмяное месторождение **Сан-Хосе** (Мексика, штат Сан-Луис-Потоси) охарактеризовано по В. П. Федорчуку [53]. На месторождении добыто около 75 тыс. т металла, площадь рудного поля составляет 4×3 км. Отрабатывались только богатые руды (более 30 % Sb).

Рудоносная терригенно-карбонатная формация представлена 700-метровой толщей переслаивающихся юрских известняков, мергелей и глинистых сланцев. Оруденение приурочено к верхней части пачки массивного грубослоистого известняка мощностью 250 м, перекрытого экраном глинистых сланцев (100 м). Рудовмещающая толща смята в пологие складки сундучного облика, крылья которых осложнены системой крутопадающих малоамплитудных разрывов.

Характерна многоярусность в расположении рудных тел. Выделяется от двух до четырех рудоносных пластов, выдержанных по простиранию на первые километры и по мощности составляющих 0,5—5,5 м. Верхний рудный горизонт находится в 6—8 м от кровли известняковой пачки.

Вещественный состав руд необычен. Почти полностью они состоят из оксидных соединений сурьмы — валентинита, сервантита, стибиконита.

Формирование месторождения происходило под воздействием высококарбонатных и хлоридных термальных вод, взаимодействующих с карбонатными породами при гидротермокарстовом выщелачивании с частичным окремнением и перекристаллизацией породы. Месторождение относится к гидротермокарстовому многоэтажного морфологического типа.

Южная Америка

Рудный район **Хуанкавелика** расположен в Перу, в области водораздела Восточных Кордильер. Его описание дается по Р. Иетесу и Д. Кенту [1945, 1951 гг.]. Рудоносная часть мезозойского разреза в интервале верхняя юра — верхний мел представляет вулканогенно-терригенно-карбонатную толщу, в нижней и верхней частях которой развиты преимущественно карбонатные формации (200 м внизу и 600 м вверху), а в средней — известняково-аргиллито-песчаная формация (500 м) и эффузивно-пирокластическая базальт-дацитовая вулканогенная моласса (500 м) (рис. 33, г). Рудоносная толща с несогласием перекрыта вулканогенно-известняковой молассой палеогена (120 м), на которой располагаются покровы базальтов, андезитов и риолитов неогена.

Во всех подразделениях, исключая молассы, содержатся промышленные месторождения ртути. Основные месторождения находятся в нижней части формации Махей позднемелового (?) возраста, имеющей трехчленное строение. Нижняя пачка сложена

среднеслоистыми известняками с пластами мергелей, средняя — тонкослоистыми известняками с небольшим числом прослоев сланцев и мергелей, верхняя — среднеслоистыми известняками с прослоями красноцветных сланцев. К формации Махей приурочены месторождения Ботка-Пунко, Сан-Рока, Пукакапа, Фолтрикера. В песчано-карбонатной формации Гран Фараллон (нижний мел) располагаются главные рудные тела месторождений Санта-Барбара, Тесаро-Орхо, Ярампа, Такча и Арика. С середины XVI века в районе добыто более 50 тыс. т ртути. Структурой первого порядка является крупная антиклинальная складка, осложненная сбросами и зонами дробления. Оруденение локализовано в нарушенном крыле антиклинали, падающем под углом 60°.

Рудное поле Хуанкавелика представляет собой полосу длиной 8 км и шириной 2 км меридиональной ориентировки. Рудные тела в известняках имеют уплощенную форму, соответствующую форме субгоризонтальных и жилкообразных зон карстовых брекчий. Преобладают линзовидные брекчиевые уплощенные пологие тела. Как правило, глубина полостей достигает 25 м (редко 80 м).

Руды сложены киноварью, второстепенными пиритом, арсениопиритом, реальгаром и редкими галенитом, сфалеритом, антимонитом. Жильные минералы представлены кварцем, кальцитом, баритом, встречаются углеводороды. Руды прожилково-вкрапленной текстуры. На верхних горизонтах добывалась богатая руда с содержанием ртути до нескольких десятков процентов, но на глубине 450 м содержание ее снизилось до 0,1—0,2 %.

Форма рудных тел (см. рис. 33, г) свидетельствует, что они очень близки к карстовым системам с преобладанием горизонтальных полостей. Морфология и ориентировка рудоносных брекчиевых зон, структурный рисунок рудного поля в целом указывают на его карстовую природу, хотя исследователи месторождения не сделали этого вывода. Месторождение относится нами к гидротермальным карстовым, а в структурном отношении — к лабиринтовым каскадным с преобладанием горизонтальных полостей. Эпоха рудообразования фиксируется наличием ртутной минерализации в неогеновых риолитах и базальтах и экранирующей ролью этих пород по отношению к оруденению в верхней части известняков Махей.

Европа

Ртутнорудный район **Монте-Амиата** в Италии включает более 40 месторождений, некоторые из них очень крупные. Наиболее интересными месторождениями являются: уникальное по запасам Аббадия Сан-Сальваторе, Сиеле, Корначино, Монтебуоно (рис. 34). Суммарные запасы ртути оцениваются в 150 тыс. т, добыто уже около 70 тыс. т. При среднем содержании в руде ртути 0,5 % встречались руды с содержанием 20 % и даже 60 % металла.

По Де Кастро, Ф. Фалини [1960 г.], В. П. Федорчуку [52] и др., в районе развит терригенно-карбонатный мезо-кайнозойский комплекс, прорванный постплиоценовыми вулканитами. В основа-

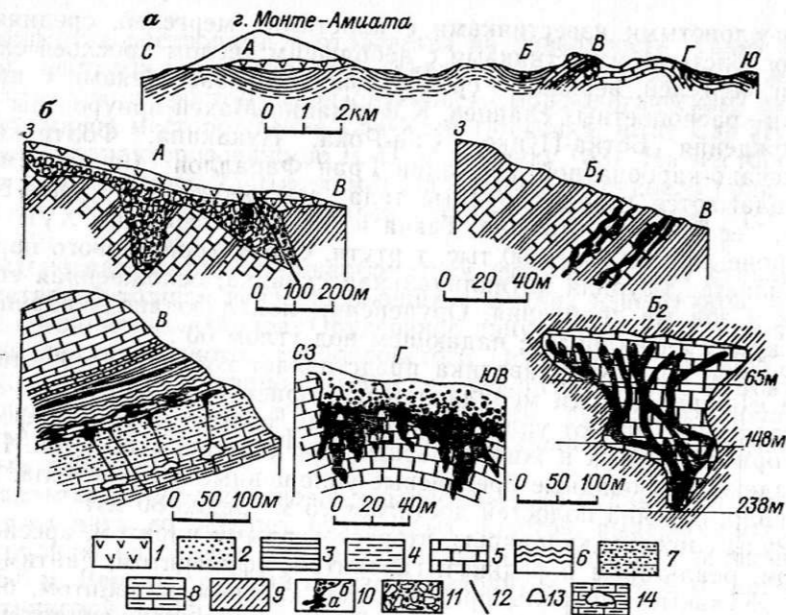


Рис. 34. Ртутные месторождения Италии [63, 77].

а — разрез района Монте-Амиата; б — разрез месторождений: А — Аббадия Сан-Сальваторе, В — Сиеле (В₁ — общий разрез, В₂ — проекция на вертикальную плоскость рудных тел одного из участков месторождения), В — Корначино, Г — Монтебуоно.
 1 — трахиты; 2 — верхнеэоценовые песчаники; 3 — верхнеэоценовые сланцы с прослоями известняков; 4 — среднеэоценовые сланцы; 5 — верхнеэоценовые сланцы с прослоями известняков; 6 — меловые сланцы и известняки; 7 — юрские кремнистые породы, преимущественно известняки; 8 — мергели; 9 — юрские известняки; 10 — киноварные руды (а — массивные богатые, б — бедные вкрапленные); 11 — карстовая брекчия с обломками известняков и трахитов в карбонатно-глинистом цементе, с тонкой вкрапленностью киновари; 12 — разломы; 13 — горные выработки; 14 — карстовые полости в юрских известняках с бедным оруденением.

нии разреза залегают песчано-сланцево-известняковая толща триаса и известняки юры [77], образующие слабо выраженный трансгрессивный ритм. На них расположены фтаниты с кремнистыми сланцами и известняки нижнего мела (60—80 м). Богатое промышленное оруденение локализуется в пласте известняков, замыкающем этот трансгрессивный ритм. Залегающие выше с несогласием отложения мел-палеогенового трансгрессивного ритма начинаются пестрыми сланцами и заканчиваются нуммулитовыми известняками; ритму соответствует терригенно-карбонатная формация с горизонтами красноцветов (150—170 м). Далее следует флишoidная терригенно-карбонатная палеоген-неогеновая формация (240 м) со слабо выраженной трансгрессивной тенденцией. К известнякам формации приурочено богатое промышленное оруденение.

Завершают разрез залегающие с несогласием неогеновые слабо сцементированные песчаники и постплиоценовые трахиты, образующие до трех покровов. Толщи смяты в линейные складки и расчленены крупным субмеридиональным разломом, протягивающимся от вулкана Монте-Амиата на юг на 25 км. Перпендикулярно к раз-

лому располагаются нарушения, к которым приурочены почти все месторождения района. Большой лавовый покров перекрывает площадь около 100 км². Широко распространены в районе теплые серные источники.

На месторождении **Аббадия Сан-Сальваторе** оруденение локализовано в известняках терригенно-карбонатной флишoidной формации палеогена (220—230 м), состоящей из известняков, мергелистых известняков, мергелей, аргиллитов, глинистых сланцев и песчаников. Основная часть руд находится под покровом трахитов вулкана Амиата. Оруденение тяготеет к крупному субмеридиональному региональному нарушению и поперечному широтному разлому, ограничивающему рудное поле.

Вдоль поперечного широтного разлома находится крупная полость, напоминающая карстовый ров, выполненный глинисто-карбонатной брекчией с обломками перекрывающих трахитов с киноварной минерализацией, развитой на протяжении 2,5 км. Трахитовый покров частично разрушен и разбит на блоки (12—15 км²), под покровом располагается дезинтегрированный брекчированный материал, сформированный при карстовом выщелачивании известняков. Трахиты содержат прожилки и вкрапленность киновари с марказитом, инкрустации опала и кальцита.

Рудные тела соответствуют палеокарстовым полостям, кольматированным глинисто-карбонатной сильно измененной массой и обломками перекрывающих их трахитов с тонкодисперсной вкрапленностью киновари (рис. 34, б, А).

Различают три типа заполнителя полостей. Для первого типа, развитого в верхней части полостей, под покровом, характерно преобладание обломков трахитов. Второй тип — рудоносные карбонатно-глинистые породы. В заполнителе третьего типа (в нижних частях полостей) присутствует тонкодисперсная киноварь. Полости относятся к карстовым рвам, воронкам, колодцам и шахтам глубиной до 200 м. Наиболее глубокие шахты на пересечении тектонических нарушений проникают и в юрские известняки.

Благодаря гравитационной дифференциации при пострудных карстовых процессах наиболее богатые руды, образовавшиеся первоначально под экраном покрова, концентрировались в нижней части полостей. Содержание ртути в 30 м под покровом достигало 0,87%, а глубже — более 1%. Глинистые руды плотные или порошкообразные, редко полнокристаллические.

По-видимому, образование первичных карстовых полостей связано с поверхностным карстом до появления первого покрова трахитов. Излияние покрова привело к концентрации стока осадков и к интенсивному росту полостей у его края. Гидротермокарстовые процессы вызвали дальнейшую проработку полостей, провалы в них обломков трахитов и отложение на последних стадиях киновари. Процесс возобновлялся неоднократно, что приводило к оживлению гравитационной дифференциации киновари и к переработке карбонатно-глинистого заполнителя.

Месторождение **Сиеле** находится в районе Монте-Амиата в 12 км к югу от Аббадия Сан-Сальваторе, в сходной с ним обстановке. Рудоносные известняки включают прослойки светло-серых крепких мергелистых и глинистых разностей, переходящих в глинистые сланцы. Падение пластов север-северо-западное под углом 45°.

Рудные тела представляют собой кольматолиты в уплощенных полостях — кавернах и камерах, ориентированных по напластованию пород. Зоны минерализованных полостей до 100 м шириной, мощностью более 2,5 м протягиваются более чем на 100 м (рис. 34, б, Б₁). На месторождении встречены крупные блоки известняка, залегающие в мергелях. В этих изолированных блоках развиты сложные системы палеокарстовых полостей с элементами как холодного карста, так и гидротермокарста (рис. 34, б, Б₂). Полости заполнены смесью глины, известняковых обломков и мергелей с киноварью. Наиболее богатые руды содержат до 60 % ртути. На глубине богатые руды в полостях сменяются бедной прожилковой минерализацией. В нижней части полостей на плотном известняке обычно лежит слой глины, а в карманах пола — наиболее богатые руды. Кровля полостей часто сложена водоупорными глинистыми сланцами и мергелями.

Главным рудным минералом является киноварь с небольшим количеством пирита и марказита.

Месторождение **Корначино** расположено в 3 км к югу от Сиеле. Рудовмещающей является терригенно-карбонатная юрско-меловая формация. Оруденение локализовано главным образом в нижнемеловых известняках мощностью 20 м, меньше — в юрских фтанитах мощностью 40 м и подстилающих их известняках. Рудоносные меловые известняки перекрываются с несогласием пестрыми сланцами, играющими роль экрана (рис. 34, б, В). Месторождение приурочено к широтному нарушению, сопряженному с основным меридиональным разломом. Породы имеют падение от 15 до 20° к северу.

Наиболее крупные и богатые рудные тела в меловых известняках контролируются широтными и меридиональными нарушениями, имеют размеры до 2,5—3 м по вертикали и 1,5—2 м по горизонтали. Отдельные камеры связаны узкими трещинообразными проводниками. Полости выполнены глинисто-карбонатным материалом с обломками известняков, с киноварью и пиритом. В полостях, где кольматолитом является преимущественно глинистый материал без обломков известняка, руды, как правило, бедные. Большое количество обломков способствует повышению проницаемости пород и образованию богатых руд, приуроченных к висячему боку известняков над экраном сланцев.

Бедная прожилково-вкрапленная минерализация в подстилающих юрских сланцах и фтанитах выполняет трещины, служившие подводными каналами для рудоносных растворов. В подстилающих юрских известняках встречаются крупные полости (объемом

несколько сотен кубических метров), но находятся они не непосредственно под полостями в меловых отложениях, а восточнее. Содержание киновари в кольматолитах этих полостей значительно меньше, а запасы незначительные.

Месторождение **Монтебуоно** находится в 3 км от Корначино. Оруденение сконцентрировано в слабосцементированных эоцен-миоценовых песчаниках, выполняющих карстовые полости в нижнепалеогеновых нуммулитовых известняках вблизи ядра пологой антиклинальной складки, в зоне основного меридионального разлома. Мощность песчаников, перекрывающих известняки с пологим угловым несогласием, 20—30 м.

В известняках вдоль основного разлома расположена так называемая «Большая трещина» шириной 2 м и глубиной 40 м. По существу, это карстовый ров, заполненный песчаником с глиной и вкрапленностью киновари. На глубину от трещины отходят вертикальные карстовые полости — воронки, трубы, колодцы, шахты, также заполненные песчанисто-глинистой массой с вкрапленностью киновари. Содержание киновари в верхних частях полостей составляет 0,2 %, а с глубиной увеличивается до 0,4—0,5 %. Стенки шахт покрыты натечной кальцитово-карбонатной корой; в карманах и кавернах находятся гнезда киновари, содержащие до 6 % ртути. Среднее содержание ртути в рудах месторождения около 0,4 %. Развитию вертикальных карстовых полостей способствовала трещиноватость, параллельная главному и поперечному разломам и особенно интенсивно развитая в ядре антиклинальной складки. Вертикальный размах оруденения составляет 60 м (рис. 34, б, Г).

Месторождение **Идриа** в Югославии дало 200 тыс. т ртути и по запасам уступает только Альмадену. Структура месторождения, расшифрованная И. Млакарком и М. Дровеником [1971 г.], представляется как серия надвинутых друг на друга тектонических пластин известняков и доломитов пермо-триаса, разделенных пакетами сланцев того же возраста. Весь ансамбль пакетов надвинут на мергели и песчаники эоцена, на известняки и доломиты мела и юры. Зоны крутопадающих разломов считаются рудоподводящими и рудораспределяющими. Роль рудолокализирующих поверхностей отводится пологим чешуйчатым надвигам, сопровождающимся тектонической глиной [52].

Основную ценность на месторождении представляют согласные богатые, в основном столбообразные залежи массивной киновари в зоне контакта карбонатных пород (преимущественно доломитов) с перекрывающими (экранирующими) их сланцами, обычно углесто-глинистыми. Среди других структурно-морфологических типов рудных тел Идрии отмечаются штокверки в доломитизированных известняках, секущие минерализованные зоны дробления в породах разного состава, гнезда и жилы. Их промышленное значение невелико.

Сурьмяное месторождение **Столице** (Югославия) входит в рудный район Заяча-Крупени. Его характеристика дана по В. П. Фе-

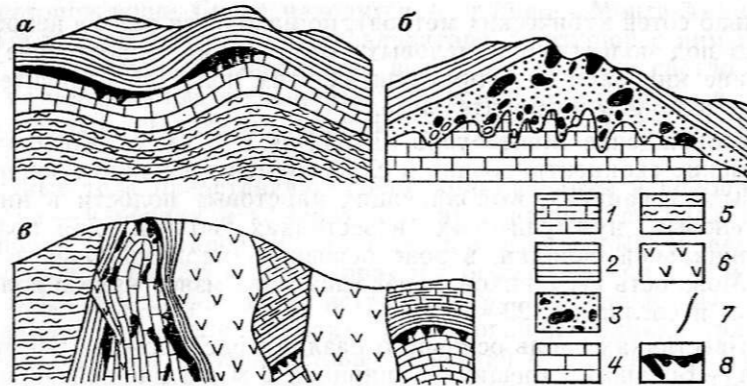


Рис. 35. Разрезы сурьмяно-ртутных месторождений Югославии. а — Заяча; б — Лиза (по С. Янковичу [1960 г.]); в — Столице (по А. Дуричковицу [1960 г.]). 1 — известняки верхней перми; 2 — сланцы и песчаники перми; 3 — карстогенные рудоносные отложения; 4 — известняки среднего карбона; 5 — сланцы и песчаники нижнего карбона; 6 — миоценовые андезиты-дациты; 7 — разломы; 8 — рудные тела.

дорчуку [53], А. Дуричковицу и С. Янковичу [1960 г.]. Рудовмещающими являются среднекаменноугольные известняки, перекрытые пермскими сланцами и песчаниками. Верхнепермские известняки венчают разрез. На фланге месторождения распространены нижнекаменноугольные сланцы и песчаники, приподнятые до эрозионного уровня по крупному тектоническому нарушению (рис. 35). Структура месторождения достаточно сложная. Толща смята в складки разных масштабов, от пологих до сжатых, почти изоклиналиных, и прорвана крупными массивами миоценовых андезитов-дацитов.

Оруденение локализуется в массивных или слоистых известняках, доломитах и джаспероидах под экраном сланцев. Тела рудовмещающих метасоматитов и связанных с ними брекчий выдержаны по простиранию и падению на многие сотни метров (до первых километров), их мощность достигает десятков метров. Однако оруденение развито неравномерно, богатые участки отвечают флексурным перегибам горизонта метасоматитов и пересечению метасоматитов крутопадающими разломами. Рудолокализирующую роль играют также пологие притертые глинизированные нарушения.

Основными минералами рудных зон служат антимонит и кварц, часто встречаются серицит, калиевые полевые шпаты и оксиды сурьмы; редкими являются арсенопирит, пирит, марказит, доломит. Преобладают брекчиевые текстуры руд.

Близкое к рассмотренному строение имеют месторождения Заяча и Лиза, которые отличают отсутствие интрузивных массивов, сравнительно слабая дислоцированность пород (преобладают крупные пологие складки) и широкое развитие палеокарстовых форм в известняках, преимущественно в осевой части антиклиналей.

Африка

Месторождение Айн-Керма (Алжир) охарактеризовано по материалам В. П. Федорчука [53] (рис. 36). С конца XIX века на месторождении добыто около 70 тыс. т концентрата с содержанием до 55 % Sb.

Рудовмещающая толща имеет следующий разрез (снизу вверх): 1) осветленные массивные известняки юрско-мелового возраста, 2) пятнистые рудоносные доломиты, 3) мергелистые известняки верхнего рудного горизонта, 4) сланцы мелового возраста, 5) глинистые известняки эоцена. Месторождение приурочено к сводовой части крупной антиклинали, осложненной флексурными перегибами и расчлененной рядом крутопадающих разломов на блоки.

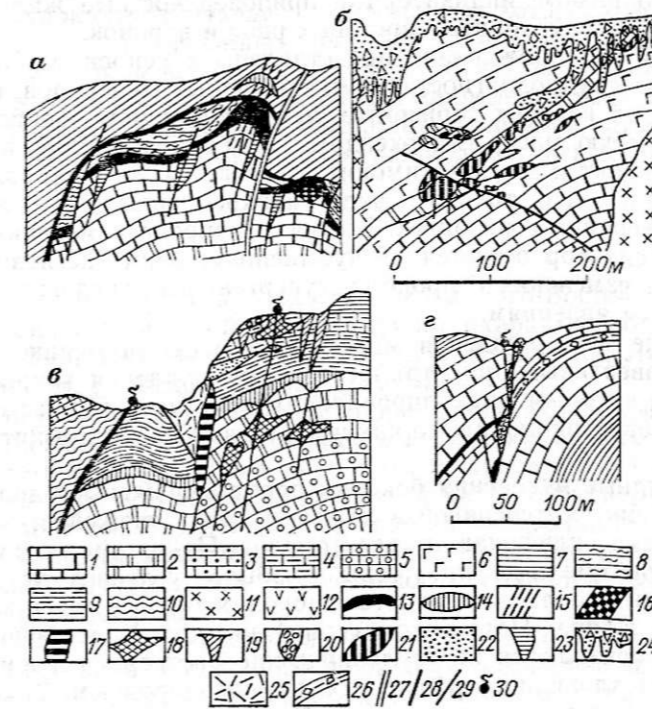


Рис. 36. Схематические разрезы сурьмяных месторождений. а — Кадамджай; б — Уйтцукко; в — Айн-Керма; г — Хамимат (по В. П. Федорчуку [53]). 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глинистые известняки эоцена; 4 — мергелистые известняки; 5 — осветленные массивные известняки; 6 — ангидритизированные гипсы; 7—10 — глинистые сланцы; 7 — силура и девона, 8 — нижнего и среднего карбона, 9 — мезозоя, 10 — эоцена; 11 — гранит-порфировые интрузии; 12 — травертины; 13—21 — рудные тела; 13 — джаспероидные антимонитовые, 14 — седловидные антимонитовые в надрудных сланцах, 15 — зоны секущей минерализации, 16 — антимонит-флюоритовые, 17 — массивных оксидных руд, 18 — оксидных руд в карстовых полостях, 19 — «клинообразные жилы», 20 — сенармонтитовые брекчиевые, 21 — ливингстонитовые; 22 — доломитовая «мука» с оксидными минералами сурьмы; 23 — подрудные карстовые полости с арагонитом; 24 — карстовые полости с четвертичными отложениями; 25 — алунизация в сланцах зоны окисления; 26 — глинистый пропласток в известняках с крупными кристаллами сенармонтита; 27 — крупные разломы; 28 — нальги; 29 — рудораспределяющие мелкие разломы; 30 — источники.

Рудные тела подразделяются на несколько типов. Согласно, выдержанные по простиранию и по мощности меж- и внутриформационные залежи отмечаются в зоне флексурного перегиба контакта известняков и перекрывающих их глинистых сланцев мела. В зоне контакта карбонатный горизонт доломитизирован, что способствовало сохранению полостей, возникших при гидротермальном выщелачивании. Секущие рудные тела представлены мощными зонами рудной минерализации вдоль крутопадающего разлома на юго-западном крыле флексуриобразной структуры, а также серией крутопадающих жил в подстилающих известняках и доломитах и системой клинообразных жил в надрудном горизонте известняков. Особо выделяется мощная секущая залежь массивных оксидных руд вдоль крутопадающего разлома. Рудные тела в полостях карстового растворения пятнистых доломитов и так называемые клинообразные индикаторные приповерхностные жилы очень напоминают кольматолиты карстовых рвов и воронок.

Руды на месторождении представлены в основном плотными скоплениями труднодиагностируемых оксидных минералов, превращающихся на верхних горизонтах при гипергенном окислении в рыхлую белесую массу гидроксидных минералов (гидросервантит, гидростибиконит и др.). Антимонит встречается на месторождении сравнительно редко, только в виде конкреционных выделений в жилах на верхних горизонтах. Вопрос о природе изменений антимонита до сих пор остается дискуссионным; одни исследователи относят эти изменения к процессу супергенного окисления, другие к гипогенным явлениям.

В районе месторождения много термальных источников, отлавливающих травертины. При отработке месторождения вскрывались каналы, по которым циркулировала горячая вода. Сейчас они заполнены травертином, так же как и карстовые полости в пятнистых доломитах.

Околорудные изменения боковых пород выражены в доломитизации, особенно интенсивной в лежащем боку залежей, и осветлении; признаки силификации отсутствуют. По-видимому, рудоносные растворы имели дефицит серы и избыток углекислоты. В приповерхностных зонах по глинистым породам образовалась мощная алунитовая шляпа. Источником серной кислоты, вызвавшей эти изменения, признаются поствулканические растворы переменного состава — от хлоридно-карбонатных к сероводородным. Таким образом, месторождение в основе своей является гидротермокарстовым.

На сурьмяном месторождении **Хамимат** (Алжир) в юго-восточной части Магрибской сурьмянорудной зоны суммарная добыча составила около 5000 т металла. По данным В. П. Федорчука [53], рудовмещающей является толща известняков, перекрытых и подстилаемых глинистыми сланцами мезозоя (см. рис. 36). Месторождение приурочено к флексуриобразному изгибу слоев, осложненному зоной крутопадающего разлома сбросо-сдвигового характера, оперяющегося системой нарушений более мелкого порядка.

Основное рудное тело трубообразной формы, прослеженное до глубины 150 м, сложено известняково-сланцевой брекчией, сцементированной массивным и среднекристаллическим сенармонитом и крупнокристаллическим молочно-белым кальцитом. Кроме того, на месторождении встречены конкреции марказита и пирита размерами несколько сантиметров и очень редкие примазки порошковой киновари. В кристаллах сенармонита встречаются иголки антимонита. Сенармонит развит также в маломощных пропластках светло-серого алеволита, протягивающихся на десятки метров, где он образует цепочки дипирамидальных кристаллов размером до 2 см.

Образование месторождения происходило при действии низкотемпературных растворов (около 100 °С). Термальный вклюд функционирует до сих пор. Его подводящий канал приурочен к изгибу рудоконтролирующего разлома, по которому развивалось трубообразное брекчиевидное тело. На земной поверхности вблизи выхода трубообразного тела находятся отложения травертинов.

Таким образом, формирование месторождения связано с развитием трубообразной гидротермокарстовой системы, которая на заключительном этапе была заполнена рудным веществом и кальцитом.

Азия

Сурьмяные и ртутные месторождения Юго-Восточного Китая (провинции Хунань, Гуйчжоу, Сычуань) охарактеризовали Ф. Тенгрен, Тянь Циц Зюнь, Чжоу Дечжун, Ли Вэньян, Ли Юньсань, Фен Чиде, В. П. Федорчук [53] (рис. 37).

На интенсивно метаморфизованных гнейсах докембрия залегают синийские глинистые сланцы и песчаники мощностью первые сотни метров с прослоями карбонатных пород. Выше по разрезу они сменяются терригенно-карбонатной палеозойской толщей мощностью до 3 км. В основании ее разреза преобладают глинистые сланцы с полиметаллическими ртутьсодержащими рудами; в пачках доломитизированных известняков отмечаются маломощные залежи ртутных руд.

Вышележащая карбонатная толща среднего кембрия суммарной мощностью от 600 до 1500 м содержит несколько выдержанных горизонтов массивных и слоистых доломитов и доломитизированных известняков, разделенных пачками глинисто-мергелистых сланцев. В этих в основном тонкослоистых доломитовых горизонтах расположены главные рудные тела Ваньшаньской группы. Выше по разрезу залегают известняки и доломиты верхнего кембрия, также рудоносные, но в меньшей степени. Разрез (за пределами района) заканчивается известняково-сланцевой толщей с согласными и секущими телами реальгар-аурипигментовых и свинцово-цинковых руд. На карбонатных породах с угловым несогласием залегают красноцветы перми и далее — песчано-глинистые отложения триаса с медными проявлениями.

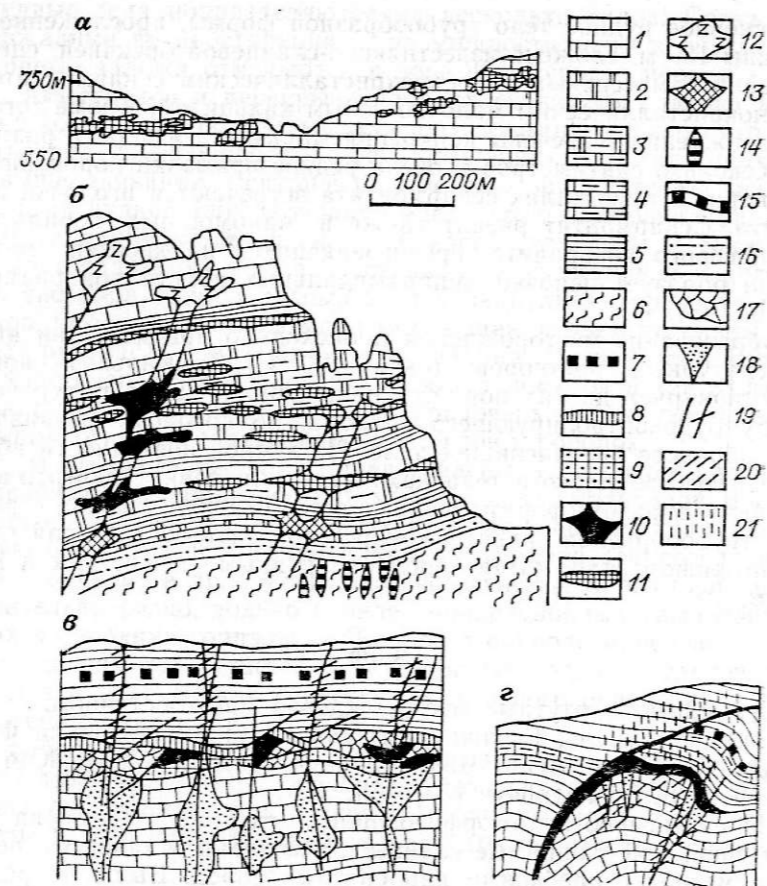


Рис. 37. Схематические разрезы карстовых рудных тел ртутно-сурьмяных месторождений Китая (по В. П. Федорчуку [52]).

а — ртутные рудные тела в провинции Гуйчжоу, приуроченные к палеоуровням грунтовых вод; *б* — Ваньшаньская группа месторождений; сурьмяные месторождения: *в* — Цинлун, *г* — Сигуаньшань.
 1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — глинистые доломиты; 4 — глинистые известняки; 5 — сланцы; 6 — гнейсовидные сланцы докембрия; 7 — сурьмяное оруденение в пачке надрудных известняков; 8 — джаспероиды; 9 — карбонатная брекчия; 10—17 — руды: 10 — сурьмяные (антимонитовые), 11 — ртутные, 12 — полиметаллические, существенно цинковые, 13 — блеклые, 14 — кварц-карбонатные и баритовые жилы с вольфрамово-сурьмяным и медно-полиметаллическим оруденением, 15 — сурьмяное оруденение в пачке надрудных известняков, 16 — горизонт с маломощными пластовыми залежами медных руд, 17 — флюоритовые гнездовые; 18 — подрудные карстовые полости; 19 — тектонические нарушения; 20 — осветление пород; 21 — аргиллизация пород.

Ртутные месторождения Ваньшаньской группы (провинции Гуйчжоу и Сычуань) локализованы в терригенно-карбонатной формации среднего кембрия мощностью от 600 до 1500 м, состоящей из массивных и слоистых доломитов и доломитизированных известняков с прослоями глинисто-мергелистых сланцев. Рудоносная формация перекрывается верхнекембрийской доломито-известняковой формацией.

Рудоносная карбонатная толща залегает моноклинально или горизонтально. Послойные рудоносные брекчии приурочены более чем к 14 стратиграфическим уровням, но основные запасы локализованы в двух-трех пластах доломитов. Рудные тела имеют линзо- и пластообразную форму. Они достигают первых километров в длину при ширине сотни метров и мощности до первых десятков метров.

Рудная минерализация представлена крупнокристаллической киноварью, редко — антимонитом, реальгаром, аурипигментом, сфалеритом, в надрудных сланцах распространен пирит. Из жильных минералов развиты доломит, битумы (антраколит), кальцит, кварц, барит. На стенках крупных полостей встречаются хорошо ограненные кристаллы и друзы киновари, достигающие 5—7 см в поперечнике. Отличительной особенностью киновари этих месторождений является богатство селеном, содержание которого достигает 1%. Интересно также повышенное содержание твердых битумов (антраколита) в цементе рудоносных брекчий.

Формирование месторождений Ваньшаньской группы происходило при участии средне-низкотемпературных (250—50 °С) растворов, которые поступали из областей высоконапорного артезианского бассейна в краевые его части по водопроницаемым горизонтам. Наиболее активное гидротермокарстовое выщелачивание осуществлялось в горизонтах осветленных, частично перекристаллизованных доломитов с ослабленными плоскостями напластования (см. рис. 37). Крупные полости формировались на участках сочленения или пересечения субпараллельных малоамплитудных нарушений, затухающих в кровле надрудных пород, с зонами внутрiformационного расслоения.

Сотни мелких и средних однотипных месторождений возникли в провинциях Хунань, Гуйчжоу, Сычуань и др. По общим запасам они соизмеримы с крупнейшими месторождениями мира.

Кроме первичных гидротермокарстовых месторождений в этих районах, особенно на плато Гуйчжоу, широко развиты инфлюационно-карстовые осадочные месторождения киновари. В условиях влажного субтропического климата на известняковом плато высотой 1—2 км, прорезанном глубокими долинами, возник резко расчлененный карстовый рельеф с останцами и бессточными впадинами. Здесь широко развит как поверхностный, так и глубинный карст. Эти условия способствуют интенсивному латеритному выветриванию. Кобы мощностью до 15 м на мергелях и первые метры на известняках часто содержат киноварь, которая смывается поверхностными водами в карстовые полости. В результате в воронках, рвах, колодцах, шахтах, ходах образуются инфлюационные залежи. Поверхностные полости содержат плохо сортированную смесь кристаллов, мелких зерен киновари, заключенных в массу глинисто-щебенистого материала.

В подземных полостях глинистый материал с кристаллами, обломками и тонкой вкрапленностью киновари концентрируется в структурно-морфологических ловушках карстовых систем — в водо-

бойных котлах, на поворотах ходов, у сифонных колен. Встречаются как палеокарстовые коллекторы, так и современные системы, в которых осадки с тонкодисперсной киноварью скапливаются во время паводков, когда расход водотоков достигает многих кубических метров в секунду. В межень, когда полости осушаются и доступны для отработки, «красная земля» транспортируется в корзинках на поверхность.

На разрезах видно (см. рис. 37), что карстовые полости контролируются уровнями речных террас, хотя по форме они больше похожи на древние гидротермокарстовые системы. Возможно, это связано с унаследованным развитием молодого холодного карста по древнему гидротермокарсту. В структурном отношении эти месторождения относятся к лабиринтовому комбинированному многоэтажному типу со значительным преобладанием горизонтальных составляющих над вертикальными. Другая группа месторождений плато, менее значимая в практическом отношении, относится к инфлюационно-карстовому генетическому типу, к разветвленному и лабиринтовому структурному типу.

Уникальное по запасам сурьмы месторождение **Сигуаньшань** в Китае (провинция Хунань) находится в юго-восточной краевой части Цзяньнаньского срединного массива. По В. П. Федорчуку [53], цокольная часть массива сложена досинийскими гнейсами. В основании верхнего структурного яруса залегают обычно карбонатные отложения кембрия. Собственно рудовмещающая толща массивных и грубослоистых известняков верхнего девона перекрыта терригенно-карбонатными отложениями нижнего карбона с глинистыми сланцами в основании, под которыми располагается горизонт джаспероидов мощностью в осевой части от 20 до 80 м.

Линзо-, гнездо- и столбообразные тела брекчий джаспероидов особенно интенсивно развиты вдоль зоны рудоподводящего сброса, в обоих его крыльях, а также вдоль крутопадающих трещин, расчленяющих сводовую часть складки на блоки. Брекчиевидные тела на глубине переходят в карстовые полости, заполненные кальцитом (см. рис. 37). Наиболее богатые, содержащие до 20 % сурьмы руды локализованы в сводовой части брахантиклинали, где ими сложены выдержанные залежи, мощность которых составляет до трети от мощности горизонта джаспероидов. В юго-восточном направлении по мере погружения оси складки оруденение ослабевает, приобретая гнездовой характер. На северо-востоке, где шарнир резко погружается, оруденение выклинивается.

Объемы богатых рудных тел (с содержанием не менее 10 % Sb) достигают сотен и тысяч кубических метров. Форма их изометричная, реже жилеобразная. Вертикальный размах оруденения превышает 1200 м. Признаки оруденения встречаются и в надрудной толще переслаивающихся сланцев, известняков, песчаников и доломитов. Экранирующую рудолокализирующую роль выполняла пачка глинистых сланцев мощностью 30 м, а также притертые глинизированные тектонические плоскости вдоль основного сброса.

Практически единственным полезным рудным минералом явля-

ется антимонит, ассоциирующий с кварцем. Изредка встречаются валентинит, пирит, барит. Элементами-примесями в рудах являются мышьяк, ртуть, цинк и вольфрам. Барит встречается только на верхних горизонтах, где образует массивные агрегаты и щетки крупных полупрозрачных кристаллов. Валентинит обнаружен на самых глубоких горизонтах в полостях совместно с игольчатым антимонитом.

Формирование месторождения связано с гидротермокарстовыми процессами. Вертикальные полости вдоль крутопадающих трещин до сих пор сохранились свободными и имеют объем до нескольких сотен кубических метров. По-видимому, описанные джаспероиды возникли при подэкранном выщелачивании известняков и формировании коррозионно-гравитационных брекчий, которые позднее служили рудоподводящими и рудолокализирующими структурами. В верхних частях залежи достаточно часто встречаются крупные камеры с кристаллами антимонита саблевидной формы длиной более 0,5 м.

Месторождение относится к гидротермокарстовому, лабиринтовому комбинированному Т-образному структурному типу.

Сурьмяное месторождение **Цинлун** расположено в провинции Гуйчжоу на юго-востоке Китая, приурочено к верхней части разреза верхнего структурного яруса Южно-Китайской платформы, выполняющего глубокий прогиб. Рудовмещающими являются известняки карбона, перекрытые сланцами перми с пластом углистых, сильно пиритизированных пород. На участке месторождения порода залегают практически горизонтально.

Оруденение локализовано в межформационной залежи джаспероидов, развитых под экраном сланцев. Мощность зоны окварцевания всего лишь несколько метров, но площадь значительная — 10×3 км. Наряду с окварцеванием в этой зоне проявилась и флюоритизация. Гнезда антимонита приурочены к мелким складкам, осложненным зонами крутопадающих трещин, вдоль которых наблюдаются раздувы рудоносного горизонта брекчирования, а под ними — подрудные карстовые полости значительного объема (см. рис. 37).

В перекрывающих рудоносные известняки сланцах, особенно в угленосных пропластках, встречается большое количество сингенетического пирита. При его окислении метеорными водами образуется серная кислота, просачивающаяся к окремненному рудоносному брекчиевому горизонту и воздействующая на антимонит и флюорит. В результате образуются гидросервантит (по антимониту) и геарксутит (по флюориту).

Принято считать [53], что подрудные полости появились под действием этих кислых вод. Надо думать, что это не так. В первую очередь были бы уничтожены рудные тела, и возникли бы сплошные зоны дезинтеграции по всей мощности карбонатных пород. Этого не наблюдается. Ослабленное воздействие кислых карстовых вод может только изменять и увеличивать уже имеющиеся полости. Аналогичные гидротермокарстовые пустоты, приуроченные к кру-

топадающим рудоподводящим тектоническим нарушениям, которые контролируют расположенные выше рудные тела, встречаются на многих сурьмяных месторождениях, где нет пиритсодержащих пород.

Полости вертикальной зоны гидротермокарстовых систем служили рудоподводящими структурами. Под экраном сланцев возникла зона гидротермальных коррозионно-гравитационных брекчий, на которую наложилась рудная стадия гидротермокарста — отложение сурьмы и флюорита с окремнением рудоносных брекчий и развитием роговиков в сланцах.

Таким образом, месторождение является гидротермокарстовым, а в структурном плане относится к комбинированному Т-образному лабиринтовому типу. Основная часть оруденения локализована в верхней, согласной, зоне брекчий.

УРАН

Роль карста в формировании месторождений урана выявлена сравнительно недавно [30]. Как и для большинства других карстоворудных объектов, применительно к урановым месторождениям обычно рассматривается лишь модель холодного карста, с которым действительно связаны некоторые инфильтрационные месторождения, например Иилирри в Австралии или месторождения рудного района Бакума в Африке. Модель холодного карста применена и к крупному месторождению Итатия (Бразилия), представляющему по существу метаморфизованные ураноносные палеокарстовые фосфориты [Айрес Г., Анжейрас А. и др., 1982 г.].

Попытки приложения палеокарстовой системы к крупным и уникальным рудным полям Джабилука, Рейнджер, Рам-Джангл, Саут-Алигейтор (Австралия) породили целую серию противоречивых вариантов, рассмотренных Н. П. Лаверовым и др. [30], среди которых гидротермокарстовая модель отсутствует. Ниже дается краткая характеристика некоторых зарубежных типичных карстовых месторождений.

Современное месторождение урана **Иилирри** (Западная Австралия) образовано грунтовыми водами в карстовых полостях на испарительном барьере в условиях жаркого климата, засоленных почв, на глубине не более 14 м от земной поверхности.

В ураноносном районе **Бакума** (Центральноафриканская республика) одноименное месторождение залегает в протерозойской доломитовой формации. Уран-фосфорное оруденение находится в карстовых впадинах раннемелового возраста, развитых в долинах. Серия таких впадин — колодцев ориентирована в северо-восточном направлении согласно с простиранием тектонических нарушений. Глубина колодцев и рвов с крутыми бортами достигает 80 м при ширине от 70 до 150 м.

Карстовые формы кольматированы обломочным гравийно-щебенчистым материалом и красной глиной; ожелезненными и местами окремненными красными известняками и на последней стадии

кольматации — не выдержанными по мощности глинистыми, сидеритовыми и фосфатно-кремнистыми отложениями, содержащими мелкозернистый карбонат-фторпатит (до 50 %). В приповерхностной зоне развиты отенит, торбернит, крадаллит, образующие богатые концентрации урана в ожелезненных породах. Запасы урана на месторождении 10—12 тыс. т. В первичных кремнисто-фосфатных рудах содержится около 90 % запасов руд с 0,2—0,35 % U. Остальные 10 % приходятся на отенитовые и торбернитовые приповерхностные руды (0,5—0,8 % U). Небольшое количество урана присутствует и во вмещающих карбонатных породах. Считается, что при закарстовании фосфор заимствовался из доломитов или долеритов, а уран — из архейских гранитов и гнейсов.

Открытие в 1975 г. месторождения **Итатия** (Бразилия, штат Сеара) с запасами U_3O_8 свыше 120 тыс. т выдвинуло Бразилию на одно из ведущих мест в мире по запасам урана. Район сложен архейскими и протерозойскими метаморфическими комплексами пород, которые секутся гранитными и пегматитовыми дайками с возрастом 520—450 млн. лет. По данным Г. Айреса, А. Анжейраса и др. [1981 г.], здесь же проявлены трещинные четвертичные вулканы основного состава.

Месторождение приурочено к породам комплекса Кейко и локализовано в основном в мраморах, образующих линзы в гранатосодержащих кварц-полевошпатовых гнейсах. Среди мраморов некоторые слои содержат графит, флогопит, иногда диопсид, амфибол и силлиманит, отмечается альбит. Более поздние минералы регрессивной стадии метаморфизма представлены хлоритом, серицитом, цеолитами. В гнейсах обнаружены жиллообразные тела, почти нацело состоящие из альбита с небольшим количеством хлорита и апатита.

Рудные тела на месторождении представлены двумя типами. Линзо-грубообразные тела дискордантны по отношению к сложно-складчатой структуре доломито-гнейсового комплекса, прослежены от земной поверхности до глубины 100—130 м, по падению на 700 м. Они сложены розовыми плотными породами с пустотами, заполненными кварцем, на 80 % состоят из коллофана, содержат альбит, микроклин, хлорит, кальцит. В рудах содержится 0,01—0,2 % U, до 37 % P_2O_5 .

Рудные тела второго типа представляют зоны вкрапленности, прожилков, жил, пустот в альбитизированных доломитах, более или менее согласные с общим узором складчатой структуры. Мощность тел достигает 100 м, по падению они прослеживаются на 150—200 м. Ураноносный кристаллический апатит образует скопления в трещинах, опаловидные агрегаты и почковидные скопления в пустотах мраморов.

Существует обоснованное представление [Айрес Г., Анжейрас А. и др., 1981 г.], что решающую роль в концентрации бедного гидротермального оруденения из альбититов сыграли структуры «коллапса» карстового происхождения.

Месторождение **Джабилука** (Австралия) обладает общими запасами 230 тыс. т U_3O_8 при среднем содержании U_3O_8 в рудах 0,38 %. В рудах кроме урана установлены высокие концентрации золота (400 тыс. т урановых руд с содержанием 16,1 г/т Au и 120 тыс. т с 12,3 г/т Au). Размеры рудного тела Джабилука-I в плане 300×300 м, Джабилука-II — 120×450 м.

Рудоносная карстово-карбонатно-черносланцевая формация сложена хлоритовыми, графитистыми и кварц-хлоритовыми сланцами с прослоями и линзами доломитов и карстовых доломитосланцевых брекчий.

Основной рудоносный уровень, вмещающий главные запасы урана, находится на 60 м ниже графитистой пачки, венчающей разрез рудоносной формации. На 15—20 м ниже его по разрезу выделяются еще два рудоносных горизонта. Они состоят в основном из брекчий графитистых и кварц-хлоритовых сланцев, доломитов, роговиков. Наибольшие концентрации урана сосредоточены в нацело хлоритизированных породах под слоями графитистых сланцев, выполняющих роль экранов. Оруденение отсутствует в светло-серых кварц-мусковит-хлоритовых сланцах. Рудные тела вытянуты вдоль осей складок второго порядка и примыкают к разрывам, нередко лишь с одной их стороны.

В последние годы исследователи месторождения подчеркивают особую роль, которую играют в рудолокализации карстогенные структуры обрушения, фиксированные брекчиями. Обломки брекчий сложены карбонатами, углистыми сланцами, роговиками с карбонатно-хлоритовым цементом. Первичные урановые руды представлены в основном настураном, участками с уранинитом; эти минералы образуют прожилки, жилы, вкрапленность, цемент брекчий, массивные скопления в хлоритолитах. Встречаются округлые скопления настурана в хлорите, диаметр которых достигает 15 см.

Из минералов-примесей можно отметить пирит, марказит, халькопирит, гематит, самородное золото. Наибольшие содержания золота устанавливаются в верхней части рудных тел, примыкающей к графитистым сланцам, в чем можно усмотреть проявление вертикальной зональности. В рудах отмечаются повышенные содержания скандия, иттрия, редких земель, радиогенного свинца, меди, олова, молибдена, серебра, мышьяка. Сланцы, непосредственно вмещающие руду, существенно обогащены ураном, обеднены калием и рубидием. Вблизи ураноносных брекчий и жил сланцы обогащены литием и магнием, обеднены натрием, кальцием, стронцием и барием.

В рудовмещающем ореоле регрессивного метаморфизма пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций шириной не более 200 м выделяются ранняя стадия (кварц-хлорит-септехлоритовая с урановой минерализацией) и поздняя (хлоритовая, с прожилками настурана и массивными его скоплениями овальной формы). Урановая минерализация не проникает выше поверхности несогласия или тектонического контакта среднепротерозойских песчаников, покрывающих рудоносную формацию. В зоне окисления (мощность не

более 15 м) отмечаются отенит, склодовскит, салеит и другие фосфаты и силикаты урана.

На месторождении **Рейнджер-I**, расположенном в 20 км к югу от Джабилуки, в двух рудных телах запасы U_3O_8 составляют 100 тыс. т при содержании 0,27 % U_3O_8 . Верхняя рудная толща мощностью 150 м сложена биотит-полевошпат-кварцевыми сланцами, интенсивно карбонатизированными и хлоритизированными, с прослоями и линзами доломитов. В основании располагается закарстованный горизонт рассланцованных тонкозернистых перекристаллизированных доломитов и магнезитов. Нижележащая толща мощностью 200—250 м сложена магнезит-доломитовыми мраморами с тальком, тремолитом, небольшим количеством хлорита.

Основными рудовмещающими являются карстовые структуры коррозионно-гравитационного обрушения, в ореолах которых интенсивно проявлен предрудный метасоматизм, выразившийся в интенсивной хлоритизации и доломитизации сланцев и в формировании тел магнезитов. Устанавливается решающее значение выщелачивания карбонатных пород нижней части разреза, с формированием каналов и залов, с брекчированием при проседании кровли, охватывающем вышележащие горизонты независимо от их состава. Руды по составу аналогичны рудам месторождения Джабилука.

Рудный район **Рам-Джангл** по геологической обстановке вполне аналогичен районам Рейнджер и Джабилука. Карстогенные брекчии проявлены менее широко, с чем коррелируют и меньшие запасы входящих в этот район месторождений Уайт, Дайсон, Браун и др. (общие запасы — несколько сотен тонн U_3O_8). Рудные тела в контактовых зонах хлоритовых и графитистых сланцев с доломитами прослежены на глубину до 120 м от современной земной поверхности и не встречаются в перекрывающих среднепротерозойских песчаниках платформенного чехла.

Особенностью месторождений является пространственное совмещение эпигенетической урановой минерализации со стратифицированной полиметаллической. В рудном поле **Имбамент** кроме урановых рудных тел установлены свинцово-цинково-медные залежи. На месторождении **Уайт** секущие урановые тела сочленены с тремя согласными залежами медных руд. На месторождении **Дайсон** встречается только настурановая минерализация, а на урановом месторождении **Браун** — еще и пластовые тела свинцово-цинковых руд. Ф. Лэнгфорд [1977 г.] подчеркивает четко выраженную эпигенетичность настурановых руд, тяготеющих к разрывам и сконцентрированных в основном в карстогенных коррозионно-гравитационных структурах обрушения и зонах рассланцевания, в отличие от четко стратифицированных полиметаллических залежей.

В рудном районе **Саут-Алигейтор** оруденение находится в той же стратиграфической позиции, что и в выше рассмотренных районах. Рудовмещающими являются углеродистые, кремнистые и яшмовидные сланцы, алевролиты, песчаники и прослои туфогенных пород. Рудные тела — вытянутые пластообразные штокверки, линзы, трубы и гнезда в узлах пересечения разломов. С отсутствием

карбонатных горизонтов и соответственно карстогенных брекчий коррелируют и небольшие размеры 13 рудных залежей в пяти месторождениях: Эль-Ширана, Палит, Рокхол, Коронешн, Кулпин. Из них добыто 150 тыс. т высококачественных руд, содержащих 0,57 % U_3O_8 , т. е. около 840 т U_3O_8 .

Для рассмотренных австралийских месторождений разработаны три генетические модели.

Первую предложили и развили С. Шепэд, Дж. Третгоулд, Д. Тейлор, Р. Бинз, Дж. Макэндриу и С. Сан. Существо модели составляет отложение руд из магматогенных гидротермальных восходящих растворов, связанных с интенсивной магматической деятельностью, завершающей орогенный этап развития геосинклинали Пайн-Крик (1800—1700 млн. лет).

Вторая группа исследователей — Ф. Лэнгфорд, М. Кондон, Б. Уолпол, Д. Эйре, П. Идингтон, Дж. Фергюссон, Г. Юэрс, Г. Донелли, П. Ипма, К. Фузикава, Р. Нидхем, М. Розэрти — отстаивают идею гипергенного формирования урановых концентраций в карстовых воронках обрушения грунтовыми водами, заимствовавшими выщелоченный уран из углеродистых сланцев и архейских гранитов. Время рудообразования — на границе раннего и среднего протерозоя, в начале позднего протерозоя или на рубеже протерозоя и фанерозоя. Определения возраста урановой минерализации неоднозначны (1800 и 600—700 млн. лет).

Третья группа исследователей, и в их числе Р. Нидхем, М. Розэрти, Д. Эйрс, П. Идингтон, считают, что первичные накопления урана возникли в углеродистых осадках конседиментационно. В среднем протерозое формировались ураносодержащие кислые вулканогенные породы в основании песчаников Комболджи платформенного чехла. Урановые инфильтрационные концентрации были созданы позднее грунтовыми водами, заимствовавшими уран из сланцев, риолитовых туфов и игнимбритов.

Представляется, что наилучший комбинированный вариант, учитывающий главные особенности геологии месторождений, представлен Н. П. Лавровым и др. [30]: 1) сингенетичное накопление урана в углеродистых глинистых осадках, 2) карстификация перед средним протерозоем и одновременно скопление урана в карстовых и тектонических брекчиях за счет выщелачивания его из черных сланцев и архейских гранитов подземными и грунтовыми водами, включая переотложение инсоляционных урановых образований в сабхе, 3) окончательная концентрация урана в карстогенных брекчиях обрушения гидротермальными растворами смешанного происхождения, связанными с кислым магматизмом геосинклинали Пайн-Крик.

В данной схеме карст, очевидно, рассматривается исключительно как приповерхностный, холодный, привязанный к поверхности предсреднепротерозойской эрозии. Между тем экранирование руд и первичных брекчий сланцами выдает гидротермокарстовую природу полостей, а следовательно, первая и вторая стадии охарактеризованной модели становятся совершенно не обязательными. Ме-

сторождения можно считать гидротермокарстовыми, комбинированными, многоэтажными, с преобладанием горизонтальных составляющих гидротермокарстовых систем, что, конечно, не исключает концентрации гидротермальными водами седиментогенного урана в глинах, обогащенных органическим веществом или нефтью.

Медно-урановые месторождения плато Колорадо в Северной Аризоне (Коппер-Хоуз, Коппер-Маунтин, Каннинггам, Гранд-Гулч, Грандвью, Хак Каньон, Олд Бони Таннел, Орфан, Риденор, Ривервью, Саванник, Шидер), по данным К. Венриха [1985 г.], представляют собой тела трубообразных брекчий (breccia pipes), пронизывающие осадочную толщу от нижнекаменноугольной карбонатной формации Редвалл до пенсильванских песчаников, иногда — до триасовой терригенной формации Чинл.

Диаметр труб достигает первых сотен метров, а глубина изменяется от 175 м до предположительного 1 км. Цепочки труб контролируются разломами северо-западного и северо-восточного направлений. Боковыми ограничениями труб являются цилиндрические трещины, возникшие, как полагают, при провалах блоков терригенных пород в карстовые полости формации Редвалл. Кроме того, отмечаются сходные по морфологии провалы, связанные с карстовыми явлениями в пермских известняках, не содержащих оруденения. В брекчиевых трубах встречаются обломки пород всех формаций, которые они пересекают, но вулканогенные породы в цементе нигде не отмечались.

Оруденение представлено в верхних частях труб нодулями и конкрециями настурана с пиритом и гетитом, иногда с корками малахита. На глубине в неокисленных рудах первичными являются уранинит в цементе мелкозернистого песчаника в ассоциации со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, теннантитом, зигенитом, молибденитом; присутствуют скуттерудит, герсдорфит, миллерит, бравоит, раммельсбергит, арсенопирит. Руды содержат 0,3—0,6 % U_3O_8 , в отдельных штуфах до 55 %. Кроме урана из руд извлекается серебро (с 1963 по 1966 г. добыто 23 т серебра). Содержание серебра в одной из труб в формации Чинл достигает в штуфах 1150 г/т. Золото обнаружено только в одной трубе Коппер-Маунтин (до 150 г/т). Медная минерализация представлена нодулями ковеллина, энаргита, халькозина, дигенита, теннантита.

Формирование труб связано с провалами терригенных пород в цилиндрических зонах над крупными карстовыми полостями в нижнекаменноугольных известняках. Температура минерализованных рудоносных растворов по данным изучения включений в сфалерите, доломите, кварце и кальците составляет 80—173 °С. Абсолютный возраст урановой минерализации — около 200 млн. лет. К. Венрих усматривает много общего между охарактеризованными месторождениями Северной Аризоны и рудоносными брекчиями типа Миссисипи; большое значение он придает явлениям типа «взрыва раствора» (solution-collapse).

Обработанное месторождение Тюя-Муюн в Фергане детально охарактеризовано В. А. Обручевым [Рудные месторождения. Гос-

геолнефтиздат, 1934 г.] по данным А. Е. Ферсмана [1927 г.] и А. П. Кирикова [1929 г.]. В. А. Обручев относил это месторождение к группе секреторных из класса инфильтрационных.

Закарстованный горстообразный массив известняков силура — нижнего карбона зажат между блоками глинистых и кремнистых сланцев силура и девона, перемежающихся с битуминозными известняками, песчаниками, с пластовыми телами диабазов, базальт-кератофировых туфов и туфобрекчий. Известняки мраморизованы, местами окремнены, брекчированы, содержат «жилы», представляющие «карстовые извилистые ходы, местами расширяющиеся в пещеры различной формы и положения, отчасти или вполне заполненные минеральными образованиями в виде сталактитов, сталагмитов, натеков, корок и пр. На глубине от 140 до 220 м эти более или менее вертикальные или крутопадающие ходы и пещеры сменяются почти горизонтальными системами, вероятно имеющими сток в ущелье р. Араван, где в нескольких местах из известняков вытекают источники» [Обручев В. А., 1934, с. 478]. Вода источников теплая (21—25 °С).

«Заполнение имеет зонарную текстуру с послойным отложением различных генераций минералов... Порядок следующий (от периферии к центру): 1) кальцит радиально-лучистый сталактитового типа в висячем боку, часто заменяемый в лежащем — слоистым сталагмитовым кальцитом; 2) рудный «мрамор» крупнокристаллический, пропитанный туюмунитом (уранованадат Са) по трещинам, полостям и между кристаллами; в полостях отложены тангент (ванадат Са и Си); реже туранит (ванадат Си); 3) барит красный листоватый с окислами железа, ближе к центру переходящий в медово-желтый прозрачный или бесцветный; в промежутках между этими баритами, отчасти во время и после отложения медового, отлагались прослойки и скопления красного кварца; 4) окончательное выполнение полости брекчий из обломков баритов, баритом поздней генерации и карбонатами в виде цемента брекчии, натеков мраморного оникса и сталагмитов; 5) самым поздним, отчасти современным образованием являются мучнистые или плотные белые отложения кальцита и красноцветные глины (terra rossa)» [там же, с. 479].

Данная схема, разработанная по наблюдениям над «Главной жилой», повторяется и в других карстовых полостях, с некоторыми отличиями: чаще всего в кольматолите отсутствует зона «рудного мрамора»; отсутствует или, наоборот, обильно развит красный кварц; исчезают зоны 4 и 5 в местах сужения ходов, где бариты висячего и лежащего боков соприкасаются. В ряде случаев кольматолит состоит из барита с кальцитом, гипсом, охрами, корками железняка, глинами, но без ванадия. Местами присутствуют фольбортит $Cu_3(OH)_2xV_2O_7 \cdot 2H_2O$ и ванадинит $Pb_5Cl(VO_4)_3$.

А. Е. Ферсман предложил две гипотезы формирования месторождения, полагая, что ко времени рудообразования экзокарстовая система полостей уже была разработана.

1. «Послеэоценовые (фреатические) термы, связанные с широтными дислокациями, выщелачивали ванадий и уран из отдельных битуминозных линз сланцевой свиты, обогащенной этими элементами, и, проникая в карстовые ходы известняка гряды, отлагали в них первичные минералы; барит может быть отложен термами, генетически не связанными с процессом накопления соединений U и V» [там же, с. 480].

2. Всё месторождение связано с термами, «...являющимися последними проявлениями рудообразования ювенильного типа и принесшими U, V и Ва в качестве первичных элементов из глубин в карстовые пустоты» [там же].

Не отдавая предпочтение той или другой гипотезе, А. Е. Ферсман считает безусловным, что «...U, V и Си, а также в небольшом количестве Fe и SiO_2 внесены в карст снизу в уже готовые полости при содействии слабых термальных растворов» [там же]. В. А. Обручев дополняет приведенные выше сведения и аргументы, свидетельствующие в пользу второй гипотезы, фактами развития в восточной части Тюя-Муюнской гряды в карстовых полостях барита, вульфенита, церуссита, галенита, сфалерита, черного марганцевого минерала, соединений ванадия, похожих на узбекит и док-лаузит.

Из приведенных характеристик подчеркнем L-образную структуру рудного поля и развитие среди первых зон кольматолитов только кальцитов, что безусловно говорит об экзокарстовом происхождении системы. Последующие зоны кольматолитов, за исключением самых поздних глин и гидроксидов железа и марганца, указывают на гидротермокарст. Таким образом, в целом месторождение может быть отнесено к простому каскадному (с преобладанием вертикальной составляющей) структурно-морфологическому типу, к гидротермально-экзокарстовому генетическому типу.

ЗОЛОТО

Среди главных золоторудных и золотосодержащих месторождений значение карстовых объектов существенно повысилось в связи с открытием и промышленным освоением месторождений так называемого рассеянного, или вкрапленного, типа (disseminated deposits), именуемых также типом Карлин и невадийским типом [27]. Эти месторождения представляют собой пласто- и жилообразные залежи окварцованных и сульфидизированных пород с тонковкрапленным золотом в существенно карбонатных толщах, нередко углеродсодержащих. Подобные месторождения отрабатывались с 1930 г., но лишь в 60-х годах после открытия в Неваде месторождения Карлин с запасами более 110 т, а также Голд-Куорри (259 т), Джерритт-Каньон (78 т), Рейн (21 т), Магги-Крик (14 т), Кортец (30 т), Гетчелл (15 т), Голд-Экрис (15 т) привлекли к себе пристальное внимание как представители нового промышленно важного типа [27].

При всей дискуссионности сопоставления с этими объектами месторождений Центральноалданского района СССР, по нашему

мнению, их можно рассматривать как единый формационный тип, прежде всего именно в силу контроля карбонатными формациями, в целом стратиформного характера оруденения, решающей роли карстогенных структур в локализации рудных залежей, тонкодисперсности золота, сходного набора элементов-примесей.

Кроме этих типично гидротермокарстовых месторождений, или, если точнее, гидротермокарстовых с той или иной ролью и холодного карста в концентрации металла, определенное значение имеют месторождения золота, связанные с поверхностным карстом на Приленском плато [Родионов Н. Т., 1973 г.]; «россыпи» в карстовых ловушках на Южном Урале, в Енисейском кряже, Маринской тайге, Учурском районе [Билибин Ю. А., 1955 г.], в горной части Башкирии [Вахрушев Г. В., 1964 г.]; «россыпи» в эрозионно-карстовых депрессиях Западного склона Урала [Степанов И. С., 1974 г.; Степанов И. С., Сычкин Г. Н., 1983 г.] и других регионов СССР [Прокопчук Б. И. и др., 1985 г.] и мира [Шило Н. А., 1985 г.].

Центральноалданский район соответствует крупной куполовидной структуре докембрийского заложения, в центральной части осложненной широтным прогибом. Рудные залежи локализованы в двух позициях: на границе кристаллических пород фундамента и карбонатных образований чехла (лебединский тип) или на контакте венд-кембрийской доломито-известняковой толщи и юрских песчаников (куранахский тип). К этим границам, имеющим региональное распространение, тяготеют большинство золоторудных месторождений и рудопроявлений района [Желнин С. Г., 1970 г.; Кочетков А. Я., Игумнова Н. С., 1979 г.; Нестеров Н. В., 1985 г.]. На месторождениях лебединского типа установлены жилы и сопряженные с ними гидротермокарстовые залежи, а на месторождениях куранахского типа рудоносными являются эндо-экзокарстовые образования.

Магматические факторы рудоконтроля носят в основном региональный характер; предполагаемая связь оруденения с мезозойским магматическим комплексом (щелочные штоки и дайки) выражена в сопряженности рудных районов и ареалов магматических тел и в проявлении зональности рудной минерализации относительно отдельных интрузивных массивов с абсолютным возрастом 90—120 млн. лет. Важную роль в контроле магматизма и оруденения играет сложная сеть разломов, включающая диагональные, ортогональные и кольцевые системы. Среди главных экзогенных рудоконтролирующих факторов определяющую роль, по мнению Н. В. Нестерова [1970 г.], играет миоцен-раннеплейстоценовая поверхность выравнивания, определяющая положение площадных и линейных кор выветривания, зон окисления, вторичных ореолов рассеяния и россыпей. С этой поверхностью связывается и карстообразование. На Куранахе, кроме того, отмечается рудоконтролирующая роль литифицированной доюрской коры выветривания [Кочетков А. Я., Игумнова Н. С., 1979 г.].

В обоих типах месторождений отмечается существенное перераспределение золота в ходе гипергенной проработки, что затухивает первичные факторы рудоконтроля.

Основными факторами контроля и особенностями золото-гематит-сульфидного оруденения лебединского типа являются следующие. Рудоконтролирующим служит контакт силикатных пород кристаллического комплекса архея с карбонатной толщей венда — кембрия. Рудные тела приурочены к системе разноориентированных крутопадающих нарушений, к узлам их пересечения с горизонтальными пластовыми телами гидротермокарстовых брекчий, мраморизованных, скарнированных, окварцованных, анкеритизированных и сульфидизированных пород, содержащих глину. Отмечается рудоконтролирующая роль кремнистых и битуминозных прослоев.

Минералами — индикаторами оруденения служат пирит, гематит, кварц, анкерит, присутствуют сульфиды висмута и молибдена. Гипергенными являются гематит, гидрогетит, оксиды и гидроксиды марганца, гидрокарбонаты меди, карбонаты свинца, гипс, марказит, золото. В рудах установлены золото, мышьяк, медь, свинец, цинк, висмут, марганец, молибден, фтор, титан, ванадий, никель, кобальт, иногда ртуть и серебро, большинство из которых образуют самостоятельные минералы. В первичных рудах содержится дисперсное золото (размер 0,005—0,01 мм, пробность 800); в окисленных рудах размер золотинок от 0,01 до 3 мм, пробность 760—940; примеси — медь, свинец, висмут, марганец, реже сурьма, ртуть, молибден, олово, никель, теллур. Золото россыпей окатано слабо, пробность 910—970, элементы-примеси марганец, висмут, медь, реже свинец, теллур, мышьяк, олово, сурьма.

К главным рудоконтролирующим факторам и особенностям золото-пиритового оруденения куранахского типа, по А. Я. Кочеткову и Н. С. Игумновой [1979 г.], относятся следующие. Рудоносной поверхностью является контакт карбонатной формации венда — нижнего кембрия с нижнеюрской терригенной толщей. Рудные залежи контролируются узлами пересечения разломов, фиксированных дайками минетт, сиенит-порфиоров и бостонитов; вдоль зон разломов развиты карстовые тела выщелачивания, брекчирования и обрушения, обладающие значительной пористостью, кавернозностью, содержащие органическое вещество и сульфиды.

В составе рудных тел главными являются карбонат, кварц, каолинит, лимонит; минералами — индикаторами оруденения служат золотоносный пирит, кварц, адуляр, присутствует арсенопирит. Типичными для руд являются золото, серебро, медь, марганец, никель, кобальт, ванадий, хром, мышьяк, сурьма, теллур, таллий, галлий, не образующие самостоятельных минералов. Локальные первичные ореолы имеют золото, серебро, молибден, свинец, цинк; ореолы мышьяка и теллура шире. Размер золотинок в сульфидных рудах 0,01—0,25 мм, пробность 700—825. Золото хрупкое или горчичное, в сростках с гидроксидами железа. В окисленных рудах золото

губчатое (агрегаты до 5—20 мм), пробность 900—975; элементы-примеси медь, свинец, марганец, мышьяк, теллур, иногда ртуть, сурьма, железо. В россыпях пробность золота 800—999, элементы-примеси медь, марганец, олово, свинец, железо, ртуть, реже никель.

Одним из наиболее сложных является вопрос о возрасте гидротермокарста и карста в регионе. Ю. С. Маслов [1961 г.] полагает, что в месторождениях куранахского типа карст развился под отложениями юры. Н. И. Труш [1965 г.] датирует эпоху карстогенеза палеогеном — неогеном. По Р. А. Цыкину [56], карстогенные тела сложены главным образом измененными отложениями юры. Воронко-, долино- и котлообразные карстовые тела мощностью до 100 м группируются в полосы шириной до 2—3 км и протяженностью до 20—30 км. Дно наиболее крупных тел располагается ниже эрозионного вреза. В основании находится глина с реликтовой слоистостью известняков и их включениями. Основное тело кольматолита сложено несортированным обломочным материалом, сцементированным песчано-глинистым агрегатом, в разной степени ожелезненным. Глинистой фракции в цементе 30—50 %, в том числе каолинита 40 %. Глыбы и щебень представлены железистым кварцитом, кварц-полевошпатовой породой, аркозовым песчаником, конгломератом и известняком.

С. Г. Желнин [1977 г.] трактует глины карста как коры выветривания доломитов и доломитовых известняков; Р. А. Цыкин [56] считает глины заменными метасоматитами, сформированными под юрскими осадками, т. е. относит их к образованиям карста покрытого типа. Механизм их появления следующий: инфильтрационные и грунтовые воды, циркулировавшие в отложениях юры, воздействовали на подстилающие карбонатные породы, растворяя их с частичным замещением глиной. Вследствие «отступления» карбонатного ложа формировались просадки отложений юры. В олигоцене — миоцене после поднятия территории и врезания речной сети в отложения юры (местами до карбонатного ложа) карст продолжал развиваться. В результате просадок и провалов кроющиеся отложения дробились и часть глыбово-щебенистого материала опускалась в карстовый седиментационный коллектор. Таким образом, по Р. А. Цыкину, карстовые отложения значительно моложе кроющихся их юрских пород, но преобразованы синхронно с ними. Подобный механизм предопределяет сохранность гипергенно-измененного гидротермокарстового оруденения.

Однако вопрос о возрасте оруденения остается открытым и по существу определяется лишь предполагаемой связью оруденения со щелочным магматическим комплексом поздней юры — раннего мела. Данные по золотонности Курунурыхского рудного района Сетте-Дабана, где магматические образования этого возраста отсутствуют, а оруденение по ряду признаков датируется средним кембрием, позволяют предполагать, что и сходное с ним первичное оруденение Центральноалданского района может быть значительно древнее, чем это принято считать.

В Курунурыхском рудном районе на юге Сетте-Дабана коренные рудопоявления, относящиеся к золото-сульфидной формации в терригенной толще, известны давно. В последние годы здесь установлены и прослежены по простиранию коренные проявления золота и цветных металлов в доломитах верхней подсвиты устьюдомской свиты. Предварительная обработка полученных данных дала возможность отнести выявленную минерализацию к стратиформному гидротермокарстовому золото-полиметаллическому типу [Съедин И. М., Кутырев Э. И. и др., 1988 г.].

По данным геологического картирования, результатам анализов литохимических и штучных проб установлены существенные различия в стратиграфии и рудоносности двух смежных площадей района, что позволяет рассматривать их как сравнительно автономные блоки с границей, проходящей по зоне северо-восточных разломов, фиксируемых на обнаженной территории дайками габбро-диабазов и надвигами с юго-восточным падением сместителей.

В восточном блоке обнажающиеся полностью или фрагментарно терригенно-карбонатные декембрийско-нижнепалеозойские толщи образуют крупную синклинали, осложненную складками частного порядка и разрывами. Для блока характерен сокращенный разрез верхней части устьюдомской свиты, сложенной доломитами, и мощный разрез инниканской свиты, сложенной нижней терригенно-карбонатной подсвитой (800 м) и верхней подсвитой — закарстованными светлыми, нередко кремнистыми доломитами (850 м).

Западный — рудоносный — блок, отвечающий собственно Курунурыхскому рудному району, слагают отложения устькирбинской (верхний рифей—венд?), устьюдомской (венд), пестроцветной (нижний кембрий), инниканской (нижний — средний кембрий) свит и нерасчлененных чайской и усть-майской (средний кембрий) свит. Эти терригенно-карбонатные образования слагают крупную синклинали северо-восточного простирания, крылья которой четко очерчены доломитами верхней подсвиты устьюдомской свиты.

В ходе изучения разреза выявлены следующие его особенности.

1. Мощность толщи доломитов составляет 400—450 м. Для нее характерно широкое развитие диагенетических кремней в верхней части и наличие гидротермокарстовых послонных и секущих кварц-доломитовых и кварц-кварцитовых брекчий, к которым приурочены золото-полиметаллическая минерализация и комплексные геохимические аномалии.

2. Мощность пестроцветной свиты колеблется от 10 до 400 м, что связано, очевидно, с прединниканским размывом, фиксированным горизонтом крупногалечных (местами валунных) конгломератов, содержащих в гальке жильный кварц, полосчатые кварциты, алевролиты, кварцевые порфиры, гранодиориты, редко основные вулканиты и доломиты.

Общая синклиналиная структура блока осложнена надвигами, поперечными сдвигами и сбросами, флексурами и складками более высоких порядков, причем дизъюнктивные нарушения заметно ин-

тенсивнее проявлены в отложениях устьюдомской и пестроцветной свит, чем в инниканской свите, что наряду с широкими вариациями мощностей пестроцветной свиты свидетельствует о наличии несогласия между ними. Из магматических образований распространены дайки габбро-диабазов, пересекающие устьюдомскую и пестроцветную свиты, но нигде не отмеченные в инниканской свите, и дайки лампрофиров, проникающие в инниканскую свиту.

К настоящему времени в блоке выявлено два минералого-геохимических подтипа согласного оруденения и один подтип секущего оруденения. Из них наибольший интерес представляет согласная минерализация в гидротермокарстовых кварц-доломитовых и кварц-кварцитовых брекчиях устьюдомской свиты. По отдельным выходам на поверхность этой свиты с установленной минерализацией и по геохимическим аномалиям выделяются от одного до четырех уровней развития брекчий, в разной степени минерализованных. Наиболее четко проявлены первый и второй уровни (считая от кровли доломитовой толщи).

Оруденение первого согласного подтипа (ртуть, мышьяк, сурьма, золото, серебро) сосредоточено в основном в восточном крыле синклинали. В рудах установлены мелкоглобулярный неокисленный пирит (размер глобулей 0,01 мм в диаметре), единичные зерна малахита. Самородное золото обнаружено в аншлифах и в нескольких дробленых пробах минералогическим анализом; отмечены также арсенопирит и киноварь.

Оруденение второго согласного подтипа (серебро, медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма, золото) приурочено к первому (верхнему) уровню развития гидротермокарстовых брекчий в западном крыле синклинали структуры. По своему положению в разрезе, структурно-текстурным особенностям рудоносных пород оруденение этого подтипа почти полностью аналогично первому. Отличие заключается в том, что здесь отмечена гипогенная сульфидная и сульфосольная минерализация, а сама рудная зона имеет ярко выраженный послойный характер с секущими ответвлениями в глубь толщи доломитов. Кроме того, здесь отмечаются мощные послерудные кварцевые жилы. Первичными минералами в рудах являются пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и реакционно-развитые по галениту сульфосоли свинца и меди. Присутствуют также антраксолит, местами обильный. Гипергенными являются малахит, церуссит, смитсонит, редко азурит. В коре выветривания сульфиды почти полностью выщелачиваются с образованием наздреватых текстур пород. Распределение первичных сульфидов в рудах прожилково-вкрапленное, пятнистое.

Общей для обоих подтипов выявленной минерализации является современная пестрая окраска рудоносных брекчий, обусловленная широким развитием в них гематита, гётита, гидрогётита, псиломелана, пирролюзита, на некоторых участках сурьмяных и свинцовых охр.

Оруденение секущего подтипа (барий, медь, свинец, мышьяк, сурьма, серебро) представлено кварц-доломитовой жилой в доло-

митовой толще и расположено в восточном крыле частной антиклинальной складки в северо-западной части блока. Первичными минералами являются сульфосоли меди и свинца, отмечаются реликты галенита, барит, малахит. Минералогическим анализом дробленых пород установлены также аргентит и сфалерит.

Спектральный анализ тонкой фракции минералогических проб, отобранных из разных подтипов оруденения, показал, что значительная часть (до 50 %) полезных компонентов (в том числе золото) уходит в эту фракцию при отмучивании, что свидетельствует о высокой степени окисления сульфидов и тонкодисперсном характере золота.

Рудоконтролирующая гидротермокарстовая система имеет многоруслое строение, с преобладанием горизонтальных составляющих систем над вертикальными. Установленное несогласие между инниканской и пестроцветной свитами позволяет связать время рудообразования с этой частной орогенической фазой.

Таким образом, между стратиформной гидротермокарстовой золото-серебро-полиметаллической и серебро-полиметаллической минерализацией существуют латеральные взаимопереходы при общей тенденции смены существенно золото-сурьмяного оруденения в юго-восточном крыле синклинали серебро-полиметаллическим в западном ее крыле.

Немаловажным фактором является аналогия оруденения по геологическим и минералого-геохимическим особенностям с промышленными месторождениями (Куранах и др.) Учуро-Майского района Алданского щита [Кочетков А. Я. и др., 1979 г.] и с месторождениями Карлин, Белл, Кортец в США.

Месторождения типа **Карлин** (США, Невада), по данным А. Радке и др. [1970, 1971 гг.], Р. Хавкинса и др. [1982 г.], образуют пояс протяженностью 1000 км, рассекающий в близмеридиональном направлении вулканическую Провинцию Бассейнов и Хребтов. Золото-мышьяково-сульфидные месторождения Гетчелл, Кортец, Карлин, Голд-Экрис, Белл и другие (более 20) первоначально трактовались как кайнозойские поднадвиговые (экранированные) золоторудные зоны метасоматического окварцевания известняков. В дальнейшем все более явственно выступала особая роль стратиграфической зоны сопряжения углисто-глинисто-карбонатной и известковисто-алевролитовой пачек силура с карбонатной формацией ордовика.

Залегающая на кварцитах слоистая карбонатная (с небольшим числом прослоев сланцев) формация ордовика Хансен-Крик мощностью 185 м на месторождении **Белл** имеет двучленное строение. Нижние 90 м разреза слагают чередующиеся пласты известняков с маломощными линзами и пропластками кремнистых сланцев. Выше лежащие (33 м) массивные светло-серые кремнистые известняки и доломиты перекрываются тонкозернистыми слоистыми серыми до черных углистыми известняками (30—35 м), вмещающими главную часть золоторудной минерализации и по латерали переходящими в черные сланцы. Следующие выше светло-серые среднезер-

нистые массивные доломиты (30 м) согласно сменяются слоистыми известняками, по простиранию переходящими в джасперонды. Верхние свиты слагают слоистые кремнисто-карбонатные породы мощностью 9—18 м, представляющие чередование темных до черных кремнистых слоев мощностью 1—13 см с прослоями светло-серых известняков.

Перекрывающие отложения Роберт-Маунтин (305 м) представлены серыми известковистыми аргиллитами и доломитами. Отдельные слои аргиллитов мощностью до 1,5 см перемежаются линзами кремнистых сланцев мощностью 1 см и длиной менее 30 см. Нижние 60 м свиты заключают промышленное золотое оруденение. Отдельные рудные тела, в плане не протяженные, тяготеют к пересечениям благоприятных горизонтов сбросами, возле которых мощность тел увеличивается и возрастает содержание органического углерода.

Как и на других месторождениях Невады, на месторождении Белл различают два типа руд: углеродистые темно-серые до черных пиритизированные алевролит-карбонатные или карбонатно-алевролитовые окремненные сланцы с содержанием золота до 30 г/т (несвободное) и оксидные руды, литологически сходные с первыми, но светлые, содержащие меньше органического углерода и свободное золото.

Рудонакопление сопровождалось интенсивным окремнением карбонатно-сланцевых пород, выносом углекислоты и кальция, привносом железа, бария, мышьяка, ртути, свинца, цинка, меди, вольфрама, золота, серебра и серы. Минерализация, сопутствующая золотому оруденению, представлена кварцем, баритом, ретальгаром, пиритом, антимонитом, киноварью, сфалеритом, галенином. Оксидные руды с низким содержанием органического углерода характеризуются высокой положительной корреляцией золота, ртути, мышьяка и сурьмы, а высокоуглеродистые — только золота и ртути, что отражает их совместную связь с органическим веществом.

Предполагается широкий возрастной интервал формирования месторождений — от позднего мезозоя до неогенового периода [Константинов М. М., 1986 г.]. Гидротермокарстовая модель к месторождениям Невады, насколько нам известно, не применялась, хотя предпосылки для ее приложения имеются. Наиболее важной из них служит наличие кремнисто-рудных залежей и доломитов, экранированных карбонатно-сланцевой толщей Роберт-Маунтин. Не исключено также, что стратифицированные залежи в этой толще являются гидротермально-осадочными телами, которые контролируются конседиментационными разломами и синхронны гидротермокарстовым подэкраным залежам.

А. Радке [1985 г.] на месторождении Карлин установил палеотемпературу гидротерм 175—200 °С, привнос кремния, алюминия, калия, железа, серы, органических компонентов и рассеянных элементов — мышьяка, сурьмы, ртути, таллия, золота, бария. Золото и ртуть высаживались из растворов при реакциях с углеродистым

материалом, образуя золотоорганические и золото-ртутьорганические соединения на поверхности зерен пирита (вместе с мышьяком, сурьмой, таллием). Сульфиды и сульфосоли мышьяка, ртути, сурьмы, таллия и цветных металлов представляют более поздний парагенез. Баритовые и кварцевые жилы образовались при температуре 250—300 °С.

Заслуживает определенного доверия гипотеза А. Радке [1985 г.] об отложении руд из низкотемпературных растворов при физико-химических процессах, подобных тем, которые имеют место в горячих источниках. В частности, натечные образования горячих источников Охаки и Шампейн-Пулс в Новой Зеландии, содержащие серу, золото, мышьяк, ртуть и таллий, описаны Р. Голди [1985 г.].

Приведенные данные позволяют выдвинуть стратифицированно-гидротермокарстовую модель для месторождений типа Карлин как наиболее вероятную, включающую стратифицированные (гидротермально-осадочные) залежи в верхней части разреза и однодвухэтажную гидротермокарстовую систему ниже по разрезу.

ФЛЮОРИТ, БАРИТ, ЦЕЛЕСТИН

Карстовые месторождения представляют один из важнейших промышленно-генетических типов для флюорита. К ним относятся в СССР Таскайнар, Аурахмат, Бадам, Амдерма; в США — Розиклер, месторождения района Иллинойс — Кентукки; в Англии — района Дербишир; в Афганистане — Бохуды и многие другие. Кроме самостоятельных объектов, разрабатываемых именно на флюорит, известно большое число свинцово-цинковых и сурьмяных месторождений, в которых флюорит представляет их важную промышленную часть (многие из таких объектов описаны выше).

Участие коррозионно-гравитационных процессов в формировании структур флюоритоворудных полей, пожалуй, меньше привлекало внимание исследователей, чем роль этих процессов в других типах месторождений. Это положение практически не изменилось и в 70-х годах, в период бурного развития идей стратиформизма.

Если в формационных классификациях свинцово-цинковых бокситовых, сурьмяных и ртутных месторождений без особого труда удастся вычленить формационные типы, безусловно относящиеся к карстовым, то этого нельзя сказать о современных классификациях месторождений флюорита и барита. В частности, к карстовым относятся некоторые или многие формации, входящие в семь из девяти флюоритсодержащих формаций классификации А. А. Ивановой [27], но только две формации полностью отвечают группе карстовых: это «ртутно-сурьмяно-флюоритовая флюоритсодержащая формация», соответствующая киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной рудной формации В. И. Бергера [3], и «полиметаллически-флюоритовая стратиформная флюоритсодержащая формация», наиболее близкая к формациям, заклю-

чающим в себе барвинский тип согласных свинцово-цинковых с флюоритом (и/или баритом) месторождений в классификации Э. И. Кутырева [28].

Среди месторождений других флюоритсодержащих формаций (редкометалльно-флюоритовая, полиметаллически-флюоритовая жильная, флюоритовая, бериллий-флюоритовая, ниобий-редкоземельно-флюоритовая, железо-редкометалльно-флюоритовая) отдельные объекты могут относиться к карстовым. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Флюорит-полиметаллические месторождения рудного района Иллинойс — Кентукки (США), по данным Р. Грегана и Д. Бредбери [48], с начала эксплуатации до 1964 г. дали 8,4 млн. т флюорита, 115 тыс. т цинка и 54 тыс. т свинца. Геология и оруденение этого района, ведущая роль которого в добыче флюорита сохраняется и теперь, подробно освещены в литературе. Подчеркнем лишь некоторые особенности, характеризующие его как типичный район гидротермокарстового оруденения в неметаморфизованной и недислоцированной толще чехла.

Площадь района составляет более 2000 км². Оруденение представлено двумя структурно-морфологическими типами — пластовым и жильным (секущим). Жилы развиты по всему разрезу — от девона до пенсильвания, пластово-карстовое оруденение сосредоточено в сравнительно узком стратиграфическом интервале.

Самой нижней из вскрытого разреза является известняково-сланцевая формация девона (более 75 м), перекрытая черносланцевой формацией девона — нижнего карбона (120 м), на которой залегают серые и серо-зеленые сланцы с маломощными прослоями алевролита и сланцеватые кремнистые известняки (60—190 м); выше следуют темно-серые тонкозернистые (30—100 м), темно-серые фораминиферовые известняки и калькаренины (150 м), темно-серые кремнистые известняки Сент-Луис (100—120 м) — первый горизонт с согласным флюоритовым оруденением. В вышележащей части разреза мощностью около 30—50 м карбонатные пласты чередуются с песчаниковыми и сланцевыми горизонтами; здесь сосредоточены основные согласные залежи.

Общее число рудоносных уровней достигает семи, из них три главные. Рудоносная формация перекрыта песчано-сланцевой формацией мощностью 60—80 м, в свою очередь переходящей в ритмичную терригенно-карбонатную формацию (около 150 м) раннекаменноугольного возраста. Пенсильванские тела отложения представлены песчаниками, сланцами с тонкими прослоями угля.

Подчеркнем главные особенности рудных залежей. Развиты они в широком диапазоне разреза — от известняков девона до терригенных пород нижнего пенсильвания, но основные жилы располагаются лишь немного ниже или на уровне пластовых залежей, подчеркивая Т-образную структуру гидротермокарстовой системы. Показательно, что жильные кальцитовые тела прослеживаются и далее вниз по разрезу, однако флюоритовой минерализации не содержат. Преобладающие размеры жильных тел — от 75 до 120 м

в длину, 30—60 м на глубину и 1,5 м по мощности. Отдельные тела бывают крупнее. Так, жила Блу-Диггинс имеет размеры 1700×210 м при средней мощности 1 м, жила Дейзи 600×70×1 (до 1,8) м, жила Розиклер 1400×120×1,5 (до 4,2) м, но все это исключительные случаи.

Сложены такие рудные тела кальцитом и флюоритом. Флюорит иногда выполняет карманы или цементирует брекчии боковых пород. Сфалерит и галенит присутствуют в незначительных количествах. Отмечаются кварц, пирит, халькопирит и барит. Суммарное содержание свинца и цинка 1—2%. Барит чаще развит в верхних частях жил, в чем можно усмотреть проявление вертикальной зональности. На окраинах рудного района встречаются жилы, в которых барит является ведущим минералом.

Пластовые тела соответствуют почти согласным с напластованием, уплощенным карстовым трубам, галереям, залам со слегка выпуклым дном и слабопрогнутой кровлей. Их длина 60—450 м, ширина 15—60 (до 150) м, высота 1,5—6 (до 9) м. Щетки флюорита по контакту рудных залежей с известняками подошвы и со сланцами кровли свидетельствуют о рудоотложении в свободном пространстве. В поперечном сечении карстовые залежи либо симметричные, либо треугольные; они резко обрываются у рудоподводящей трещины, около которой имеют максимальную высоту. Сложены залежи флюоритом и подчиненными галенитом и сфалеритом. Лишь в некоторых телах сульфиды отмечаются в значительных количествах (рудники Дейвис-Дирдорф, Уэст-Грин, Минерва-1). Кроме того, развиты кальцит, кварц, барит, халькопирит, пирит, марказит, витерит, стронцианит.

Флюорит крупно- и тонкозернистый, грубо- и тонкопослабчатый, иногда переслаивается с кварцем, образуя также рассеянную вкрапленность, массивные тела заполнения полостей, крупные и мелкие кристаллы на их стенках. В некоторых выработках из вмещающих пород сочилась нефть, в полостях были крупные скопления асфальтитов. Коррозионно-гравитационные брекчии для рудного поля не характерны. Они зафиксированы на нижних горизонтах, в 36 м от кровли формации Сент-Дженевив.

Следует подчеркнуть одну немаловажную особенность рудного поля. Структурным его центром является овальное поднятие — купол Хикс с максимальным превышением 120 м. В центре купола и по его периферии наблюдаются многочисленные выходы интрузивных пород, брекчии, радиальные и кольцевые разломы. Интрузивные породы не распространяются далее 6 км от купола. Сложены они слюдяными перидотитами и лампрофирами, нефелиново-полевошпатовыми породами.

Широко развитые брекчиевые тела имеют форму даек в девонской толще, неков и труб — в вышележащих слоях. Брекчии сложены обломками песчаников, известняков, тремолитизированных известняков, эгириновых сиенитов; цемент эффузивный, песчаниковый или доломитовый. Флюорит присутствует в виде включений только в обломках, но никогда не бывает в цементе. Если принять

во внимание, что возраст флогопита, биотита и роговой обманки из даек перидотитов и брекчий 265 ± 15 млн. лет (ранняя пермь), а карбонатные обломки транспортировались в трубы уже содержащими флюорит, и если допустить, что этот флюорит имеет прямое отношение к рудам, то возраст оруденения может быть определен как досреднепенсильванский, что соответствует возрасту самых низов разреза пенсильвания, куда проникают единичные флюоритовые жилы.

Флюоритовое месторождение **Таскайнар** в Казахстане (СССР), по данным П. А. Устиненко, И. М. Миркаринова, Я. П. Самсонова, В. Н. Безукладникова, Н. Т. Тукенева, Б. И. Юнусова [1970, 1976 г.], приурочено к шербаковской свите среднего ордовика мощностью 200 м, сложенной внизу песчаниками и алевролитами, переходящими в мраморизованные известняки. Перекрывают ее туфы и порфириды андезитового состава огайтинской свиты. Верхний структурный ярус слагают кислые эффузивы верхнего девона. Терригенные образования кербулакской свиты нижнего карбона залегают на размытой поверхности рудоносных среднеордовикских и верхнедевонских образований, выполняя вместе с перекрывающими их терригенно-вулканогенными породами жамантинской свиты грабен-синклиналь.

Большое значение для локализации оруденения имеют Южно-Северо-Таскайнарские валы, представляющие собой линейные поднятия периода каледонской складчатости и сохранившиеся во время девонского и раннекарбонного осадконакопления. Расстояние между валами 2—2,5 км. В их верхней части развиты сводообразные залежи рудоносных брекчий. Основное рудное тело повторяет очертания тел, сложенных брекчиями, и имеет куполовидную форму, вытянутую в северо-западном направлении. Кроме флюорита в виде примесей в рудах отмечаются кварц, кальцит, барит, галенит, сфалерит. Основная масса руд имеет брекчиевидную текстуру, в подстилающих известняках — массивную и вкрапленную, в песчаниках кровли — прожилково-вкрапленную. Брекчиевые и полосчатые руды обычны.

Основные запасы флюоритовых руд приурочены к зонам брекчий, которые рассматривались или как тектонические, или (в последнее время) как седиментационные, межформационные. В локализации оруденения сыграли положительную роль экранирующие песчано-алевролитовые отложения, перекрывающие известняковую толщу. Рудный процесс может быть классифицирован как гидротермокарстовый. В структурном отношении месторождение является лабиринтовым куполообразным.

Флюорит-баритовое месторождение **Бадам** (рис. 38) располагается в окварцованных известняках визейского яруса, образующих антиклиналь. Рудные тела имеют линзовидную форму; распространены зоны прожилковой и вкрапленной минерализации, зоны брекчирования и остаточные полости. Оруденение представлено белым крупнокристаллическим баритом и флюоритом [Халмухамедов Т. Р., Завьялов Г. Е., 1981 г.].

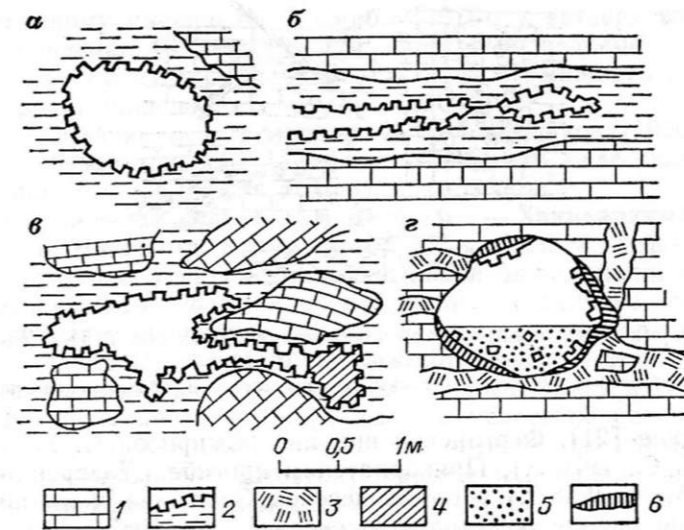


Рис. 38. Некоторые типы флюоритовых полостей на месторождении Бадам (по Т. Р. Халмухамедову, Г. Е. Завьялову [54]).

а, б, в — остаточные полости во флюорите: *а* — округлая, *б* — щелевидная, *в* — неправильная, среди обломков известняков; *z* — полость в известняке — «погреб» с частично обрушившимися стенками.
1 — известняк; *2* — флюорит; *3* — барит; *4* — кальцит; *5* — мелкозернистый материал обрушившихся стенок полости; *6* — кварц.

На месторождении выделяются три типа полостей: остаточные, трещинные, выщелачивания. Остаточные полости, наиболее ранние, являются результатом неполной кольматации первичных полостей округлого очертания, иногда слегка вытянутых. Их стенки покрыты пластинчатыми друзовидными агрегатами барита, на которые нарастают отдельные кубические кристаллы флюорита размером до 4 см, с цветными зонами роста. Некоторые полости выполнены флюоритом двух генераций. Трещинные полости образованы по трещинам напластования, расширенным коррозией, имеют мощность 2—5 см при протяженности от 1 до 5 м. Стенки трещин покрыты тонким (до 2 мм) слоем флюорита и реже кварца, на который нарастают друзы кубических кристаллов флюорита размером не более 1 см.

Наиболее интересны в практическом отношении полости выщелачивания, локализующиеся в зонах брекчий на контакте массивных и перекрывающих их слоистых известняков. Полости изометричные, иногда вытянутые вдоль трещин. Преобладают крупные каверны до 30 см в поперечнике, редко встречаются камеры диаметром до 1 м. Часть кристаллов, отколовшихся от стенок, находится в мелкозернистой кварц-барит-карбонатной массе в нижней части полостей.

Карстовые месторождения и рудопроявления целестина известны во многих районах развития карбонатно-галогенных формаций:

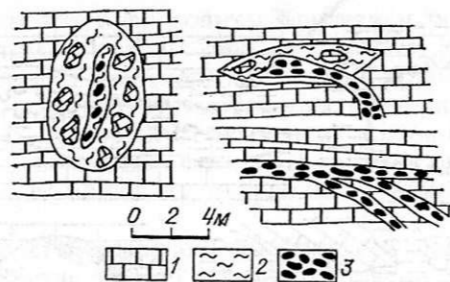


Рис. 39. Форма целестиновых тел месторождения Лякан (по Т. Н. Желницкому, Н. С. Скибе [1970 г.]).
1 — карбонатные породы; 2 — глины; 3 — кристаллы и обломки целестина.

в Дагестане [21], Ферганской впадине [Смирнова С. К., 1967 г.; Скиба Н. С., 1970 г.], Прикарпатском прогибе [Лазаренко Е. К., Сливко М. М., 1958 г.], в Куйбышевском Заволжье [Фролова Е. К., 1958 г.], в районе Кунгура [Семенова Е. Д., 1955 г.], на Новомосковском гипсовом месторождении [Семибратов Н. В., 1965 г.].

На месторождении целестина **Лякан** в Ферганской впадине (Северо-Восточный Таджикистан), по данным Н. С. Скибы [1970 г.], рудные тела залегают в средней части карбонатного разреза ляканской свиты сеномана, имеющей максимальную мощность 60 м. Месторождение находится в восточной части Гузанского поднятия, в зоне крупного крутопадающего одноименного разлома. Пласты смяты в крутые складки. На участке длиной около 4 км, шириной до 1,5 км в моноклиально залегающих карбонатных породах развиты удлиненные (отношение длины к мощности 5—28), линзовидные, изометричные тела (рис. 39), сложенные глиной с обломками карбонатных вмещающих пород, корками и кристаллами целестина. Общий объем каверн, труб, щелей, камер в разрезе оценивается в 20 % от объема породы.

Д. И. Щербаков [1926 г.] описывает рудные тела следующим образом: «Штольной вскрыты карстовые полости, иногда имеющие форму разработанных водою трещин. Эти полости или заполнены нацело, или облекаются, с сохранением свободной центральной части, корками светло-серого с голубоватым оттенком целестина... до 1,5 м мощностью».

Целестин в карстовых полостях, как правило, мелко- и скрытокристаллический. В некоторых телах он наблюдается в виде отдельных обломков и плиток среди гипса и рудной дресвы. Размеры обломков до 50 см, содержание целестина до 85 %. В местах пересечения карстовых полостей трещинами, обычно в их кровле, наблюдается и крупнокристаллический целестин. Отмечается целестин также в виде пленок, натечков, мощных кор, конкреций. Поверх целестиновых кор в крупных полостях наблюдались корки каменной соли мощностью до 10 см, а на них — «бумажный шпат» в карбонатно-гипсовом материале, представляющий, по

обоснованному мнению Н. С. Скибы [1970 г.], затвердевшие кальцитовые пленки на поверхности карстовых водоемов. Толщина пленок 0,1—1,5 мм, общая мощность линз «бумажного шпата» до 0,5 м, протяженность до 6—7 м.

Формирование месторождения Д. И. Щербаков [1926 г.] связывает с перетолжением первично-осадочного целестина грунтовыми водами в трещины и полости известняков.

Месторождения целестина в Дагестане — **Ханцаркамахи, Зурамахи, Иха, Накимеэр, Кхиут, Могох**, по данным М. З. Казанбиева, К. К. Магомедова [21], приурочены к титон-валанжинской галогенно-карбонатной формации, подстилаемой песчано-глинистыми или карбонатно-гипсовыми отложениями юры и перекрытой терригенно-карбонатной формацией нижнего мела. Толщи смяты в складки; к сводовым и присводовым частям складок и к их крыльям приурочены месторождения. Залежи целестина развиты обычно в пласто- и линзообразных телах брекчий, прослеженных по всему Известняковому Дагестану. Рудные залежи по простиранию нередко переходят в неизменные породы.

Протяженность отдельных линз брекчий до 1 км. Обломки сложены известняком, доломитом, мергелем, пестрыми глинами и песчаниками, характерными для нормального разреза рудоносной толщи в незакарстованных районах. Процесс карстообразования обусловлен выщелачиванием каменной соли и местами сохранившегося в реликтах гипса, частично карбонатных пород с формированием полостей и каверн. Целестин встречается в виде линз, прожилков, гнезд, вкраплений, стяжений, друз, радиально-лучистых агрегатов. В карстовых полостях он образует корки, натечные формы, в брекчиях составляет их цемент. Содержание целестина в брекчиях колеблется в широких пределах, достигая 66 %, при 4—31 % CaO и до 3—5 % MgO. Характерна ассоциация целестина с серой, отмеченная на участках Кхиут, Иха, Накимеэр, Могох.

ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ

Карстовые месторождения исландского шпата являются второстепенными в сравнении с месторождениями в базальт-долеритовой (трапповой) формации. В Зеравшанском хребте Я. А. Левенюм [1939 г.] описан ряд рудопроявлений исландского шпата, группирующихся в три района: Магианский, Маргузорский и Куликлонский.

Наиболее интересными и обследованными являются рудопроявления в верховьях реки **Магиан**, локализованные в карбонатной формации верхнего силура мощностью около 400 м. В основании разреза залегают тонкоплитчатые светло-серые известняки с прослоями битуминозных известняков, переходящие в тонкослоистые. Месторождение приурочено к северному крылу палеозойской антиклинали; падение пород северо-западное под углом 15—42°.

Кристаллы кальцита находятся в гидротермокарстовых поло-

стях, частично выполненных кальцитовыми натечными корами, а также в жилах. Например, проявление № 3 представляет собой зал длиной 6 м в отвесной скале толстоплитчатых известняков. Высота пещеры у входа 5 м, вглубь она быстро сужается и переходит в щель, выполненную кальцитом. Жила связывает этот зал с камерой до 3 м в поперечнике. На стенах пещеры — плотный мелкокристаллический белый кальцит мощностью до 0,5 м, к центру полости размеры кристаллов увеличиваются и достигают 50 см в поперечнике.

Проявление № 5 представляет собой пещеру в сухом сае, разработанную в темно- и светло-серых известняках. Длина пещеры около 35 м. В глубине пещера расширяется, образуя несколько камер. Общее направление пещеры меридиональное, ее развитие связано с крупной вертикальной трещиной. Кристаллы кальцита найдены в южной части пещеры, в камерах, играющих роль «кальцитовых погребов». Самые крупные кристаллы достигают 40 см (по ребру).

АЛЮМИНИИ

Бокситы

Карстовые месторождения бокситов заключают в себе значительную часть мировых запасов этого вида сырья. Они известны начиная с докембрия (верхний протерозой Алтае-Саянской области, месторождение Боксон) до современных отложений (атоллы Тихого океана). Наибольшее распространение на территории Советского Союза карстовые месторождения бокситов имеют среди эвгеосинклинальных карбонатных толщ Урала, а также в основании чехла эпипалеозойской Урало-Сибирской платформы (Восточное Зауралье, Тургайский прогиб и др.). За рубежом карстовые месторождения мезозойского и палеогенового возраста есть во Франции, Греции, Италии, Венгрии, Югославии, Румынии. Значительную роль карстовые месторождения бокситов играют также в США, Гайане и особенно в островных странах Карибского моря — Ямайке и Гаити.

Карстовые месторождения известны среди отложений двух существенно разных групп бокситоносных формаций — в карбонатной и карстово-терригенной.

Карбонатные бокситоносные формации

Общими признаками карбонатных бокситоносных формаций являются: 1) абсолютное преобладание в рудоносных разрезах карбонатных рифогенных пород (известняков, доломитов); 2) наличие континентальных перерывов в осадконакоплении, к которым и приурочены залежи бокситов; 3) размещение преимущественно в геосинклинальных областях и реже в активизированных зонах платформ; 4) полное отсутствие признаков аридных обстановок

(прослоев гипсов, солей, монтмориллонитовых и палыгорскитовых глин, примесей полимиктового материала). Характерные, но не обязательные признаки: 1) относительная кратковременность бокситоносных перерывов (сотни тысяч, первые миллионы лет), их повторяемость в разрезе; 2) значительные мощности карбонатных разрезов (сотни метров); 3) преимущественно моногидратный состав бокситов (диаспор, бёмит).

Особенности внутреннего строения бокситоносных карбонатных формаций определяются различиями рудоконтролирующих параметров (климат, структура и состав дорудного рельефа) и структурным положением района. Месторождения лучшего качества и большего размера приурочены к тем частям формации, которые сложены наиболее «чистыми» известняками и доломитами с содержанием карбонатов 95 % и более. Появление среди известняков и доломитов прослоев вулканогенных или терригенных пород либо примеси вулканогенного и терригенного материала является неблагоприятным фактором. Месторождения, возникшие в этих частях формации, обычно малы по размерам и содержат руды низкого качества.

Типичным примером карбонатных бокситоносных формаций является комплекс карбонатных отложений Восточного склона Северного Урала, объединяемых в субровскую бокситоносную формацию.

Субровская бокситоносная формация. Формация сложена существенно известняковыми отложениями среднего девона, полоса развития которых протягивается вдоль Восточного Урала на расстояние около 1000 км (от Щучинского синклинория на Полярном Урале до Алапаевского района на Среднем Урале). Формация приурочена к центральной зоне Тагильского синклинория Уральской геосинклинальной области. Эта зона, согласно Р. И. Ерошевской [4], развивалась как остаточный жесткий массив, ограниченный с запада и востока зонами раздвигов.

Массив сложен в основном вулканогенно-терригенными отложениями ордовика — нижнего силура, мощность которых достигает нескольких километров. Начиная с позднего силура и в течение всего девона в пределах массива формировались вулканические пояса, вдоль которых в условиях относительно мелководного морского бассейна развивались рифовые комплексы. Эти комплексы и составляют основу бокситоносной формации. В пределах всей полосы рифов выделяются три крупных рудных района (с севера на юг): Ивдельский, Северо-Уральский и Карпинский. Мощность карбонатных рифогенных отложений достигает сотен метров.

Изучение бокситоносных отложений на Северном Урале проводится уже более 50 лет. В исследованиях на разных этапах принимали участие такие известные геологи, как А. Д. Архангельский, Д. В. Наливкин, Ю. К. Горецкий, Г. И. Бушинский, А. К. Гладковский, С. М. Андронов. За последние 20 лет, когда месторождения Северного Урала разведывались наиболее интенсивно, большой вклад в изучение состава руд, строения залежей,

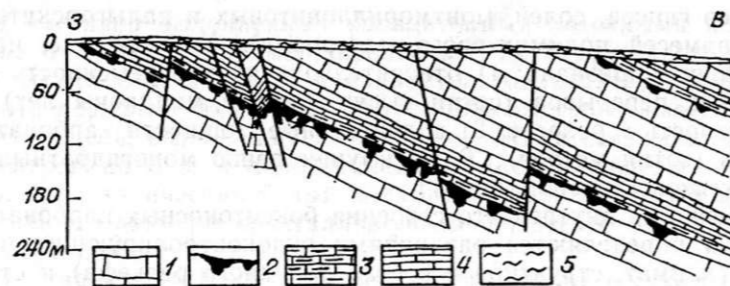


Рис. 40. Разрез бокситового месторождения «Красная Шапочка» (Северный Урал).
1 — рифогенные розовато-белые известняки; 2 — бокситы; 3 — мергели, черные аргиллиты; 4 — амфиоровые серые известняки; 5 — четвертичные супеси, суглинки.

закономерностей образования и размещения месторождений внесли О. А. Ткаченко, Г. А. Большун, Е. С. Гуткин, Р. И. Ерошевская, В. С. Шуб и др.

В общем плане бокситоносная формация сложена закономерным сочетанием темно-серых известняков с прослоями сланцев, туффитов, туфов, редко порфиритов, светло-серых и розовых рифогенных известняков, темно-серых амфиоровых известняков с прослоями известково-глинистых сланцев, серых кремнистых известняков с прослоями глинистых сланцев.

Основные промышленные месторождения сосредоточены в Северо-Уральском районе, где в составе формации развиты исключительно рифогенные и амфиоровые известняки. В Ивдельском и Карпинском районах, где отчетливо устанавливаются фациальные переходы карбонатных пород в вулканогенные, бокситы встречаются реже, а качество их хуже. Принято считать, что рудные залежи повсеместно приурочены к внутриформационным континентальным перерывам в осадконакоплении. Несмотря на обилие остатков фауны, определить точный возраст и число перерывов в разрезе формации довольно трудно. В одном разрезе по скважинам удается установить не более двух бокситоносных уровней.

В то же время по ряду косвенных признаков некоторые исследователи убеждены в существовании в среднем девоне Северного Урала четырех и даже шести самостоятельных уровней бокситонакопления [4, 27, 41]. Теперь большинство исследователей склоняются к мнению, впервые высказанному Г. А. Большун, что в среднем девоне Восточного Урала было два бокситоносных континентальных перерыва (рис. 40). При этом основные промышленные месторождения сосредоточены на нижнем уровне (граница нижнего и среднего девона). Здесь они образуют «субровский рудный горизонт», строение которого на рудных полях Северо-Уральского района следующее.

Горизонт повсеместно подстилается светло-серыми, розоватыми массивными рифогенными известняками петропавловской сви-

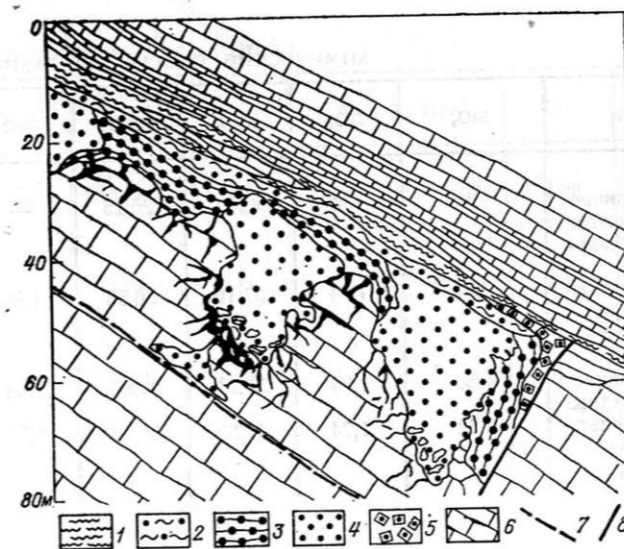


Рис. 41. Строение рудной залежи на Кальинском месторождении бокситов (Северный Урал).

1 — темно-серые углистые аргиллиты, часто с пиритом; 2—5 — бокситы: 2 — серые и пестроцветные глинистые, обычно низкого качества («пестроцвет»), 3 — красно-коричневые яшмовидные, 4 — землистые («красные марки»), 5 — притизированные («колчедан-бокситы»); 6 — рифогенные известняки с трещинами, заполненными бокситом; 7 — предполагаемый уровень грунтовых вод в период бокситонакопления; 8 — пострудный разлом.

ты верхнего лудлова — нижнего девона. Поверхность известняков неровная, что обусловлено двумя причинами: неровностями поверхности рифа и развитием собственно карстового рельефа. Поскольку изучение поверхности перерыва можно проводить только по материалам бурения и по документации горных выработок, то подчас бывает трудно установить, какой из этих факторов (рифолитокарстообразование) играет определяющую роль в формировании дорудного рельефа. На рудных полях обычно хорошо выражены западины типа карстовых полей глубиной 5—20 м (очень редко до 40 м) и площадью до нескольких десятков тысяч квадратных метров. Такие западины занимают 50—70 % поверхности. Бокситы заполняют все отрицательные формы рельефа и часто выходят за их пределы, образуя сплошной маломощный пласт (рис. 41).

В основании рудных залежей развиты так называемые рудные брекчии — породы, состоящие из угловатых обломков известняков, погруженных в красно-коричневый, реже зеленовато-серый бокситовый цемент. Местами отчетливо видно, что мы имеем дело с псевдобрекчией, возникшей в результате псевдоморфного замещения известняка бокситовым веществом. Мощность зоны рудных брекчий колеблется в значительных пределах, и иногда по ослабленным трещиноватым зонам нижняя граница их опускается на

Таблица
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) РАЗНОВИДНОСТЕЙ

Бокситы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
Красно-коричневые землистые («красные марки»)	1,15	1,90	56,48	26,25	—	0,65
Красно-коричневые плотные («красные немарки»)	3,94	1,84	57,10	20,53	1,86	0,65
Красно-коричневые яшмовидные	1,56	1,84	59,71	21,62	1,00	0,40
Слоистые («пестроцвет»)	12,74	1,74	47,33	16,77	6,77	1,15

десятки и даже сотни метров, согласно пути былого движения подземных вод.

Далее следуют залегающие только в карстовых камерах, но составляющие 80 % запасов высококачественные плотные землистые красно-коричневые бокситовые руды («красные марки» и «красные немарки» — по установленной в литературе производственной терминологии). Именно они представляют основную ценность бокситовых месторождений (табл. 3). Эти бокситы иногда замещаются яшмовидными разновидностями.

Карстовые залежи высококачественных бокситов повсеместно перекрыты маломощным пластом (0,2—2,0 м) пестроцветных либо серых бокситов, часто слоистых, переходящих в некондиционные бокситовые руды, колчедан-бокситы, мергелистые бокситы («пестроцвет»). Именно в этой части разреза, формировавшейся в условиях подтопления карстового рельефа и трансгрессии моря, иногда встречаются обломки раковин брахиопод, прослой известняков и серых аргиллитов.

Породообразующими минералами основного типа руд («красные марки» и «красные немарки») являются тонкокристаллические диаспор и гематит. В качестве примесей присутствуют бемит, каолинит, лептохлорит, лейкоксен, рутил. В бокситах зоны «пестроцвета» наблюдается большее разнообразие минерального состава. Здесь наряду с диаспором и гематитом существенную роль играют бемит, сульфиды и гидроксиды железа, появляются хлорит и карбонаты. Вверх по разрезу «пестроцвет» постепенно переходит либо в темно-серые плитчатые мергели, либо непосредственно в амфиболовые известняки, имеющие в районе повсеместное распространение. Эти известняки выше сменяются массивными серыми и розоватыми рифогенными известняками, на размытую закар-

таблица 3
БОКСИТОВ СЕВЕРО-УРАЛЬСКОГО РАЙОНА

MgO	MnO	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	CO ₂	Σ
0,09	0,52	0,90	—	—	10,30	0,28	98,52
0,58	0,08	1,08	0,18	—	11,59	0,12	99,55
0,09	0,11	1,19	0,08	0,01	11,71	0,12	99,44
1,48	0,03	0,08	0,15	1,12	8,56	2,77	100,69

стованную поверхность которых ложится следующий бокситоносный горизонт.

Строгие закономерности локализации рудных залежей в разрезе карбонатной бокситоносной формации Восточного склона Урала нарушаются интенсивной как дорудной, так и пострудной тектоникой. Дорудные тектонические нарушения, прослеживаемые на расстоянии 5—10 км, ограничивают крупные блоки, которые развивались автономно, хотя и в пределах единого морского бассейна. Естественно, разные блоки характеризуются разной продуктивностью, а в ряде случаев и несколько разным возрастом бокситоносных перерывов. Пострудные нарушения обычно носят более локальный характер, но их амплитуда иногда достигает многих десятков и даже сотен метров. Эти нарушения подчас существенно искажают пространственное положение рудоносных горизонтов. Кроме того, пострудные нарушения часто являются путями проникновения в бокситы гидротермальных растворов, приводящих к нарушению структуры карста и к резкому ухудшению качества руд (их силификации, пиритизации и т. д.).

Описанный разрез субровского бокситоносного горизонта характерен практически для всех бокситовых месторождений мира, входящих в состав карбонатных бокситоносных формаций, вне зависимости от их возраста и отчасти структурного положения. Правда, в разных геологических обстановках карбонатная бокситоносная формация приобретает некоторые особенности. Ниже мы кратко остановимся на двух примерах, наиболее ярко иллюстрирующих это положение.

Южнофранцузская бокситоносная формация. Формация развита в пределах активизированной части эпипалеозойской Западно-Европейской платформы в зоне ее сочленения с альпинадами. От-

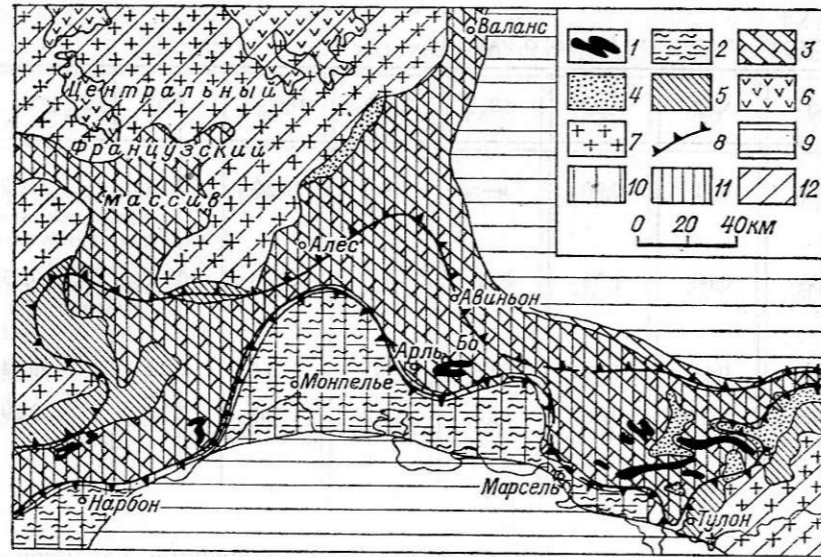


Рис. 42. Литолого-фациальная карта эпохи бокситонакопления (альб—сеноман) в Южной Франции (по П. Рау с дополнениями Б. М. Михайлова).

1 — бокситоносные депрессии; 2 — серые и пестроцветные каолиновые глины (альб); 3 — известняки (юра — нижний мел); 4 — песчаные отложения (триас); 5 — сланцы (палеозой); 6 — изверженные породы основного состава; 7 — гранитоиды; 8 — граница возможного распространения отложений бокситоносной формации; 9—12 — палеогеографические обстановки: 9 — море, 10 — приморские аккумулятивные равнины, 11 — карстовые равнины, 12 — возвышенности.

ложения формации образуют прерывистый пояс шириной несколько десятков километров, протягивающийся от Пиренеев до Альп [74]. В пределах этого пояса известен ряд крупных бокситовых месторождений, запасы которых оцениваются в сотни миллионов тонн (рис. 42).

Таблица 4
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) РАЗНОВИДНОСТЕЙ БОКСИТОВ ЮЖНОФРАНЦУЗСКОЙ

Бокситы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Бобовые красные	1,00	3,20	59,07	23,83
	4,20	3,10	53,70	21,30
Бобовые розовые	18,10	3,50	52,60	1,90
Мелкобобовые белые с прожилками каолинита	11,58	2,08	69,59	1,21
Белые с редкими бобовинами	13,70	4,00	60,10	4,20
Зеленые	10,60	3,40	52,20	20,30

Все месторождения южнофранцузской формации приурочены к обширной карстовой равнине, находившейся в альбе и сеномане на границе Центрального Французского поднятия и морских бассейнов альпийской геосинклинали. Карстовая область, сложенная карбонатными породами юры и нижнего мела, перед накоплением на ней бокситоносных отложений, а частично и после этого была дислоцирована. Жесткий же Центральный Французский массив в альбе и сеномане имел выровненную поверхность. В связи с этим количество привносимого в карстовую область осадочного материала было невелико. Эти два обстоятельства (дислокация пород, слагающих карстовые плато, и замедленный привнос в карстовую область осадочного материала) явились наряду с благоприятным климатом основными факторами, определившими высокую продуктивность формации и высокое качество бокситов (табл. 4).

Среди карстовых депрессий преобладают весьма обширные поля, в пределах которых бокситы образуют выдержанные линзовидные прослои, прослеживающиеся на расстояние в сотни метров; встречаются и мелкие карстовые воронки. Карстовые бокситы в депрессиях повсеместно приурочены к дислоцированной поверхности «чистых» (CaCO₃ ≥ 90%) белых, розовато-белых известняков (реже доломитов) юры или нижнего мела и перекрываются, как правило, карбонатными же отложениями верхнего мела (от турона и выше). Глубина карстовых депрессий колеблется от нескольких метров до 10—20 м (реже больше).

По своему строению карстовые осадочные тела в общем сходны с описанными в месторождениях Северного Урала, но, естественно, имеют некоторые особенности. На днищах карстовых депрессий встречаются (но не всегда) карстовые брекчии. Правда, цемент их здесь чаще представлен не бокситом, а бокситовой глиной с кремниевым модулем Al₂O₃ : SiO₂ < 2. Разрез карстового тела обычно начинается с делювиально-карстовых брекчий, представ-

ца 4
БОКСИТОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ (ПО ЛАППАРЕНТУ [1930 г.])

CaO	MgO	п. п. п.	Σ	Минеральный состав
—	—	12,12	99,22	Бёмит, гиббсит, каолинит, гематит
—	—	17,90	100,20	Гиббсит, бёмит, каолинит, гематит
—	—	23,40	99,50	Гиббсит, каолинит, бёмит
—	—	15,80	100,26	Бёмит, каолинит, гиббсит
3,50	сл.	15,00	100,50	Бёмит, каолинит, кальцит
сл.	0,50	12,00	99,00	Диаспор, шамозит

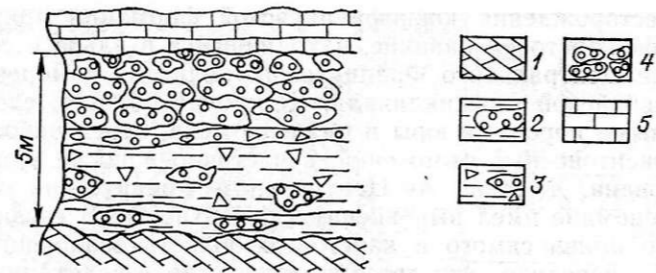


Рис. 43. Разрез бокситоносной толщи на месторождении бокситов Мозог, Южная Франция (по Ж. Никола [1970 г.]).

1 — доломиты; 2 — глины с гематитом и обломками пизолитовых пород; 3 — глинистые брекчированные породы, ожеженненные с обломками пизолитовых бокситов; 4 — бокситы пизолитовые плитчатые; 5 — известняки.

ляющих собой обломки интенсивно ожеженненных (гематитизированных) пород, пизолитовых бокситов, погруженных в глинистый интенсивно ожеженненный цемент (рис. 43).

Выше по разрезу брекчии замещаются бобовыми, часто крупнопизолитовыми кирпично-красными, реже желтыми бокситами. Эти бокситы составляют основу карстового тела. Мощность рудных тел в карстовых депрессиях Южной Франции колеблется от 2—4 до 8—12 м. В верхней части карстового тела бокситы, как правило, обелены; иногда они приобретают даже зеленоватый цвет. Постепенно они замещаются бокситовыми глинами, белыми, серыми и еще выше черными лигнитносными, залегающими в свою очередь в основании верхнемеловой трансгрессивной серии.

Бокситы южнофранцузской формации гиббсит-бёмитовые, иногда с диаспором. Структура большей массы пород бобовая. Свойственные Северному Уралу массивные землистые разности здесь встречаются редко и главным образом в основании рудного пласта. Бокситы малокальциевые с высоким содержанием титана (см. табл. 4).

Бокситоносная карбонатная формация Кубы. На Кубе среди верхнемеловых известняков обнаружены бокситы [36]. Рудные тела вскрыты канавами на северном, обращенном к океану склоне моготы Сьера-Акуль. Могота сложена известняками верхнего мела, интенсивно дислоцированными и разбитыми многочисленными разломами на отдельные блоки (рис. 44). Рудоносным является контакт светло-серых рифогенных известняков сеномана и темно-серых углистых мергелей предположительно кампана.

Рудный пласт падает под углом 50—60° и имеет видимую мощность около 6 м. Несмотря на то что рудный пласт в канаве интенсивно выветрен (породы, слагающие его, раздроблены, ожеженнены, выщелочены), в нем сразу же узнается текстура субровского бокситового горизонта, а именно: залегающие в основании разреза монолитные известняки раздроблены, по ним повсеместно развивается рудная брекчия.

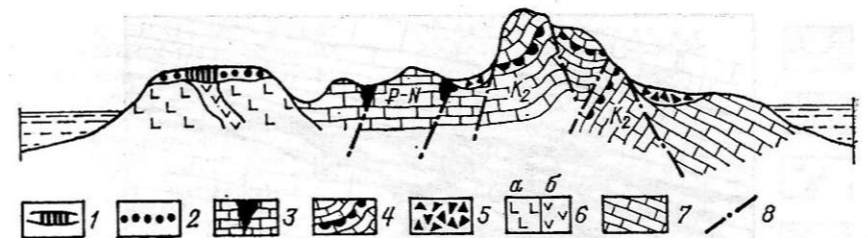


Рис. 44. Схема размещения различных генетических типов бокситов на о. Куба.

1 — псевдоморфные латерит-бокситы; 2 — никеленосные коры выветривания и охры; карстовые бокситы; 3 — на современной поверхности выравнивания, 4 — в дислоцированной карбонатной толще (верхний мел); 5 — бокситы делювиальных свалов; 6 — изверженные породы (а — серпентиниты; б — габбро); 7 — известняки; 8 — разломы.

Выше залегает пласт плотного красно-коричневого яшмовидного боксита мощностью 1—2 м. Между бокситом и темно-серыми углистыми известняками (мергелями?) в канаве обнажается весьма пористый желтовато-оранжевый боксит, который представляет собой латеритизированный в условиях кубинских тропиков аналог субровского «пестроцвета». Это предположение нашло свое подтверждение после просмотра керна скважин, вскрывших рудный пласт на глубине 180 м. Там на красно-коричневых яшмовидных бокситах залегают черные бокситы с обилием пирита. По материалам бурения бокситорудный пласт весьма невыдержан по простиранию и выполняет неровности рельефа, для которого характерно развитие неглубоких обширных полей, формировавшихся во время континентального перерыва на приподнятой прибрежной равнине.

Яшмовидные бокситы имеют однородное монолитное строение без следов слоистости. Они диаспоровые, реже диаспор-бёмитовые с высоким содержанием гематита при практическом отсутствии серы и оксида кальция. Содержание глинозема в них колеблется в пределах 40—55% при 20—25% Fe₂O₃.

Здесь интересно отметить следующее: у подножий известняковых могот, протянувшихся вдоль северных берегов Кубы, за последние годы обнаружены значительные скопления делювиальных свалов — шлейфов, которые выполняют своеобразный желоб длиной около 15 км при ширине 100—400 м и глубине 10—15 м (см. рис. 44). В формировании этого желоба несомненно принимали участие процессы карстообразования. Состав продуктов, заполняющих желоб, и строение разреза существенно отличны от описанных для бокситорудного горизонта карбонатной формации мела. Это угловатые глыбы размером до 0,3—0,5 м в поперечнике и обломки яшмовидных бокситов, погруженные в железисто-глинистый рыхлый алюмосиликатный цемент. Содержание глинозема в обломках составляет 55—58% при 2—5% SiO₂, 22—25% Fe₂O₃, 0,2—0,5% S и 0,1—0,2% CaO. Количество обломков бокситов в делювии колеблется в пределах 30—60%. Иными словами, практическое значение делювий карбонатных могот может иметь толь-

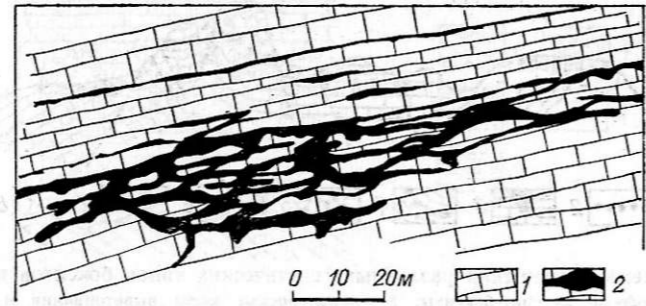


Рис. 45. Пещерный бокситоносный карст в среднекаменноугольных известняках гор Актау, Южный Тянь-Шань (по С. С. Шульцу, мл. [1969 г.]).
1 — известняки; 2 — бокситы и бокситовые породы.

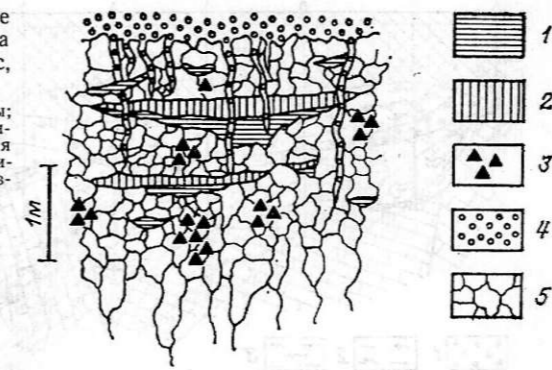
ко при условии разработки экономичной технологии извлечения обломков бокситов из вмещающей глинистой массы.

Охарактеризованные выше карбонатные бокситоносные формации заключают рудные залежи открытого карста, т. е. формировавшегося непосредственно на земной поверхности. В районах, где бокситонакопление происходило в условиях резкого расчленения рельефа, формируется так называемый пещерный карст. На территории Советского Союза бокситоносный пещерный карст известен в горах Южного Тянь-Шаня (рудопоявления гор Актау, Букунтау и др.). Здесь бокситовый материал по узким ходам проникал в толщу турнейских закарстованных известняков, выполняя неглубоко расположенные карстовые полости (рис. 45). Состав заполнителя крайне разнообразен. В отдельных случаях это высококачественная бокситовая руда, в других красно-бурые алевриты и пески с незначительной примесью минералов свободного глинозема (табл. 5).

Подобный карст известен также в карбонатных бокситоносных формациях альпийской геосинклинали. Например, на месторождении Вартос в 4 км к северу от города Амфиса (Греция) [62] наблюдаются две системы каверн растворения (рис. 46): 1) система трещин и каверн, выполненных известковистым алевритом охри-

Рис. 46. Карстовые многофазные системы и каверны растворения на месторождении бокситов Вартос, Греция [62].

1 — глинисто-карбонатные алевриты; 2 — крупнокристаллический и конкреционный кальцит; 3 — обвальная брекчия; 4 — красно-коричневые оолитовые бокситы; 5 — трещиноватые известняки.



сто-коричневого цвета и конкреционным кальцитом; 2) разветвленная система трещин, заполненных темно-красным афанитовым бокситом; эти трещины секут каверны, выполненные алевритовым материалом. Наложение двух фаз растворения (карстообразования) является, очевидно, следствием колебаний уровня грунтовых вод в пределах карстового плато.

Карстово-терригенные бокситоносные формации

Этот тип бокситоносных формаций представляет собой разновидность более крупной группы терригенных бокситоносных формаций. Особенностью его является развитие бокситоносных отложений на субстрате, заключающем в себе карбонатные интенсивно закарстованные образования. Терригенные бокситоносные формации, как правило, приурочены к базальным горизонтам трансгрессивных комплексов, часто залегают в основании платформенного чехла в краевых частях плит древних и молодых платформ либо на склонах внутриплатформенных поднятий.

На территории СССР карстово-терригенные формации наиболее широко развиты по окраинам эпипалеозойской Урало-Сибирской платформы, а также в пределах выступов ее фундамента: на

Таблица 5
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) БОКСИТОВ И БОКСИТОВЫХ ПОРОД

Участок	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO
Западный	15,58	2,60	52,60	1,23	8,68	3,86
	12,29	2,25	55,30	4,73	10,85	2,07
Центральный	21,64	2,25	58,00	1,20	—	4,14
	14,28	2,60	55,75	8,63	0,32	4,00
Восточный	9,85	2,80	50,08	16,75	2,98	3,02

Таблица 5
ПЕЩЕРНОГО КАРСТА ГОР АКТАУ (ПО Л. П. КОНОНОВУ)

MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	п. п. п.	Σ
1,50	0,32	0,15	0,13	—	12,84	99,49
1,60	0,15	0,05	0,23	—	9,26	98,78
0,20	—	—	—	—	9,92	97,35
0,40	0,45	1,20	0,13	—	11,52	99,28
0,82	0,16	0,33	0,07	0,20	13,08	100,14

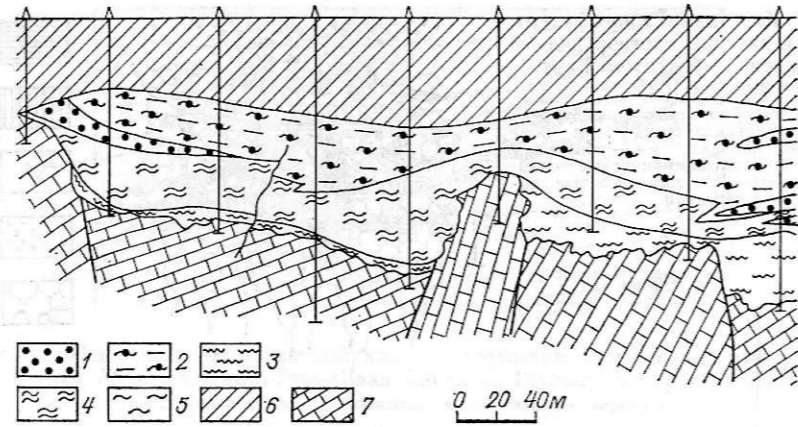


Рис. 47. Разрез бокситоносной карстовой депрессии (сеноман—турон)
 1 — бокситы бобовые каменистые, реже глинистые красновато-коричневые; 2 — аллиты глинистые с включением рыхлых бобовин; 3—5 — глины: 3 — пестроцветные перемытые, 4 — белые каолиновые, 5 — пестроцветные каолиновые; 6 — покровные отложения (верхнепалеоген-четвертичные); 7 — известняки (нижний карбон).

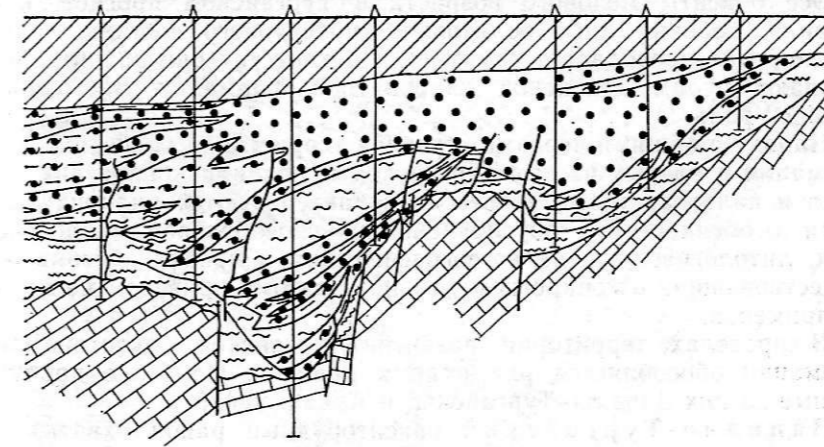
Урале, Казахстанском щите, Салаире, Енисейском кряже и пр. За рубежом промышленные месторождения этой формации известны в Северной Америке [4, 5, 25, 27, 37, 64, 74, 79 и др.].

Наиболее характерным примером карстово-терригенной формации является комплекс бокситоносных отложений мелового возраста в Тургайском прогибе.

Тургайская карстово-терригенная бокситоносная формация. Формация приурочена к основанию платформенного чехла и залегает на различных породах складчатого основания прогиба. Бокситоносные отложения заполняют многочисленные эрозионные и эрозионно-карстовые депрессии на эродированной и неплененизированной поверхности фундамента. Депрессии обычно приурочены к контактам карбонатных и вулканогенных пород. Бокситы на территории Тургайского прогиба впервые были обнаружены в 1936 г. в Аркалыкском районе Е. М. Великовской, а на севере Тургайского прогиба в 1944 г. А. Н. Волковым. Изучением их в различные годы занимались Б. А. Тюрин, М. А. Кальменев, Н. А. Лисицына, Б. М. Михайлов, Г. Р. Кирпаль и многие другие.

В общем плане формация состоит из изолированных тел, объединяемых единством времени образования, состава, строения и генетической связью с бокситами. Иногда отдельные депрессии соединены между собой; на значительных площадях они перекрыты маломощным покровом континентальных песчано-глинистых отложений, заключающих линзовидные прослои бокситовых пород.

В составе формации обычно выделяются три последовательных члена. В основании практически во всех депрессиях наблюдаются базальные делювиальные щебенистые галечники, песчаники с каолиновым цементом, реже с глинистыми конгломератами и глинами, имеющими обломочную текстуру. Основной — средний —



на Красноярском месторождении бокситов, Северный Тургай.
 1 — бокситы бобовые каменистые, реже глинистые красновато-коричневые; 2 — аллиты глинистые с включением рыхлых бобовин; 3—5 — глины: 3 — пестроцветные перемытые, 4 — белые каолиновые, 5 — пестроцветные каолиновые; 6 — покровные отложения (верхнепалеоген-четвертичные); 7 — известняки (нижний карбон).

член, сложенный пестроцветными каолиновыми глинами, содержит не выдержанные по мощности и простиранию линзовидные пласты бокситов. Число их в отдельных депрессиях колеблется от одного до трех-четырех. Основной промышленный пласт (линза) обычно залегает на склоне депрессии, частично заходя в ее центральную часть. Мощность среднего члена, как и мощность рудного пласта, крайне изменчива и в зависимости от глубины депрессии колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров. Верхняя часть формации представлена обычно серыми, часто углистыми глинами с прослойками алевролита и бурого угля. Этот комплекс пород формируется в условиях выравнивания и заболачивания рельефа, в связи с чем имеет более постоянные мощности и большие площади распространения.

Форма депрессий, а в значительной мере форма и объем рудных тел существенно зависят от состава и строения фундамента. При горизонтальном либо слабонаклонном залегании карбонатных толщ развиваются неглубокие, но широкие карстовые депрессии (поля), в каждой из которых обычно формируется одно крупное линзовидное тело (рис. 47). При крутом падении пластов, особенно в приконтактных зонах, наоборот, возникают глубокие, но узкие карстовые формы (трубы, пропасти) глубиной до 200—300 м и размерами на устье до 50—100 м. Известны случаи, когда эти полости целиком заполнены бокситами, и скважина, попадая в них, проходит по руде 100—200 м и более. В то же время соседняя скважина вскрывает безрудный известняк. Палеогеоморфологический анализ дорудной поверхности показывает, что все бокситоносные депрессии расположены только в прибортовых либо в возвышенных ее частях, где на границе раннего и позднего мела существовали обширные закарстованные плато.

Все бокситы мелового возраста в Тургайском прогибе, как правило, бобовые либо оолитовые, гиббситового состава, часто железистые (преобладает гематит). По качеству они значительно уступают рудам девонской карбонатной формации Восточного склона Урала.

Наряду с общими чертами строения терригенной бокситоносной формации в разных частях Тургайской провинции конкретные залежи и палеокарстовые депрессии характеризуются индивидуальными особенностями, обусловленными своеобразием геологических, литологических, палеогеографических и прочих обстановок, существовавших в конкретном районе. Поэтому приведем несколько примеров.

В пределах территории развития тургайской бокситоносной формации обособляется ряд рудных районов. Наиболее продуктивные из них Западно-Тургайский и Аркалыкский.

Западно-Тургайский бокситорудный район охватывает обширное закарстованное плато, сложенное главным образом дислоцированными эффузивно-карбонатными толщами нижнего карбона. Это обстоятельство предопределило преимущественное развитие здесь карстовых и эрозионно-карстовых месторождений бокситов. Практически все карстовое плато погребено под осадками мела и палеогена, среди которых преобладают пески, глины, реже мергели морского и прибрежно-морского генезиса. Бокситоносные депрессии на всю мощность вскрываются только скважинами. Лишь в карьерах Соколовско-Сарбайского железорудного горнообогатительного комбината глубиной до 200—300 м удается наблюдать полный разрез карстовых депрессий, включая их донные образования. Здесь в течение 8 лет мы вели ежегодное наблюдение за последовательно вскрываемыми карстовыми воронками в северо-западной части рудника. Это позволило составить пространственную модель воронки (рис. 48) и высказать определенные соображения о ее образовании.

Размеры воронки, выходящей на домаастрихтскую поверхность, около 50×80 м, глубина 20—30 м. Процессы карстообразования протекали в гумидном климате позднего мела в условиях слабо расчлененного холмистого рельефа. Воронка приурочена к контакту оруденелых, часто пиритизированных метасоматитов со шлировидными обособлениями мангетитовых руд и доломитизированных, часто марганценосных (до 6% Mn) известняков нижнего карбона. Она представляет собой чашеобразное углубление с довольно крутыми, иногда почти отвесными стенками. На глубине 20—40 м воронка резко сужается, переходя в зону дробления материнских пород. На неровном дне возвышаются сосковидные сглаженные останцы плотных, часто марганцовистых известняков высотой до 3—6 м.

Весь комплекс осадков, выполняющих воронку, может быть подразделен на пять групп (снизу вверх).

1. Реакционная кайма, выстилающая все днище карстовой депрессии. Кайма представляет собой остаточный продукт выщела-

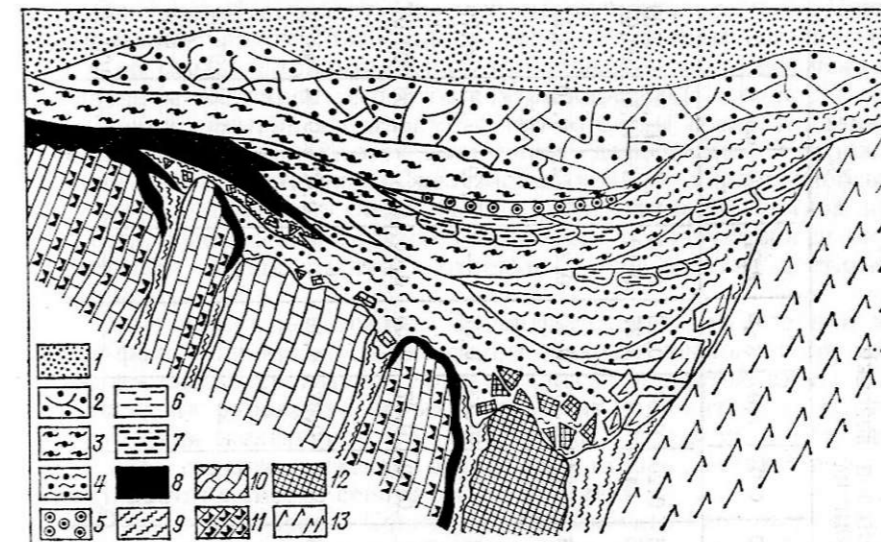


Рис. 48. Разрез карстовой депрессии на Комсомольском руднике Соколовско-Сарбайского горнообогатительного комбината, Северный Тургай.

1 — песчаные морские отложения (верхний мел); бокситы; 2 — конкреционные железистые, 3 — глинисто-железистые; 4 — железистые бокситовые глины; 5 — оолитовые шамозит-гидрогетитовые руды; 6 — лигнитовые глины с обломками обугленной древесины; 7 — карстовые брекчии; 8 — рыхлые железо-марганцевые руды; 9 — выветрелые тектониты; известняки; 10 — доломитизированные, 11 — марганцовистые доломитизированные; 12 — мартитизированные магнетитовые руды; 13 — метасоматиты.

чивания марганцовистых известняков. Она имеет мощность от нескольких сантиметров до 1—1,5 м и сложена незакономерно переслаивающимися марганецсодержащими черно-коричневыми глинами и сажистыми рыхлыми железо-марганцевыми гелями. Эти породы представляют собой легкие (плотность 0,8—1,6 г/см³) пластичные образования коричневого либо черного цвета, иногда неяснослоистые, с разными содержаниями железа и марганца (табл. 6). В их составе преобладают голландит, тодорокит, манганит, гидрогаусманнит (?), гетит, крупночешуйчатый каолинит, в меньшем количестве присутствуют гематит, обломки кварца, струйчатые выделения гидрослюд. Среднее содержание марганца колеблется от 5 до 25%. В общей глиноподобной массе часто встречаются сосковидные плотные стяжения манганита с небольшой примесью гематита. Содержание марганца в стяжениях до 50%. Содержание меди, свинца и цинка в реакционной кайме повышается на два-четыре порядка по сравнению с известняками субстрата.

2. Контракционный элювий. Это карстовые брекчии, представляющие собой частично выветрелые угловатые глыбы и обломки пород субстрата в алевроитово-глинистом существенно каолинитовом цементе. Мощность карстовых брекчий крайне непостоянна — от нескольких сантиметров до 3—6 м.

Таблица 6
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) ПОРОД ИЗ КАРСТОВОЙ ВОРОНКИ
В КАРЬЕРЕ КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНИКА

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п. п. п.	Σ
Железные ка- менные бокситы	3,10	1,44	30,98	47,17	3,90	0,08	0,36	0,20	0,07	0,19	0,16	1,47	11,27	100,39
	3,85	1,84	43,90	23,25	3,56	0,03	0,36	сл.	0,41	1,37	0,19	1,47	19,51	100,01
Глиноземистый железняк	1,20	0,66	14,44	70,95	3,26	0,06	0,36	0,67	0,17	0,65	0,33	0,72	6,10	99,57
Гематит	1,00	0,13	1,31	90,43	3,90	0,11	0,21	—	0,13	0,37	—	0,39	1,81	99,79
Марганцовистые глины	28,80	1,18	25,00	21,61	—	8,47	0,17	0,60	0,07	0,06	0,40	1,47	12,08	99,91
Марганцовистая руда с кальцитом	3,50	0,06	1,25	15,36	24,08	22,92	4,06	7,84	0,07	0,10	—	0,40	19,44	99,08
Древесина, из- влеченная из уг- листых глин	1,80	0,05	1,67	3,22	—	—	—	—	—	—	—	—	90,40	97,14
Красные глины	40,70	0,05	32,46	13,67	—	—	—	—	—	—	—	0,66	12,66	100,20

3. Оползневый горизонт. Это крупные существенно гидротит-каолиновые плосколинзовидные тела — оплывины мощностью 1—5 м со следами гравитационного скольжения (в размягченном обводненном состоянии) с бортов внутрь карстовой воронки. Нижняя граница оплывин всегда имеет четкие следы соскальзывания. В самих телах наблюдаются пластичные деформации. У кровли оплывин иногда отмечаются железистые корки — кираса гиббсит-гётитового состава, это следы былой кирасизации на земной поверхности. Оползневый горизонт составляет основную массу карстового тела. Мощность его в отдельных пересечениях достигает 10—15 м.

4. Озерно-болотные осадки. В центральной части воронки на общем фоне бело-красного пятнистого разреза несколько лет сохранялась слегка прогнутая слоистая линза мощностью около 3 м, состоящая из буровато-зеленых гидротит-шамозитовых оолитового строения железняков, залегающих на черных углистых глинах. Линза содержит янтарь, обугленные стволы, ветви, споры и пыльцу растительности сеноманского возраста.

5. Покровная кираса. Состав кирасы гиббсит-каолинит-гётитовый, сложенные конкреционно-бобовое, мощность до 3—5 м; она слегка прогнута в центральной части воронки. Покров на 40—80 м заходит за контуры воронки. Выше залегает толща глауконит-кварцевых песков верхнего мела.

Важно отметить, что состав и строение отложений, выполняющих карстовую воронку, однозначно свидетельствуют о полном отсутствии процессов более позднего эпигенетического преобразования карстовых отложений (процессы «добоксичивания», «доработки», «промывного гидролиза», на которые указывают в своих работах Г. И. Бушинский, М. В. Пастухова, Ю. И. Ким и др.).

Аркалыкский бокситорудный район располагается на восточном борту Тургайского прогиба. Различия Аркалыкского и Западно-Тургайского районов определяются в первую очередь принципиально разной историей их геологического развития в мезо-кайнозойское время. Если на западе Тургайского прогиба процессы карсто- и бокситообразования продолжались в основном в первой половине позднего мела, т. е. до перекрытия района осадками обширных мел-палеогеновых трансгрессий, то площадь аркалыкских месторождений оставалась приподнятой и не заливалась морями практически в течение всего мезозоя и кайнозоя. Карстообразование здесь непрерывно продолжалось на протяжении всего позднего мела, палеоцена и эоцена. Лишь в олигоцене район был перекрыт пестроцветными глинистыми осадками мелководного бассейна. Длительный и пульсационный характер карстообразования определил сложность строения карстовых депрессий и заполняющей их бокситоносной формации.

Месторождения и рудопроявления Аркалыкского района расположены на площади около 2000 км². В тектоническом отношении эта территория охватывает районы погружения структур Арканатинского антиклинория под субплатформенные образования

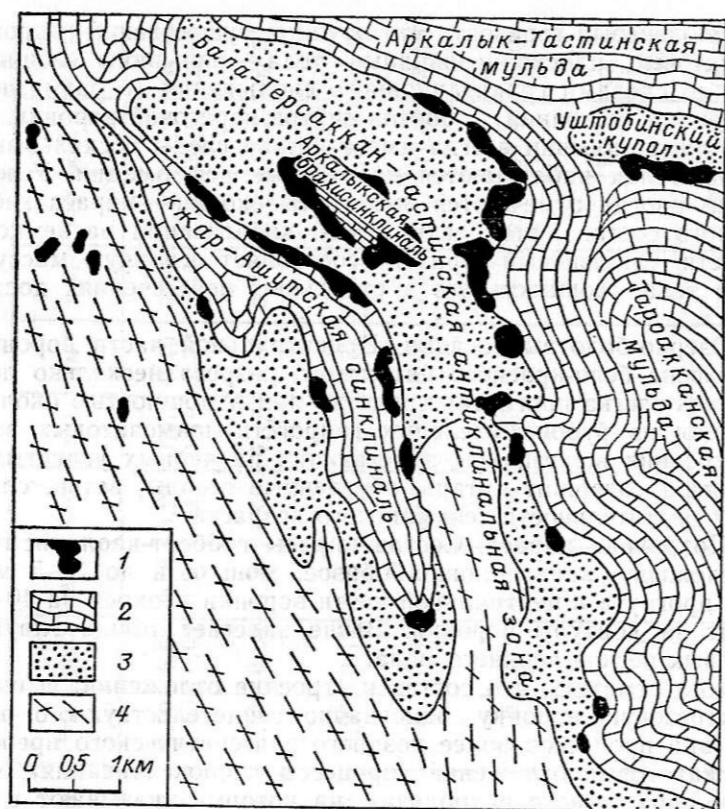


Рис. 49. Схема основных структур Аркалыкского района (по Б. А. Тюрину [1955 г.]).

1 — бокситоносные депрессии; 2 — известняки и доломиты (верхний девон — нижний карбон); 3 — аргиллиты, алевролиты, песчаники (верхний девон); 4 — биотит-амфиболовые гнейсы, слюдяные, реже гематитовые сланцы (верхний протерозой).

девона и карбона (рис. 49). Основной складчатой структурой Аркалыкского бокситоносного района является Бала-Терсаккан-Тастинская антиклинальная зона, которая, пересекая в север-северо-западном направлении бокситоносный район, соединяет в виде «моста» антиклинальные поднятия Арганатинского и Тастинского антиклинориев. Антиклинальная зона сложена в основном терригенными конгломерат-песчано-сланцевыми отложениями среднего—верхнего девона, ее крылья представлены толщей существенно карбонатных пород фаменского и турнейского ярусов. В основании этой толщи на территории всего района устанавливается пачка черных пиритизированных, часто карбонатных аргиллитов (сульфидероносные слои фаменского яруса).

Контакт песчано-сланцевой и карбонатной толщ контролирует размещение наиболее крупных депрессий, повсеместно имеющих

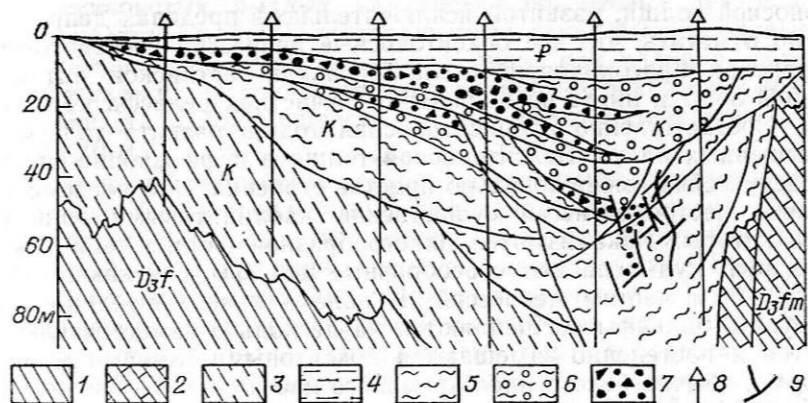


Рис. 50. Разрез суффозионно-карстовой бокситоносной депрессии на месторождении Аркалык, восточный борт Тургайского прогиба.

1 — темно-серые аргиллиты, алевролиты; 2 — известняки, часто доломитизированные; 3 — кора выветривания на аргиллитах; 4-6 — глины: 4 — серые, пестроцветные, иногда алевролитовые, 5 — пестроцветные, 6 — бокситовые; 7 — бокситы; 8 — скважины; 9 — плоскости оплывов и оползаний.

карстовую природу. Все рудные залежи Аркалыкской группы месторождений располагаются в пределах этих депрессий.

Вопросы стратиграфии, вещественного состава и закономерностей размещения рудных залежей в 60—80-х годах изучали А. Н. Волков, Б. А. Тюрин, М. А. Кальменев и др. Несмотря на обилие нового фактического материала, основные закономерности строения рудных тел остались неизменными со времен разведки месторождений, проводившейся в 50—60-х годах.

Все бокситоносные депрессии отчетливо разделяются на две группы: 1) суффозионно-карстовые, развитые непосредственно на контакте терригенных и карбонатных пород; 2) карстовые, располагающиеся в пределах известняковой толщи фамена.

Суффозионно-карстовые депрессии обычно имеют асимметричную форму (рис. 50). На пологом борту депрессии, сложенном песчано-сланцевыми отложениями франа, развита мощная кора выветривания, в верхней части которой преобладают пестроцветные каолинит-гидрослюдистые глины с отчетливой реликтовой текстурой субстрата. Именно здесь С. П. Патрикеевым были встречены каолинизированные ядра брахиопод. Нижние зоны коры выветривания сложены существенно слюдястыми и гидрослюдистыми глинами, возникшими при гидратации фаменских аргиллитов в анаэробных условиях. В глинах полностью сохраняются углеродистое вещество и пирит, свойственные сульфидероносным слоям верхнего девона. Общая мощность коры выветривания сильно варьирует, достигая местами 100—150 м. На полную мощность кора выветривания пройдена лишь отдельными опорными скважинами.

На коре выветривания или на перемещенном на карбонатную поверхность песчано-сланцевом делювии залегают отложения бок-

ситоносной толщи, развитой исключительно в пределах депрессий. Важно отметить, что все бокситоносные депрессии сосредоточены в пределах палеоподнятий Бала-Терсаккан-Тастинской антиклинальной зоны и нигде на пониженных участках рельефа не встречаются. Соответственно и бокситоносная толща развита только на возвышенных плато. Бокситоносная толща в суффозионно-карстовых депрессиях имеет довольно простое строение. Она повсеместно сложена пестроцветными существенно каолининовыми глинами, среди которых локализуются пластообразной формы тела бокситовых руд. Руды слагают своеобразные шлейфы, спускающиеся к центральному частям депрессий. В зоне дальнего выклинивания эти рудные шлейфы расщепляются на несколько самостоятельных пластов и постепенно замещаются бокситовыми глинами и огнеупорами, обычно белого либо кремового цвета.

К суффозионно-карстовым депрессиям приурочена основная масса бокситовых руд Аркалыкского района. Центральные части суффозионно-карстовых депрессий обычно прогнуты и часто бывают заполнены мелкозернистыми каолинит-кварцевыми песками и алевроитами предположительно эоценового возраста.

Существенно иное строение присуще карстовым депрессиям, развитым в поле известняков нижнего карбона. Эти депрессии, как правило, имеют меньшие размеры, но почти всегда большую глубину (100 м и более). Строение рудных залежей в карстовых депрессиях Аркалыка при их разбуривании трудно поддавалось расшифровке, и только после вскрытия карьерами выяснилось, что в ряде случаев мы имеем дело со сложно деформированной рудной толщей, состоящей из отдельных блоков, оплывин с бортов в пульсационно и длительно развивающуюся карстовую депрессию. Именно этим можно объяснить обилие плоскостей скольжения, срывов, просадок с амплитудой в десятки метров, крутые углы наклона отдельных слоев, а также эффект частого переслаивания различных типов бокситов с темно-серыми углистыми, пестроцветными или белыми глинами. Число прослоев бокситов по отдельным скважинам достигало шести-семи, но обычно не превышало трех-четырех.

Обобщенно строение рудной толщи в карстовых депрессиях выглядит следующим образом.

1. В основании депрессии, иногда непосредственно на известняках, без типичных (для карстовых провалов) брекчий залегают светлоокрашенные бесструктурные глины, часто огнеупорные. Мощность их местами достигает 8—12 м.

2. «Нижний горизонт» слагают белые и светлоокрашенные, иногда бокситоподобные глины с редкими маломощными прослоями бокситов и черных очень легких углисто-глиноземистых пород. С этим горизонтом связаны основные запасы огнеупорного высокоглиноземистого сырья Аркалыкского района. Общая мощность горизонта 10—20 м.

3. Основная бокситорудная залежь в общем случае состоит из сменяющих друг друга (обычно со следами перемещения) глини-

стых, сухаристых, рыхлых, каменистых бокситовых руд, бокситовых и каолининовых пестроокрашенных глин. Высокосортные каменистые и сухаристые бокситовые руды, как правило, залегают в «рубашке» из низкокачественных глинистых бокситов и бокситовых глин (табл. 7). Мощность залежей резко колеблется от 5—20 до 60—70 м.

4. «Верхний горизонт» сложен бокситовыми глинами с редкими прослоями пестроцветных и красноцветных глин, не содержащих углисто-глиноземистых пород. Мощность горизонта не превышает 10—13 м. Каолинит-кварцевые пески эоцена (?) над «верхним горизонтом» карстовых депрессий обычно отсутствуют, и он перекрывается широко развитыми по всей площади Аркалыкского района пестроцветными красно-малиновыми и белыми глинами монтмориллонит-каолининового состава. На некоторых участках эти глины песчанистые, а в краевых частях бассейнов осадконакопления они значительно обогащены гидроксидами железа в виде пятен, прожилков, стяжений, а иногда линзовидных скоплений кремнистого бобовника, который напоминает боксит (так называемый «сифферит»). Мощность покровных глин в Аркалыкском районе не превышает 5—10 м, и они однозначно коррелируются с верхнеолигоценными глинами наурзумской свиты Тургайского прогиба.

Большое разнообразие минералого-петрографических типов бокситов, встречающихся в Аркалыкском районе, свидетельствует о разнообразии обстановок их возникновения. По этому принципу могут быть выделены три генетические группы бокситов: первичные, шлейфовые и водно-осадочные.

1. Первичные бокситы. В карьерах, вскрывавших суффозионно-карстовые депрессии, часто можно наблюдать так называемые «бокситовые бугры». Обычно они имеют высоту 5—15 м и поперечник 100—200 м (рис. 51). Эти бугры сложены железистыми кавернозными или плотными каменистыми бокситами, как правило, бобового сложения. Переход их в глинистые образования коры выветривания (или в продукты ее частичного переотложения) постепенный и осуществляется путем последовательного увеличения количества оксидов железа и алюминия в глинах, что сопровождается ростом плотности пород. В элювиальных глинах сначала появляются мелкие конкреционные стяжения каолинит-гётитового состава, выше — конкреции с гиббситом; вверх по разрезу количество их увеличивается и наконец отдельные стяжения сливаются в единую массу — железистый боксит.

Детальное изучение строения бокситовых бугров позволило предположить, что они представляют собой кирасированные останцы первичных латеритных покровов, возникших при кратковременной стабилизации участка в условиях благоприятного для бокситообразования климата начала позднего мела. Бугры располагались на пологих склонах суффозионно-карстовых депрессий — полей.

Таблица 7
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) ПОРОД АРКАЛЫКСКОГО БОКСИТОНОСНОГО РАЙОНА

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₂	CO ₂	п. п. п.	H ₂ O	γ
Железисто-кремнистые бобовины («сифериты»)	37,44—53,32	1,26—1,53	3,19—10,20	32,80—40,00	—	—	—	—	—	—	—	—	6,00—8,80	—	—
Бокситы из бугров до-рудной поверхности плотные железистые, участками кавернозные трубчатые, безбобовые	2,10—2,70	2,95—0,31	36,88—43,17	33,49—31,88	0,75	0,14	—	сл.	0,06	0,12	—	—	22,57—20,94	0,75—1,70	99,8—100,7
глинистые железистые безбобовые	7,49	2,33	51,39	10,16	0,32	0,14	—	0,13	0,06	0,08	0,13	—	27,75	0,36	100,34
Шлейфовые бокситы железистые бобовые	6,00	2,24	41,56	20,59	—	—	—	—	—	—	—	—	17,23	2,63	90,25
железистые выщелоченные бобовые	1,91	2,92	43,69	25,56	0,39	0,14	—	—	0,06	0,09	0,09	—	24,05	0,50	99,40
железистые глинистые бобовые	10,57	1,60	40,66	29,01	0,07	0,14	0,10	сл.	0,22	0,13	—	—	16,72	0,39	99,61
маложелезистые бобовые	10,10	3,03	49,67	7,97	0,14	0,43	0,05	сл.	0,50	0,05	0,04	—	27,30	0,57	99,25
обломочные ожелезненные	3,18	5,28	48,10	14,08	0,36	0,14	—	—	0,12	0,08	0,21	—	27,89	0,50	99,94
обломочные выщелоченные	2,30	0,23	63,82	2,90	—	—	—	—	—	—	—	—	23,80	1,30	94,35
Оолитовые водно-осадочные бокситы	2,90	3,50	50,52	12,86	0,39	0,14	—	сл.	0,04	0,07	0,15	—	29,13	0,41	100,11
оолитовые маложелезистые	3,40	0,24	45,54	19,89	—	—	—	—	—	—	—	—	24,56	2,98	96,61
Угليсто-глинистые породы	1,22—13,34	0,89—2,70	18,10—56,16	0,0—1,57	0,50—0,87	1,41—2,90	0,19—0,84	0,11—0,27	0,05—0,15	0,80—3,17	—	—	37,30—71,30	—	—
Огнеупорные гиббсит-каолиновые глины	36,55—54,00	1,50—7,30	34,00—59,30	1,50—13,00	—	0,18—	0,40	0,20—	3,40	—	—	—	10,00—30,10	—	—

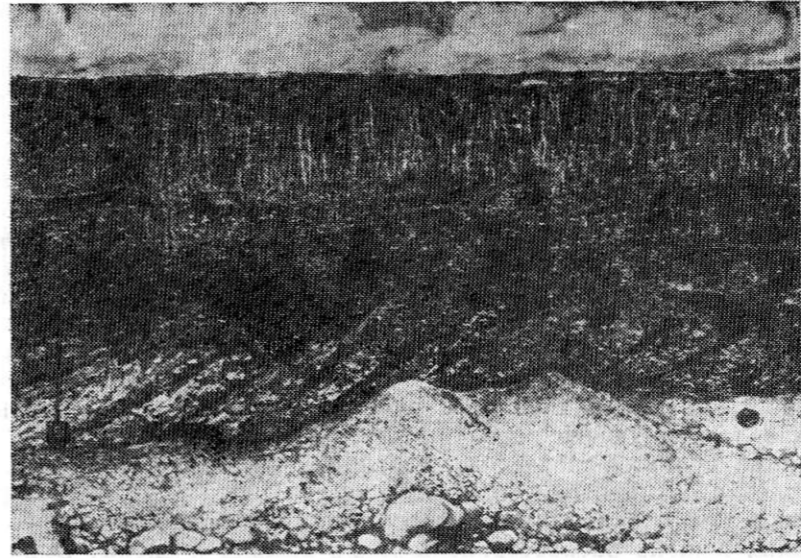


Рис. 51. Бокситовые бугры в западной стенке одного из карьеров Аркалыкского участка.
Видны реликтовая текстура аргиллитов франского возраста, поверхности кратковременных перерывов и следы корневой системы.

2. Шлейфовые бокситы. В стенках карьеров отчетливо видно, как промежутки между бокситовыми буграми заполняются бокситоносным делювием, который в виде шлейфов длиной до нескольких десятков и реже сотен метров протягивается от бокситовых бугров. Шлейфы обычно состоят из маломощных (0,5—2,0 м) пластов каменистых бокситов бобово-обломочного сложения, бронирующих рыхлые глинистые бокситы, бокситовые и каолиновые глины. Эти пласты каменистых бокситов представляют собой древние кирасовые образования и фиксируют локальные кратковременные перерывы в осадконакоплении.

Как каменистые, так и глинистые бокситы делювиальных шлейфов часто пронизаны трубчатыми ветвящимися ходами, которые начинаются на поверхности пласта каменистых бокситов и прослеживаются до глубины несколько метров; очевидно, эти ходы являются следами корневой системы древесной растительности.

Выше делювиальных бокситоносных шлейфов, непосредственно связанных с бокситовыми буграми, располагаются выдержанные по мощности пласты бокситов, заключенные в пестроцветные (преимущественно красно-оранжевые и желтые) бокситовые и каолиновые глины. Эти пласты, вероятно, представляют собой зоны выклинивания шлейфов, спускавшихся с латеритных плато, которые в эпоху бокситонакопления располагались по обрамлениям и склонам депрессий.

Шлейфовые бокситы являются основным промышленным типом руд Аркалыкского района. Они всегда приурочены к склонам депрессий, залегают в промежутках между бокситовыми буграми либо (что чаще) образуют выдержанные линзовидные пласты в более высоких частях рудоносной толщи.

3. Водно-осадочные бокситы. На поверхности пластов шлейфовых бокситов либо непосредственно среди каолиновых глин бокситоносной толщи иногда встречаются плоские линзы маложелезистых бокситовых руд, сложенных оолитами, пизолитами, обломками шлейфовых бобовых бокситов с алюможелезистым колломорфным цементом. Образование этих пород (бокситов) произошло в небольших озерного типа водоемах, располагавшихся в понижениях суффозионно-карстового рельефа.

Останавливаясь на вопросе о времени формирования бокситорудного карста Аркалыкского района, необходимо обратить внимание на следующее обстоятельство. Несмотря на то что большинство рудных залежей этого района уже выработаны, в литературе до сих пор не утихают дискуссии по поводу их возраста. Дело в том, что из органических остатков в бокситоносных отложениях широко распространены лишь пыльца и споры. Один перечень определений спорово-пыльцевых комплексов и посвященных им публикаций занял бы сотни страниц. Некоторые исследователи, например З. К. Жученко, всю свою деятельность практически посвятили изучению спорово-пыльцевых комплексов Аркалыкского района, но окончательного ответа до сих пор нет. Возраст спор и пыльцы колеблется в пределах от сеномана до эоцена включительно, т. е. здесь встречаются остатки растений тех времен, когда складчатое основание Аркалыкского района выходило на земную поверхность и располагалось в условиях, благоприятных для процессов карстообразования.

Естественно предположить, что бокситорудные тела, возникнув в единую для обширной территории меловую эпоху бокситонакопления (альб—турон), в последующем, находясь в условиях активного карстообразования, подвергались разного рода преобразованиям, включавшим и механическое переотложение. Эти процессы продолжались в течение всей второй половины позднего мела, в палеоцене и, возможно, даже в эоцене. Соответственно в породах бокситоносной толщи могут быть встречены (и встречаются) спорово-пыльцевые комплексы сеномана—эоцена.

Принципиальная значимость этого вывода состоит в том, что поиски новых бокситовых месторождений на сопредельных территориях могут проводиться только там, где в конце раннего — начале позднего мела существовали континентальные обстановки. На площадях, соответствующих континентальным перерывам в развитии поздне меловых — палеогеновых морских трансгрессий, вести поиски бокситов, как это, например, предлагает А. В. Лейпциг [4], нет оснований.

Восточноамериканская бокситоносная формация. Формация расположена в пределах эпипалеозойской Восточно-Американской

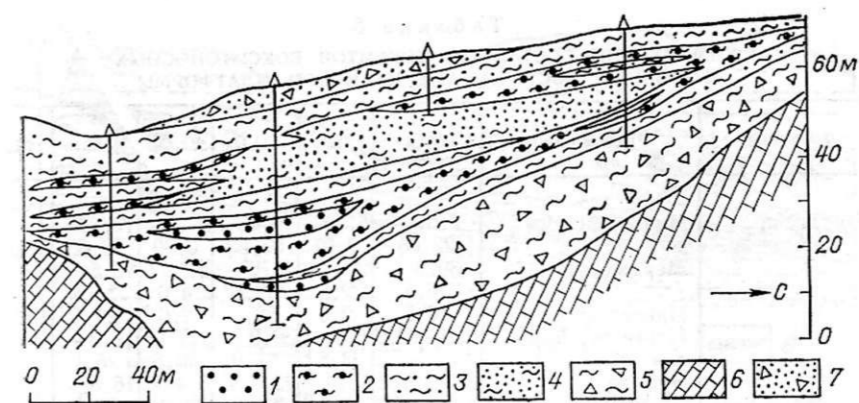


Рис. 52. Разрез восточноамериканской бокситоносной формации в районе Нансенс-Крик, США [64].

1 — крупнооолитовые, часто обеленные бокситы; глины; 2 — бокситовые; 3 — песчаные каолиновые; 4 — глинистые пески; 5 — делювиальная глинистая брекчия, часто ожелезненная и омарганцованная; 6 — известняки и доломиты (палеозой); 7 — делювий (четвертичный).

платформы. Она объединяет комплекс континентальных бокситоносных осадков мела и палеогена, развитых на береговых равнинах Мексиканского залива и в Аппалачах. Месторождения бокситов, входящие в состав формации, объединяются в четыре рудных района: Аппалачи, Внутренняя дуга, Внешняя дуга, Арканзас. Карстовые месторождения известны только в первых трех районах.

Наиболее сходны с месторождениями Советского Союза бокситорудные тела Аппалачей и Внутренней дуги (рис. 52). Здесь карстовые депрессии приурочены к карбонатным, обычно дислоцированным породам палеозойского фундамента платформы. В районе Внутренней дуги они местами перекрыты песчано-глинистыми отложениями верхнего мела. Более качественные руды залегают в депрессиях Аппалачей (табл. 8).

Особый интерес представляют бокситовые рудопроявления Внешней дуги. Отличительной особенностью этого района является относительная непродолжительность времени рудообразования, отвечающего регрессии моря на границе палеоцена и эоцена. Накопление бокситоносных отложений происходило на эродированной поверхности бывшего дна палеоценового моря. Эта поверхность, сложенная карбонатными породами и слабо наклоненная в сторону Мексиканского залива, вскоре после отступления моря была прорезана «слепыми» карстовыми долинами.

Малоблагоприятная для бокситонакопления обстановка в пределах этих долин обусловлена поступлением на равнину большого количества обломочного существенно глинисто-песчаного материала из близлежащих расчлененных районов Аппалачей, сложенных бедными глиноземом гнейсами, кристаллическими сланцами, песчаниками. Кроме того, равнинный характер местности не позволял агентам гипергенеза быстро и энергично преобразовывать (лате-

Таблица 8
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) БОКСИТОВ БОКСИТОНОСНЫХ
ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Формация	Рудный район	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	п. п. п.	Σ	
Костплейн	Индиан-Маунд	7,07—22,65	5,50—7,07	49,83—57,53	0,65—0,90	18,85—28,65	100,5	
	Мерджерум	39,3—16,4	2,0—2,5	41,0—52,8	2,2—4,6	15,5—25,8		
		Ирвингтон	16,5	2,6	52,3	2,6		26,5
	Понтокок, Винсон	6,9—22,0	1,8—3,5	30,9—51,0	1,7—4,0	17,3—26,1		100,0
		Эуфала	3,3—37,1	1,7—3,3	42,4—60,3	0,4—1,2		
	Андерсонвилл	5,6—18,9	1,6—3,5	52,9—59,6	0,3—3,0	22,0—32,0		100,0
Аппалачская	Южная группа рудных районов	20,3—24,3	2,4—2,9	41,9—52,1	1,6—3,9	22,7—25,6	100,13	
	Эрмитаж	3,95	3,70	52,40	12,60	27,32		
	красная руда	6,03	4,05	56,96	1,69	31,40		
	Спотсвуд	6,2	3,0	58,0	0,6	31,3		

ритизировать) поступающий материал. В связи с этим бокситообразование на Внешней дуге носило угнетенный характер. Несмотря на благоприятные климатические условия, бокситы на равнине встречаются крайне редко. Они возникли лишь на склонах наиболее выраженных в рельефе каналоподобных карстовых долин и мелких депрессий, образовав здесь небольшие линзовидные тела в толще каолиновых песчаных глин и реже бокситовых глин (рис. 53). В разрезе таких рудопоявлений обычно присутствует один маломощный линзовидный пласт бокситов. Бокситы и вмещающие их каолиновые глины, как правило, маложелезистые и высококремнистые (см. табл. 8).

Наиболее распространены крупноолитовые (до 3 см в диаметре) разности руд (водно-осадочные бокситы). Основным минерал бокситов — гиббсит. Бёмит встречается редко и в небольших количествах. На отдельных участках бокситы вторично обогащены гётитом, гематитом и сидеритом.

Несмотря на огромную площадь развития бокситоносной формации и высокую степень ее изученности, промышленные запасы Восточно-Американской платформы, разведанные до глубины 50 м, не превышают первых миллионов тонн [74].

Наиболее общими признаками и свойствами терригенных бокситоносных формаций являются следующие: 1) абсолютное преобладание в разрезе терригенных существенно пестроцветных глинистых пород; 2) частая фациальная изменчивость отложений, мелкие внутриформационные размывы, присутствие тонких прослоев конгломератов, песков, алевритов, углистых глин и даже уг-

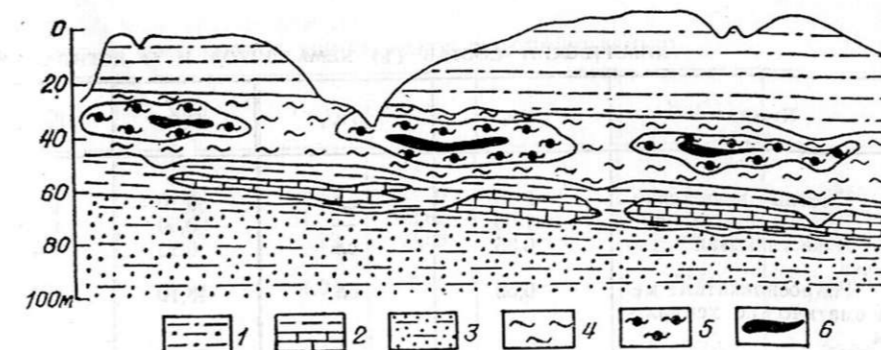


Рис. 53. Разрез бокситоносной формации Костплейн на Внешней дуге в районе Андерсонвилла, США [80].

1 — глины и глинистые пески (эоцен); 2 — известняки и глины (палеоцен); 3 — глинистые слюдянистые пески (верхний мел); 4 — пестроцветные каолиновые глины бокситоносной формации (палеоцен—эоцен); бокситовые залежи; 5 — бокситы; 6 — аллиты и бокситовые глины.

лей; 3) малые мощности формации (первые десятки метров) при значительном площадном распространении; 4) приуроченность к платформам, реже к областям активизации; 5) развитие терригенных бокситоносных формаций в геологическом разрезе начиная с нижнего карбона.

Хемаллиты

Хемаллиты — глиноподобные образования, состоящие преимущественно из многоводных соединений алюминия и кремния (аллофана, галлуазита), гиббсита, алюминита, алюмогидрокальцита и подобных им минералов. Хемаллиты характеризуются почти полным отсутствием титана и щелочей, низким содержанием железа, щелочных земель, редких и рассеянных элементов, отсутствием оолитовых структур. Иногда по содержанию глинозема и кремниевому модулю хемаллиты соответствуют бокситовым рудам (табл. 9), что позволяет многим исследователям относить их к группе бокситов.

Нам представляется необходимым резко обособлять эти две группы горных пород — бокситы и хемаллиты. Если в основе механизма формирования бокситов лежит природный процесс разделения алюминия и кремния в латеритных корках выветривания и вынос кремния совместно со щелочами и щелочными землями за пределы профиля выветривания (латеритный процесс), то хемаллиты возникают при ином поведении породообразующих элементов, а именно, при выносе алюминия и осаждении его на различных геохимических барьерах, главным образом на закарстованных поверхностях карбонатных пород.

Большинство проявлений хемаллитов строго приурочено к контакту карбонатных и угленосных терригенных пород. Хемаллиты повсеместно выполняют мелкие депрессии подземного («закрытого») карста, возникавшего путем проникновения богатых органи-

Таблица
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) ХЕМАЛЛИТОВ И ПОДСТИЛАЮЩИХ

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
Плотные известняки	0,25	сл.	0,10	0,15
Рыхлые известняки	1,00	—	0,50	0,20
Известняковая сыпучка	0,35	сл.	0,13	0,45
Гидросиликатные метасоматические хемаллиты	6,55	сл.	48,10	0,98
Гидросиликатные переоотложенные хемаллиты	33,50 27,65	0,08 0,03	35,90 38,15	0,87 1,04

ческими кислотами вод на карбонатную поверхность из вышележащих угленосных отложений. Формирование подобного карста продолжалось длительное время. Можно предполагать, что процесс максимально ускорился в условиях гумидного климата, относительно выровненного рельефа и неглубокого залегания реакционного контакта известняков с терригенно-угленосными отложениями.

Характерным примером хемаллитов могут служить так называемые «подмосковные бокситы» [38]. Изучением их в разные годы занимались такие известные геологи, как С. В. Обручев, М. М. Пригоровский, Л. В. Пустовалов, М. С. Швецов, А. Х. Белоусов, А. С. Корженевская и многие другие. Наиболее поздние оригинальные материалы содержатся в публикациях Г. В. Михайловой и К. Н. Трубиной. Мы изучали эти образования вдоль береговых обрывов р. Упа к востоку от с. Бутырки (Шенуровское рудопоявление «бокситов»). Здесь в уступах коренного берега повсеместно обнажаются светло-серые, желтовато-серые известняки упинской серии (турне). Местами в некотором отдалении от берега известняки перекрываются песчано-глинистыми угленосными осадками нижнего визе.

На пологих водоразделах контакт известняков и песчано-глинистой толщи нижнего карбона вскрыт скважинами, а вблизи берега — шурфами. Кровля известняков неровная. Для нее характерны плоские небольших размеров карстовые понижения, обычно вытянутые перпендикулярно к береговому уступу. Вдоль них, как правило, развивается овражно-балочная сеть. Известняки вблизи кровли повсеместно корродированы, разбиты многочисленными трещинами, выщелочены. Каверны часто заполнены рыхлым глинистым материалом. Местами наблюдается метасоматическое замещение известняков глинистым алюмосиликатным материалом. Этот материал часто скапливается в небольших карстовых западинах кровли известняков либо проникает в субстрат по мелким трещинам на глубину до 3—4 м.

таблица 9
ИХ ПОРОД (ПОДМОСКОВНОЕ ШЕНУРОВСКОЕ РУДОПРЯВЛЕНИЕ)

MnO	MgO	CaO	CO ₂	SO ₃	H ₂ O ⁺	Σ
0,02	0,60	55,80	43,10	—	—	100,52
0,12	0,20	54,33	42,82	—	—	100,22
0,04	0,53	55,22	43,53	—	—	100,55
0,05	0,38	6,04	6,50	—	30,50	99,10
—	0,15	6,62	6,50	0,60	15,70	99,92
0,01	0,14	0,75	0,40	0,85	36,30	99,32

В тальвеге оврага (рис. 54) и по его бортам обнажаются светло-желтоватые известняки с частыми бурыми пятнами ожелезнения и с черными пленками гидроксидов марганца. Выше известняки интенсивно брекчированы. В стенке расчистки порода легко разбирается на отдельные топографически не смещенные обломки разрыхленного известняка размером 2—20 см. Еще выше контуры этих обломков расплываются и весь известняк превращается в рыхлую алевритоподобную породу светлого желтовато-бурого цвета — известковую сыпучку. Интересно отметить, что, несмотря на резкое изменение внешнего облика и физического состояния, химический состав породы остается практически неизменным, лишь несколько возрастает содержание гидроксида железа.

В вышележащей рыхлой известковой породе с реликтовой текстурой известняка при внимательном рассмотрении можно заме-

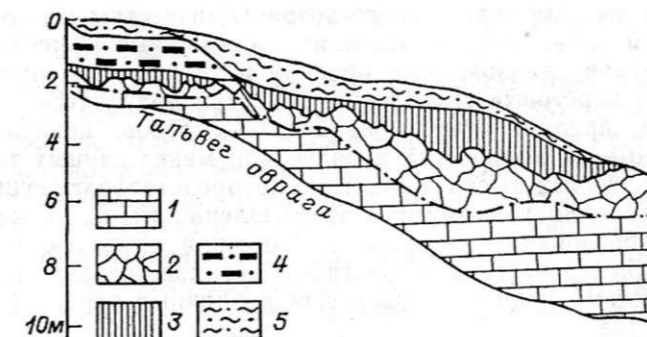


Рис. 54. Разрез по стенке шурфа в Шенуровском проявлении «бокситов», с. Бутырки, Подмосковье.

1 — известняки (турне); 2 — реакционная кайма — раздробленные известняки, в разной степени замещенные хемаллитами; 3 — карстовые хемаллиты; 4 — угленосные отложения (визе); 5 — суглинки (современные).

тить замещение по трещинам отдельности карбонатной массы таким же белым, светло-желтоватым мучнистым веществом, но уже иного химического и минерального состава. Мощность этой метасоматической каймы различна и колеблется от единиц до первых десятков сантиметров. Лишь в отдельных случаях удается наблюдать проникновение процессов метасоматизма по отдельным мелким трещинам на большую глубину. В плане метасоматизм неравномерно поражает кровлю известняков — наподобие ржавчины, т. е. пятнами, кавернами. При беглом взгляде может сложиться (а у большинства геологов и складывается!) впечатление, что мы имеем дело с обычными карстовыми воронками. В действительности же эти образования являются метасоматическими, о чем свидетельствует повсеместное отчетливое сохранение реликтов текстуры материнских пород.

Залегающие еще выше глиноподобные образования мелкообломочной текстуры, как правило, перекрывают поверхность известняков и концентрируются в пониженных участках рельефа. Эти образования почти всегда совпадают с зонами метасоматизма и в конечном счете имеют карстовую природу. Интересно обратить внимание на тот факт, что мощность линзовидных пластов мелкообломочных карстовых хемаллитов повышается там, где отсутствуют перекрывающие их углито-терригенные отложения нижнего карбона. Эти наблюдения позволяют предполагать, что накопление обломочных хемаллитов происходило не только в раннем карбоне, оно могло продолжаться и в более позднее время вплоть до перекрытия их современными покровными суглинками. На это определенно указывает присутствие в хемаллитах спорово-пыльцевого комплекса отдельных меловых форм.

Зона распространения хемаллитов шириной около 30 км протягивается в широтном направлении по югу Подмосковского угольного бассейна от г. Белёв на западе до г. Ряжск на востоке [38]. В пределах этой зоны в основании угленосной толщи, залегающей на карбонатных породах разного возраста, известны многочисленные находки хемаллитов, слагающих маломощные (первые десятки сантиметров) линзовидные прослои и гнезда либо выполняющих мелкие карстовые углубления. Попытки практической оценки хемаллитов, предпринятые в начале 60-х годов, показали, что максимальные их количества в более или менее единичных телах не превышают первых тысяч тонн, т. е. не представляют существенного интереса для глиноземной промышленности. В то же время подобные образования, обладающие высокой емкостью поглощения, тонкодисперсностью, отсутствием оксидов железа и титана, являются весьма ценным сырьем для различных отраслей народного хозяйства.

НИКЕЛЬ

Карстовые месторождения никеля известны в различных районах мира. Они открыты в Югославии, Греции, в Восточном Казахстане, на Среднем Урале. Никелевая промышленность СССР

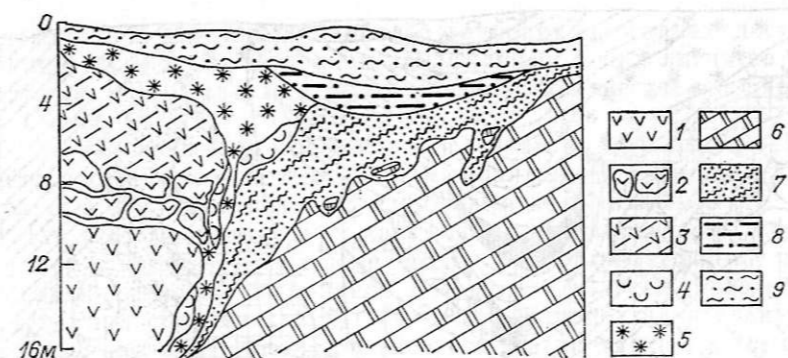


Рис. 55. Разрез никеленосной карстовой воронки на Липовском месторождении, Режский район, Средний Урал.

1—4 — серпентиниты: 1 — неизмененные, 2 — выщелоченные дезинтегрированные, 3 — нон-тронитизированные, 4 — силицифицированные; 5 — оолиты; 6 — мраморы; 7 — никеленосные карстовые алевриты с редкими обломками обожженных серпентинитов и мраморов; 8 — олигоценые углистые глины; 9 — четвертичные суглинки.

зарождалась в 30-е годы на месторождениях именно этого типа, расположенных в Режском и Уфалейском районах Урала.

Известно, что никель, как никакой другой металл, постоянен в связи с ультрабазитами. Не представляют исключения и экзогенные карстовые руды никеля. Характерной их особенностью является приуроченность к карстовым депрессиям, которые в свою очередь располагаются в контакте карбонатных пород с массивами дунит-гарцбургитовой формации. В ультрабазитах, всегда серпентинизированных, наблюдаются ксенолиты вмещающих пород, часто раздробленных.

Несмотря на то что карстовые месторождения никеля в СССР изучаются давно, публикаций по этому вопросу мало. Среди исследователей этих месторождений необходимо назвать И. И. Гинзбурга, Ф. А. Сысоева, Н. К. Пономарева, И. З. Корина, А. А. Глазковского, Г. И. Горбунова.

Характерными примерами контактово-карстовых месторождений никеля могут служить Липовское (рис. 55), Синарское [47, 49] и особенно отдельные залежи Черемшанского месторождения. Здесь ультраосновной массив пластообразной формы залегает между мраморами и сланцами силурийского возраста. Как массив, так и вмещающие его породы интенсивно дислоцированы. Наблюдаются многочисленные зоны дробления, милонитизации, по которым в виде крупных крутопадающих языков кора выветривания проникает на сотни метров. Например, на северо-западе Черемшанского массива некоторые скважины, остановленные на глубинах более 400 м, не вышли из карстовых образований.

Карстовые депрессии глубиной 50—100 м и более в Уфалейском районе протягиваются в виде прерывистых цепочек вдоль тектонического контакта мраморов и серпентинитов. Депрессии

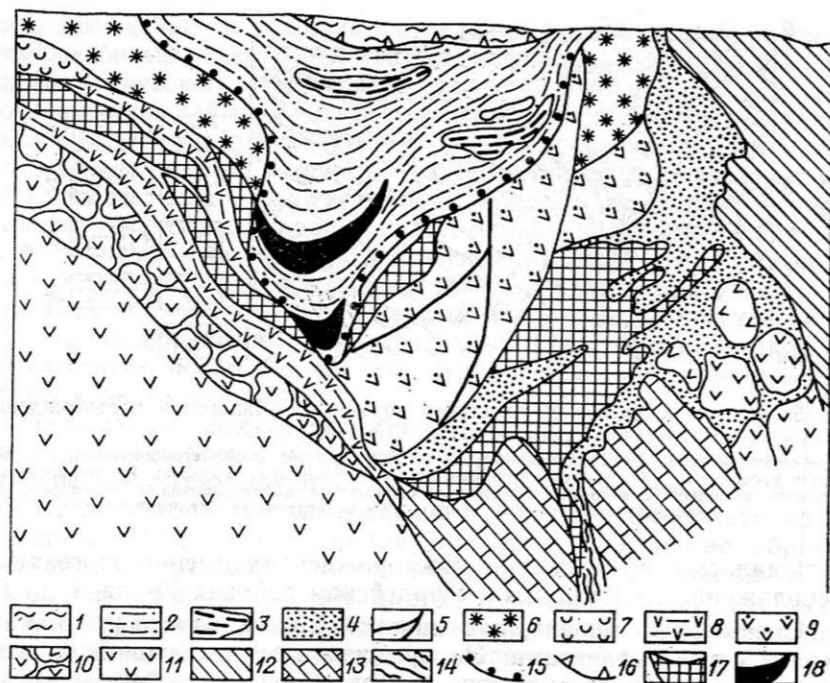


Рис. 56. Разрез никеленосной карстовой депрессии на Черемшанском месторождении, Уфалейский район, Средний Урал.

1 — суглинки, супеси (плиоцен-четвертичные); 2 — глины, серые, пестроцветные алевроиты (олигоцен); 3 — углистые глины, лигниты (олигоцен); 4 — карстовые алевроиты (мел); 5 — карстовые оползни и ополывы различных пород коры выветривания; 6 — охры; 7 — бирбириты, кремнистые обохренные нонtronитизированные серпентиниты; 8 — нонtronиты, нонtronитизированные серпентиниты; 9—11 — серпентиниты: 9 — выщелоченные обохренные керолитизированные с прожилками гарниерита и реддинскита, 10 — дезинтегрированные выщелоченные, 11 — неизмененные; 12 — углисто-кремнистые, хлоритовые, актинолитовые оталькованные сланцы; 13 — мраморы; 14 — выщелоченные никеленосные милониты; 15 — граница олигоценового провала; 16 — граница неоген-четвертичного провала; 17 — рудные тела; 18 — никеленосные лигниты.

заполнены обломочными продуктами переотложения либо обрушения кор выветривания ультрабазитов: выщелоченными и керолитизированными серпентинитами, гидрогетитом, кварцем, нонtronитом, тальком. Обычно на дне и по стенкам карстовых депрессий (на мраморах) наблюдаются тонкие пленки, прожилки, примазки никелевых силикатов — гарниерита, непуита, реддинскита. В самой толще карстовых пород (в «карстовых алевроитах») никель встречается как в виде собственных силикатов, так и в сорбированном состоянии в нонtronите, гидроксидах железа и других минералах.

Характерной особенностью карстовых провалов Уфалейского района (в котором расположено и Черемшанское месторождение) является присутствие в их центральных частях резко отличных от окружающих пород олигоценых песчано-глинистых осадков, заключающих пласты лигнитов (рис. 56). Мощность олигоценых

отложений в отдельных наиболее глубоких провалах достигает 230 м, а суммарная мощность заключенных в них лигнитов 28 м. Часто лигниты содержат промышленные количества сорбированного никеля.

Распределение запасов никеля по типам руд на Черемшанском месторождении следующее (%): элювиальные 60, карстовые делювиальные 37, лигнитовые 2,3, склоновые делювиальные 0,7.

Для всех месторождений карстового типа характерны крайняя невыдержанность рудных залежей, их прихотливая форма, резкие колебания содержания никеля (от десятых долей процента до 3—5 %, при среднем 1,26 %) [47], присутствие значительных количеств никелевых силикатов (непуита, реддинскита), а также никельсодержащего ферригаллуазита, всегда низкое содержание кобальта (0,01—0,04 %). Никелевые руды карстовых месторождений, как правило, высокомагнезиальны и относительно богаты глиноземом, что позволило В. М. Григорьевой и Г. М. Шешуковой выделить их в особый глиноземно-магнезиальный подтип, характеризующийся следующими содержаниями породообразующих компонентов (%): SiO_2 38—44 (среднее 41); Al_2O_3 11—15 (12); Fe_2O_3 14—20 (18); MgO 11—20 (13) [26]. В лигнитах Черемшанского месторождения встречается экзогенный сульфид никеля — миллерит.

На Южном Урале известно небольшое Новоайдерлинское месторождение экзогенного сульфидного никеля, приуроченное к обширным карстовым провалам в визейских известняках, примыкающих на востоке к серпентинитовому массиву. Карстовые провалы выполнены тонкослоистыми сероцветными глинистыми отложениями, по-видимому, юрского возраста. Вся толща характеризуется повышенным содержанием никеля. На размытой поверхности этих глин, а частично непосредственно на известняках залегает пласт, по всей вероятности, олигоценых черных глин и глинистых песков с многочисленными включениями желваков сульфидов и с пылевидной сульфидной вкрапленностью. Среди сульфидов наряду с марказитом и мельниковитом И. И. Гинзбург определил виоларит, миллерит и бравоит. Содержание никеля в сульфиде колеблется от долей процента до нескольких десятков процентов. Наряду с экзогенными сульфидами никеля здесь же в олигоценых отложениях присутствуют и его силикаты — гарниерит и никелевый ферригаллуазит, характерные для карстовых месторождений никеля.

Особый тип гипергенно-метасоматических никелевых руд, развитых в глубоких частях приконтактных карстовых депрессий, описан на Урале Л. М. Петрухой и А. С. Вершининым [43]. Никелевая промышленная минерализация оказалась приуроченной к мощным зонам окварцевания, развитым на глубинах в сотни метров на контакте ультрабазитов и мраморов, т. е. на продолжении карстовых приконтактных депрессий. Рудой является брекчия, состоящая из остроугольных обломков и глыб окварцованных серпентинитов, сцементированных кварцем и силикатами никеля.

Анализируя собранный (пока еще небольшой) материал, авторы приходят к заключению, что «кварц-гarnнеритовые руды в карстовых полостях отложились из гипогенных щелочных растворов» [43, с. 1198]. Правда, они не уточняют, что понимается под «гипогенными растворами». Если это восходящие термальные воды в понятии Ф. В. Чухрова, то вывод не противоречит их гипергенной природе. Само же явление можно себе представить как гидротермокарст. Это тем более оправданно, если учитывать давние споры геологов о балансе никеля в корках выветривания ультраосновных пород. Дело в том, что при формировании гипергенных залежей никеля его содержание в единице объема элювия увеличивается в 4—6 раз. Объяснить это явление только относительным обогащением в результате уменьшения плотности либо контракции элювия, как правило, не удается и приходится привлекать частичный привнос никеля со стороны, в частности водами глубинного заложения, фильтрующимися через массив.

В заключение следует обратить внимание на следующее обстоятельство. В начале 60-х годов, после открытия северо-сибирских месторождений сульфидного никеля, в Советском Союзе практически прекращены все прогнозные работы на гипергенные (в том числе и карстовые) его месторождения. До этого, в 40—50-е годы, задачей геологических организаций являлись поиски крупных месторождений гипергенного никеля, связанных с обширными массивами площадью десятки и сотни тысяч квадратных километров. Поискам месторождений карстового типа, по природе своей, как правило, небольших, но содержащих богатые руды, не уделялось должного внимания. В настоящее время в связи с существенным изменением конъюнктуры, целесообразно обратить внимание на перспективную оценку ряда районов нашей страны. В частности, перспективы на обнаружение карстовых месторождений никеля имеют районы западного борта Тургайского прогиба, Зауралье, Восточный Казахстан.

МАРГАНЕЦ

В промышленных классификациях марганцевые руды обычно подразделяются на три категории: оксидные, гидроксидные и карбонатные. Карбонатные руды в настоящее время используются крайне ограниченно, так как содержание марганца в них не превышает 20—25%. В связи с легкой окисляемостью карбонаты марганца при длительном нахождении на поверхности покрываются черной пленкой марганцовистых вадов, а в благоприятных палеогеографических условиях окисляются на значительную глубину. Формирование зоны окисления на породах, содержащих карбонаты марганца, происходит более энергично там, где эти породы интенсивно раздроблены и выведены на земную поверхность в условиях достаточно контрастных форм рельефа.

Если подобные марганецсодержащие породы контактируют с известняками или доломитами, то в формирующихся вдоль этого

контакта карстовых депрессиях накапливаются гидроксидные руды марганца, которые часто имеют промышленное значение. Эти руды всегда сложены пиролюзитом, гидроксидами марганца — псиломеланом, манганитом. Обнаружение развалов подобных руд, содержащих 40—50% марганца, среди полей развития докембрийских образований часто приводило геологов к неверным заключениям об открытии крупных месторождений богатых руд в древних толщах. При проверке этих заявок всегда оказывалось, что мы имеем дело либо с марганцевой пленкой, либо с карстовыми образованиями, сформировавшимися над пластами древних обогащенных марганцем пород.

Классическим примером таких ошибочных заключений является история изучения марганценосности Енисейского кряжа. Марганцевое оруденение на различных стратиграфических уровнях верхнего протерозоя Енисейского кряжа известно давно. Но только в начале 70-х годов в процессе геологической съемки на северо-западе кряжа удалось обнаружить промышленные руды псиломелан-пиролюзит-манганитового состава, пространственно тяготеющие к выходам докембрия и местами сохраняющие реликты структур и текстур первичных докембрийских пород.

Это обстоятельство послужило основанием для оптимистических прогнозов на возможность открытия в докембрии Енисейского кряжа крупнейших месторождений оксидных руд марганца. Несмотря на появление самых убедительных доказательств приуроченности всех промышленных руд марганца исключительно к мезокайнозойским карстовым образованиям и полного их отсутствия в докембрии, а соответственно с этим сокращения прогнозных ресурсов на один-два порядка, до сих пор публикуются описания «докембрийских месторождений марганца на Енисейском кряже».

Проведенный нами за последние годы анализ эволюции экзогенного рудообразования в истории Земли и весь фактический материал однозначно свидетельствуют об отсутствии и соответственно о невозможности обнаружения на территории СССР промышленных оксидных руд марганца в докембрии [27, 37]. Что касается Енисейского кряжа, то целесообразно остановиться на разведываемом здесь Порожнинском месторождении.

Порожнинское месторождение расположено на северо-западе Енисейского кряжа в пределах Вороговского прогиба, выполненного флишем и молассой венда мощностью около 6 км. Выделяемая в этом комплексе пород марганценосная формация подразделяется на три горизонта: 1) подрудный — онколитовые доломиты (300 м); 2) рудоносный — силициты, доломиты, алевритовые и глинистые сланцы с туфовым материалом и рудами марганца (150 м); 3) надрудный — темно-серые полимиктовые песчаники, алевриты, гравелиты и онколитовые известняки (700 м).

Все месторождение находится в зоне действия процессов гипергенеза, особенно интенсивно протекавших на границе доломитов и рудоносных силицитов, о чем свидетельствует его разрез (рис. 57).

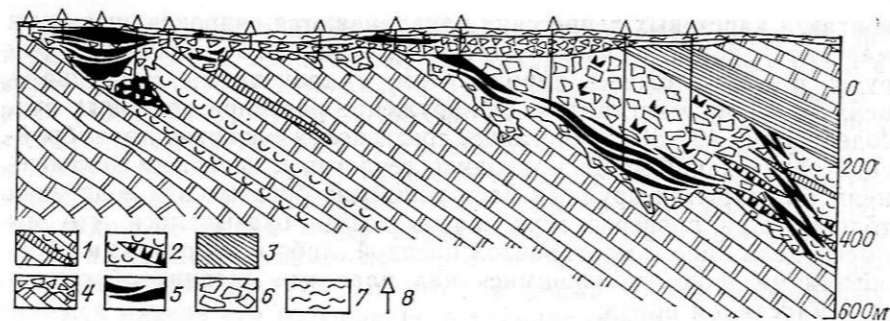


Рис. 57. Разрез Порожинского месторождения марганца, Енисейский край (по материалам Л. Г. Пасашниковой в интерпретации Б. М. Михайлова).

1 — известняки и доломиты с редкими прослоями марганцевых силицитов и с линзами карбонатных непромышленных руд марганца (верхний протерозой); 2 — вулканогенно-кремнисто-карбонатные отложения с линзами бедных карбонатных и кремнистых руд марганца (верхний протерозой); 3 — алеврито-глинистые сланцы; 4 — карстовые и делювиальные брекчии, иногда омарганцованные; 5 — линзы и прослои псиломелан-пирролюзит-манганитовых руд (мезо-кайнозой); 6 — брекчии с обломками силицитолитов, цемент из оксидов марганца и кремнезема; 7 — суглинки и супеси (неоген-четвертичные); 8 — скважины.

1. Доломиты темно-серые, бурые, розовато-черные тонкокристаллические, импрегнированные гидроксидами марганца и железа (10 м). Текстура прожилково-сетчатая. Прожилки и мелкие каверны выполнены псиломеланом, пирролюзитом и гидроксидами железа. Среднее содержание Mn 4—5 %.

2. Марганцевая руда с реликтовыми прослойками кремнистых пород длиной обычно 2—7 м (от 2—5 до 30 м). Текстура полосчатая, участками колломорфная. Состав псиломелан-пирролюзит-манганитовый. Среднее содержание Mn 25—30 %.

3. Рудная брекчия, состоящая из обломков кремней, сцементированных псиломелан-пирролюзит-манганитовым агрегатом с некоторым количеством гидроксидов железа (25—30 м). Содержание марганца колеблется в значительных пределах, составляя в среднем около 10 %.

4. Алеврито-глинистые сланцы, тонколистватые с прожилково-пленочной минерализацией псиломелан-пирролюзитового состава (40 м). Содержание Mn до 8 %. В пласте отмечены два прослоя рудной брекчии мощностью до 2 м.

Сейчас остается только удивляться, как можно было отнести к протерозою марганцевые руды псиломелан-пирролюзит-манганитового состава. Все эти три минерала являются типичными составляющими «молодых» (мезо-кайнозойских) руд осадочных и остаточных месторождений и никогда не сохраняются в зонах метаморфизма.

Описанный разрез несомненно представляет собой кору выветривания, переходящую по простиранию в контракционные образования, характерные для скрытого карста. Последний, как известно, может развиваться до глубин многие сотни метров и даже километры.

Р. А. Цыкин [56] допускает, что на седиментационно-диагенетическом этапе сформировались отложения, содержащие родохрит, манган-кальцит и манган-доломит, а в гидротермальный (незначительно проявленный) этап формировались жилы и линзы родохрита. Этап пластового окисления привел к возникновению существенно манганитовых руд. С инфильтрационным этапом свя-

зано накопление полиминеральных оксидных руд в контактово-карстовой депрессии.

Многочисленные карстовые рудопроявления марганца известны на Урале, а также вдоль западного борта Тургайского прогиба.

При характеристике карстовой бокситоносной формации был приведен разрез карстовой депрессии, вскрытой карьером Соколовско-Сарбайского железорудного комбината (см. рис. 48). В этой же карстовой воронке, а также по всему закарстованному полю известняков повсеместно вскрывались и марганцевые оксидные руды. Эти руды образуют довольно выдержанный пласт, покрывающий марганцевистые известняки и следующий их неровной поверхности. Мощность пласта колеблется от 0,1—0,2 до 2—3 м, а в отдельных западинах увеличивается до 4—5 м. Пласт сложен очень легкими (0,8—1,6 г/см³) пористыми пластичными глинами коричневого и буровато-черного цвета. Местами в глинах встречаются включения крупных (до 15—30 см) сосковидных стяжений манганита с примесью гематита (табл. 10). Содержание марганца в глинах колеблется от 2—5 до 25—30 %.

Минеральные формы марганца определяются с большим трудом. Основная масса, вероятно, представлена аморфной фазой. На рентгенограммах, расшифрованных Г. В. Куликовой, наиболее интенсивны рефлексы гидрогаусманита, голландита, тодорокита и манганита. Кроме марганцевых соединений в руде содержатся значительные количества гётита и каолинита, а также гематит, зерна кварца и струйчатые новообразования гидрослюда. Содержание меди, цинка и свинца на 2 порядка выше, чем в подстилающих известняках.

Встреченные в бокситоносном карсте марганцевые руды, очевидно, не имеют промышленного значения, ибо подстилающие их известняки лишь слабо марганцены. В случае же более благоприятного субстрата в базальных горизонтах карстовых депрессий могут возникать промышленные скопления. Например, в бокситоносной Моховой депрессии на Южном Урале, где карст развивается на карбонатно-сланцевом субстрате нижнего карбона, содержащем линзовидные прослойки карбонатных руд марганца, известны скопления оксидных (существенно псиломелановых) конкреционных руд, залегающих среди каолинитового элювия.

ЖЕЛЕЗО

Карстовые месторождения железа известны в различных районах мира, но они обычно невелики по запасам и поэтому в настоящее время не представляют значительного практического интереса. Исключение составляют лишь рудные залежи, расположенные вблизи месторождений других, более ценных, металлов. Как правило, эти металлы сорбируются гидроксидами железа и образуются комплексные либо легированные руды (Аккермановское месторождение). В частности, на западе Тургайского прогиба вблизи ультраосновных массивов известны карстовые гидрогёти-

Таблица
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) МАРГАНЕЦСОДЕРЖАЩИХ

Породы	Плотность, г/см ³	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	MnO ₂
Гематит-манганитовые стяжения в глинах	3,78	1,80	0,02	1,20	20,51	—	0,37	26,25	37,38
Железистые корки на марганцовистых глинах	2,06	12,00	0,58	12,63	55,83	—	0,58	2,48	6,52
Рыхлые сажистые глины черно-коричневого цвета	0,92	3,10	0,13	4,04	57,90	—	0,52	2,02	19,96
Глинистые прослойки светло-коричневого цвета среди сажистых марганцовистых глин	0,98	4,40	0,47	7,32	56,60	—	0,10	18,91	—
	1,60	35,56	1,08	18,77	23,95	0,57	2,70	1,97	—
	1,11	11,42	0,57	9,55	34,24	—	4,12	18,50	—

товые руды, богатые никелем и ванадием. Иногда в рудах содержатся золото, редкие земли и другие полезные компоненты. За последние годы в связи с дефицитом алюминиевых руд ведутся исследования по комплексной переработке алюможелезистых руд. Б. Н. Одокием достигнуты практически важные результаты получения из этих руд высококачественного чугуна и саморассыпающегося белитового шлама.

Наиболее известными и многие годы эксплуатировавшимися у нас в стране карстовыми месторождениями железа являются месторождения алапаевского типа [17]. Они протягиваются прерывистой полосой вдоль Восточного склона Среднего Урала от Алапаевского до Полетаевского района. Месторождения расположены в зонах развития карбонатных пород визейского яруса нижнего карбона в основании чехла Урало-Сибирской эпипалеозойской платформы.

Строение месторождений довольно однообразное и выдерживается практически в пределах всей полосы (рис. 58). На эродированной и интенсивно закарстованной мезозойской поверхности выравнивания («меловой пенеплен») залегают континентальные отложения так называемой беликовой толщи. Возраст этих отложений большинством исследователей принимается как раннемеловой [17].

Среди беликов выделяются конгломератовидные песчаные и глинистые разновидности. В общем же белики — это породы, состоящие из смеси крупных и мелких щебенистых, иногда окатанных обломков, сцементированных глинистым, существенно кремнисто-каолинитовым цементом. В обломках преобладают окремненный известняк, зеленая и красная яшма, кремнистые сланцы,

таблица 10
ПОРОД ИЗ ОСНОВАНИЯ КАРСТОВЫХ ДЕПРЕССИИ

CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	ZnO	CuO	PbO	S _{общ}	п. п. п.	H ₂ O ⁺	Σ
0,30	0,79	0,27	—	0,88	1,17	0,08	0,002	—	8,40	0,30	99,78
0,60	1,28	0,58	—	0,06	0,62	0,21	—	—	5,63	0,67	100,39
0,90	1,20	0,32	—	1,10	0,59	0,37	0,001	—	6,00	1,70	99,69
0,15	0,48	0,21	0,41	—	—	—	—	0,072	10,64	2,32	100,39
0,71	0,38	0,32	0,30	1,15	1,14	0,2	—	—	8,00	2,05	99,75
1,00	2,01	0,53	—	—	—	—	—	0,05	18,52	1,60	100,46

жильный кварц. Белики обычно имеют белый цвет, но при высоком содержании углистого вещества становятся серыми, иногда черными. Ниже уровня грунтовых вод цвет беликов зеленоватый. Иногда на контакте известняков и беликов отмечаются прослои зеленых «остаточных» глин, представляющих собой нерастворимый остаток известняков, своеобразную «terra rossa», возникающую в условиях восстановительной среды.

На отдельных рудниках уже в этих глинах отмечаются прослои сидеритов. Но основная масса руды концентрируется в низах беликовой толщи. Граница между рудой и беликами обычно нерезкая, и рудное тело постепенно переходит в беликовые породы.

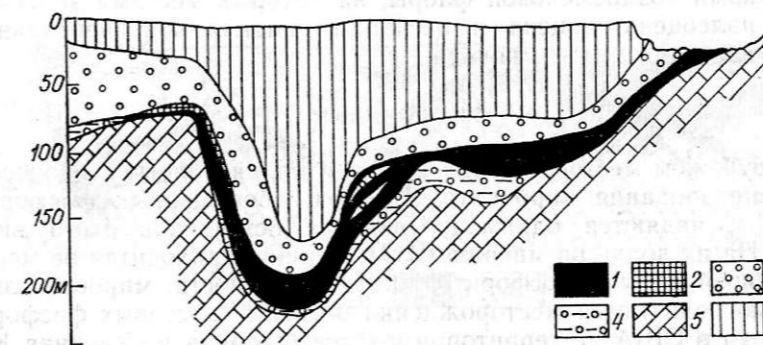


Рис. 58. Разрез Алапаевского рудника [17].
Железные руды: 1 — богатые, 2 — бедные; 3 — белики; 4 — зеленые белики; 5 — известняки (визе); 6 — покровные отложения (мезо-кайнозой).

Таблица
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Типы руд	Fe	FeO	Fe ₂ O ₃	S	P	Cr ₂ O ₃
Плотные	40,48	5,23	50,32	сл.	0,12	0,25
Охристые	44,92	1,15	63,60	сл.	0,16	0,09
Глинистые	39,57	1,07	38,37	0,001	0,11	0,15
«Черный камень»	25,35	8,45	28,00	0,004	0,08	0,065

Рудные тела, как правило, имеют пластообразную форму; реже они обособляются в виде гнезд. Руда в основном гидрогетитовая (бу-рожелезняковая), но иногда в нижних частях залежей появляется сидерит, который местами составляет основную часть рудного пласта. Среди железистых минералов встречаются также гидрогематит и железистый хлорит.

Химический состав руд (табл. 11) свидетельствует о весьма низком их качестве по сравнению с гипергенными рудами современного тропического пояса [17]. Средние содержания железа в месторождениях 20—40%. Обращает на себя внимание несколько повышенное содержание в рудах марганца (до 0,6—0,8%).

Предполагается, что первоначально железные руды накапливались главным образом в форме сидерита среди заболоченных участков в пределах крупных полей на карбонатном субстрате. И лишь впоследствии после воздымания территории произошло окисление сидеритов. Этот процесс сопровождался дальнейшим развитием карстовых воронок и частичной миграцией железа в их базальные горизонты вплоть до проникновения соединений железа в выщелачиваемые известняки и образования псевдоморфоз гидрогетита по известнякам («корковые руды»).

Рудоносные белики повсеместно на обширных площадях перекрываются континентальными песчано-глинистыми отложениями с остатками позднемиоценовой флоры, на которых местами залегают опоки палеоцена—эоцена и песчано-глинистые континентальные отложения олигоцена—миоцена.

ФОСФОРИТЫ

За рубежом месторождения фосфоритов, связанные с процессами выщелачивания карбонатных пород, обогащенных фосфором (1—3%), являются одним из важных источников этого вида сырья. На их долю, по мнению Ю. Н. Занина, приходится не менее 35% общей добычи фосфоритов [19]. В частности, мировой известностью пользуются месторождения богатых карстовых фосфоритовых руд в США на территории штатов Флорида и Северная Каролина. В Советском Союзе карстовые месторождения фосфоритов хотя и не являются основой балансовых запасов, но все же в ряде регионов (например, в Южной Сибири) могут служить весомым

таблица 11
ИЗ КАРСТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛАПАЕВСКОГО ТИПА

SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	CO ₂	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺
29,10	3,14	1,12	0,33	0,15	2,20	0,78	9,25
13,40	7,29	0,75	0,49	0,42	0,31	0,88	10,80
29,96	15,72	1,20	0,72	0,25	0,80	1,36	9,60
37,48	9,38	0,90	0,52	0,31	2,08	2,08	3,45

подспорьем для интенсификации сельскохозяйственного производства.

Процессы гипергенной концентрации фосфора в различных средах, в том числе и на поверхности карбонатных пород в щелочных окислительных обстановках, за последние 20—30 лет являются предметом детальных исследований, что связано с поисками не только богатых руд фосфора, но и урана, редких земель и др. (см. работы Б. В. Аскоченского, Г. И. Бушинского, Б. М. Гиммельфарба, Е. А. Зверевой, Р. А. Цыкина и др.). Особенно плодотворно в этой области работает коллектив под руководством Ю. Н. Занина. Из трех известных в нашей стране типов гипергенных месторождений фосфоритов — элювий на ультраосновных — щелочных породах, контракционные коры выветривания на осадочных фосфоритсодержащих породах и карстовые — наибольшую практическую ценность представляют карстовые.

По существу, везде, где карст развивается на карбонатных породах, обогащенных фосфором (1—2% P₂O₅ и больше), среди выполняющих карстовые депрессии осадков встречаются различной формы тела, сложенные фосфатными рудами (15—20% P₂O₅). Обычно эти руды представляют собой пестроцветные (желтые, оранжевые, светло-серые, белые, темно-коричневые) глинистые, глинисто-щебенистые, иногда плотные каменные образования,

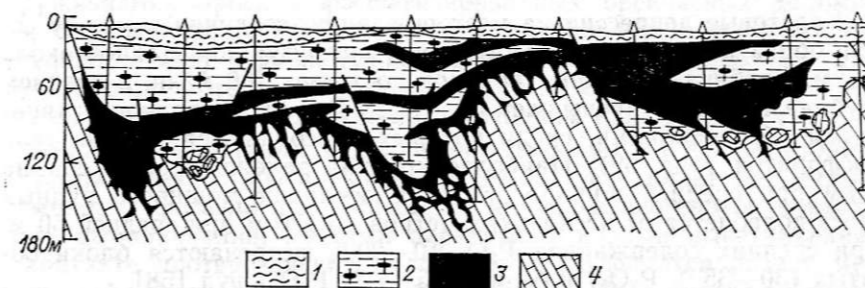


Рис. 59. Разрез Телекского месторождения карстовых фосфоритов, Западная Сибирь ([19], с упрощениями).

1 — четвертичные лёссовидные суглинки; 2 — рыхлые нефосфатные и слабофосфатные продукты выветривания; 3 — гипергенные фосфориты (>7% P₂O₅); 4 — карбонатные породы.

Таблица
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) РЫХЛЫХ

Породы первичного субстрата	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO
Эффузивы	25,62	0,64	7,17	6,66	1,08
Карбонаты	21,34	0,35	3,55	3,36	5,64
Обломки неясного состава (бесструктурные)	33,45	0,57	3,53	4,55	1,65
Инфильтрационные фосфориты	25,46	0,78	5,39	4,91	2,11

трудноотличимые от общей массы карстовых пород. Практически единственным надежным критерием является химический анализ пород, хотя при длительном опыте работы на месторождениях этого типа в обогащенных разностях можно уловить свойственный им фарфоровидный излом, теплые тона окраски и характерный брекчиевидный рисунок с мягкими разводами желто-красных оксидов железа.

Карстовые фосфориты известны на Южном Урале, Тимане, в Казахстане, Средней Азии, но наиболее широко этот тип фосфоритовых месторождений развит на юге Сибири в Алтае-Саянской области, где открыты и изучены многочисленные рудопроявления и мелкие месторождения карстовых фосфоритов. Типичным представителем подобных месторождений является Телекское.

Телекское месторождение фосфоритов расположено в юго-западных отрогах Восточного Саяна. Запасы месторождения оценены в 200 млн. т при содержании 14 % P₂O₅ [19, 58]. Месторождение приурочено к мезозойским карстовым депрессиям, развитым среди доломитов овсянковской свиты верхнего протерозоя; местами доломиты несогласно перекрыты выветрелыми эффузивами нижнего девона. Продукты размыва эффузивов составляют значительную часть карстовых образований.

Карстовые депрессии на месторождении, соединяясь между собой, образуют древнее поле сложной конфигурации длиной около 11 км. Глубина отдельных воронок достигает 200 м, но в среднем глубина поля не превышает 50—60 м. Все оно заполнено глинистыми образованиями, среди которых обособляются рудные тела фосфоритов (рис. 59). Наиболее крупная залежь прослежена на 6 км при средней ширине 550 м. Суммарная мощность рудных слоев колеблется от нескольких метров до 120 м при средней 50 м. При средних содержаниях P₂O₅ 10—20 % встречаются блоки богатых (30—35 % P₂O₅) и бедных (5—7 % P₂O₅) руд [58].

Среди руд отчетливо выделяются две разновидности — рыхлые и каменные; те и другие имеют блеклую палево-желтую, буровато-серую, реже белую окраску. Рыхлые фосфориты являются основным типом руд. Они представлены обломками интенсивно

ца 12
ФОСФОРИТОВ ТЕЛЕКСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

CaO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	F	Σ	FeO
20,88	0,79	0,22	14,50	1,48	1,52	84,56	0,50
28,95	0,33	0,14	15,50	11,21	1,90	92,27	0,52
26,53	0,56	0,19	18,24	2,48	2,24	93,99	0,51
28,75	0,42	0,16	19,29	2,61	1,96	91,84	0,62

выветрелых пород (эффузивов, известняков, доломитов), частично замещенных фосфатом и погруженных в рыхлый фосфатно-глинистый цемент. Химический состав этих фосфоритов в зависимости от первичного состава субстрата варьирует в значительных пределах (табл. 12). Все их разновидности характеризуются повышенными содержаниями меди, никеля, серебра, цинка. Каменные фосфориты образуют отдельные обособления среди рыхлых. Обычно качество каменных фосфоритов выше, чем рыхлых, но раздельная их добыча нерентабельна.

Среди фосфатных минералов на Телекском месторождении преобладают фосфаты группы апатита. В качестве редкой незначительной примеси (1—2 %) присутствуют алюмосиликаты (вавеллит), что позволило Ю. Н. Занину высказать в свое время предположение о латеритной природе руд. Кроме того, в составе рыхлых руд принимают участие: гидрослюда (4—20 %), монтмориллонит (3—17 %), каолинит (9—17 %), кварц (7—16 %), карбонаты (1—23 %), минералы гидроксидов и оксидов железа (1—4 %), а также хлорит, тальк, полевые шпаты, мусковит, биотит и пр.

Интересно отметить, что большинство скважин вскрывают доломиты с весьма низким содержанием фосфора и лишь иногда обнаруживаются прослои фосфатизированных брекчиевых доломитов, содержащих до 3,6 % P₂O₅. Эти прослои приурочены исключительно к ядру синклинали складки. Вполне вероятно, что некогда фосфоритосодержащие породы были более широко распространены в регионе и послужили источником карстовых руд.

Иной тип карстовых фосфоритов возникает на фосфоритовых месторождениях Каратауского бассейна. Здесь пласт первичных кремнистых фосфоритов обнажается на мел-палеогеновой поверхности выравнивания, местами перекрытой корами выветривания. В контакте протерозойских доломитов и фосфоритов развит мезозойский карст. Депрессии глубиной до 10—20 м рельефно выделяются в стенках карьера Жанытас. Они заполнены либо рыхлыми глинистыми, либо плотными фарфоровидными образованиями желтовато-белого цвета, содержание P₂O₅ в которых достигает 20—30 %. Особый интерес представляют крупные обособления

Таблица
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) ВТОРИЧНЫХ ФОСФАТОВ ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ

Фосфаты	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO
Розовато-желтый опоквидный коллофанит	0,18	0,41	0,05	0,14	сл.	52,36
Белый фарфоровидный коллофанит	1,86	0,85	0,02	0,14	сл.	49,84
Бледно-зеленый радиально-лучистый франколит	0,12	0,27	сл.	сл.	сл.	53,48
Кирпично-красный коллофанит с раковистым изломом	0,68	3,83	1,53	0,21	0,04	49,96
Фосфорит с крандаллитом	3,50	10,35	3,32	—	0,95	38,64

вторичных фосфатов, содержание P₂O₅ в которых иногда возрастает до 40 %. Они образуют натечные почковидные агрегаты либо инкрустируют карстовые полости. В отдельных случаях при метасоматическом замещении фосфатом трещиноватых пород возникают изумительной красоты «каменные кружева», идущие на различные ювелирные поделки (шкатулки, ларцы, вазы). Эти образования имеют практически чистый фосфатный состав (табл. 13); в них обязательно присутствуют алюмофосфаты (крандаллит) [37].

Своеобразный золото-фосфоритоносный карст был встречен нами совместно с В. А. Николаевым на одном из золоторудных полей в Кызылкумах. Район рудопроявления, названного нами «Карстовое», представляет собой крупную брахиантиклиналь, осложненную тектоническими нарушениями разного порядка. Ядро брахиантиклинали сложено известняками визейского возраста, крылья — мощной толщей слабо метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород среднего карбона. Все задокументированные выходы фосфоритовых руд так или иначе тяготеют к зоне контакта карбонатных пород и сланцев. Карбонатные породы (преимущественно доломиты и доломитовые известняки) образуют изолированные выходы линзовидной формы длиной до 100—200 м. Возможно, эти карбонатные тела представляют собой органогенные постройки, существовавшие в шельфовой зоне среднекарбонного моря.

На сланцах развит гидрогетит-гидрослюдисто-каолинитовый профиль выветривания, в настоящее время в условиях жаркого сухого климата осложненный мощной карбонатно-гипсовой наложенной минерализацией. По карбонатным породам в зоне контакта со сланцами формируются карстовые котловины, заполненные как остаточным элювием терригенных пород, так и аккумулятив-

таблица 13
НА ЖАНЫТАССКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В МАЛОМ КАРТАУ

MgO	K ₂ O	Na ₂ O	F	CO ₂	SO ₂	H ₂ O	P ₂ O ₅	Σ
0,40	—	—	4,01	3,01	0,04	2,22	39,59	102,41
0,25	—	—	3,62	1,55	0,11	1,86	36,19	96,29
0,60	—	—	3,87	1,98	0,05	2,22	38,95	101,54
0,25	—	—	3,77	0,94	0,24	4,50	36,49	102,39
0,77	0,09	0,25	3,50	31,06	0,07	5,40	33,45	101,35

ными продуктами выщелачивания карбонатов. Именно в карстовых формах рельефа сосредоточена основная масса фосфоритовых руд.

Фосфоритовые породы могут быть объединены в пять групп, резко различных по составу, структуре и генезису (табл. 14): 1) метасоматические доломитово-известковистые фосфориты с узорчатой текстурой; 2) метасоматические кремнисто-глинистые фосфориты с псаммитовой текстурой; 3) карстовые фосфоритоносные плотные брекчии; 4) карстовые фосфоритовые стяжения и желваки с брекчиевой текстурой; 5) карстовые фосфоритоносные глинисто-алевроитовые огипсованные рыхлые отложения.

Распределение групп фосфоритовых пород по разрезу иллюстрирует рис. 60. Как следует из приведенного профиля, доломитовые фосфориты тяготеют к контакту углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев с линзами доломитовых известняков. Выше на них залегают плотные фосфоритоносные брекчии, вероятно выстилающие днища карстовых депрессий. Затем располагается зона фосфоритовых стяжений и желваков, которая в приповерхностных центральных частях рудоносных карстовых депрессий перекрывается фосфатоносными глинами и алевролитами.

Интересно отметить, что инфильтрационные фосфориты, встречающиеся на днищах карстовых депрессий, иногда содержат золото.

Следует также упомянуть о биогенных и биогенно-метасоматических фосфоритах карстовых пещер СССР и зарубежных стран. Они рассмотрены в работах И. М. Тюриной, Н. М. Костаревой [1978 г.], Г. А. Максимовича [1960 г.], Н. А. Гвоздецкого [10], Б. М. Михайлова [1969 г.]. Фосфориты этого типа, представляющие собой в основном залежи гуано летучих мышей, являются прекрасным удобрением. В Туркмении наиболее крупная залежь

Таблица 14
ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ (%) ФОСФОРИТОВ И ФОСФОРИТОНОСНЫХ ПОРОД
РУДОПРОЯВЛЕНИЯ «КАРСТОВОЕ»

Породы	Минеральный состав, %	P ₂ O ₅	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	п. п. п.	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	F	Cl	Элементы-примеси (г/т)		
													As	Sb	Zn
Метасоматические доломитово-известковые фосфориты с узорчатой текстурой	Фторопатит 36, доломит 18, кальцит 24, гипс 7, остальные — гематит, кварц	15,22	2,00	0,25	5,17	3,84	40,10	23,71	1,50	1,87	0,20	1000	500	2000	
		14,98	—	0,25	5,21	3,92	40,57	24,58	0,70	1,87	0,26	700	500	700	
Метасоматические кремнисто-глинистые фосфориты с псаммитовой текстурой	Фторопатит 51,0, каолинит 16,1, гидромусковит 12,0, кварц (опал) 11,4, гидротит 3,6	22,20	25,98	10,02	3,34	0,29	29,23	5,09	—	2,09	0,20	670	—	—	
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Карстовые фосфоритовые желваки с брекчиевой текстурой	Фторопатит 70, кварц 15—20, каолинит 5—10, остальные — гематит, гётит	28,74	—	4,07	4,46	0,08	40,49	3,00	1,69	2,90	0,55	200	5000	3000	
		28,47	—	2,14	2,84	0,11	43,33	3,23	1,24	3,08	0,85	300	2000	700	
Карстовые фосфоритовые рыхлые отложения	Фторопатит 59, остальные — гипс, кальцит, кварц	38,60	1,25	1,06	2,50	—	51,70	2,09	—	3,00	0,08	1000	500	2000	
		36,85	—	0,72	0,78	0,06	53,12	2,37	0,77	3,99	0,55	—	—	—	
Карстовые фосфоритовые рыхлые отложения	Кварц 45—50, гипс 15—22, фторопатит 2—14, каолинит 2—12, гидротит 10—12	4,54	—	1,53	8,20	0,20	29,28	17,50	13,30	0,63	0,95	200	5000	3000	
		5,98	—	5,15	9,50	0,34	20,34	11,02	7,09	0,83	0,50	300	3000	5000	
Глинистый элювий по сланцам	Кварц 57, каолинит 14, гидротит 14, фторопатит 7	0,89	—	12,14	6,14	0,51	2,68	6,77	1,01	3,10	0,20	700	500	700	
		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

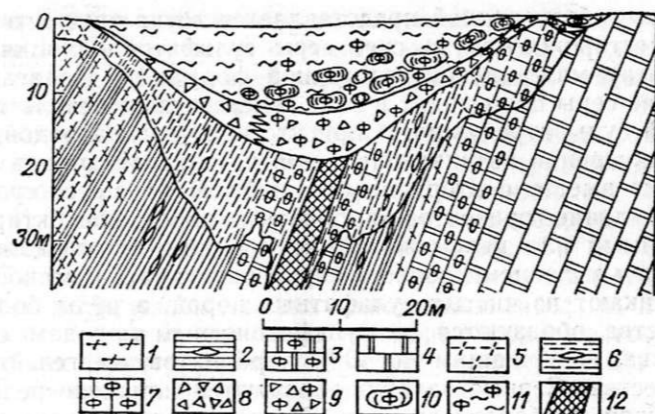


Рис. 60. Предполагаемый разрез фосфатноносной карстовой депрессии на рудопроявлении «Карстовое» (Северный Кызылкум).

1—7 — породы карашахской свиты (средний карбон): 1 — углеродисто-кремнистые сланцы, 2 — углеродисто-глинистые сланцы, часто фосфоритовые, 3 — доломитово-известковые фосфориты, 4 — известковые доломиты, 5 — выветрелые углеродисто-кремнистые сланцы, 6 — выветрелые углеродисто-глинистые сланцы, 7 — метасоматические доломитово-известковые фосфориты; 8 — карстовая брекчия; 9 — фосфоритовая карстовая брекчия; 10 — фосфоритовые желваки в карстовых отложениях; 11 — карстовые фосфоритовые рыхлые отложения; 12 — зона разлома.

гуано в Бахарденской пещере имеет площадь 1320 м², мощность до 1,5 м (масса 750 т). В Узбекистане в пещерах Сувлидара, Гоблондуя-1, Андак, Кызылкурган-1, Джульжаали и Каттакур слои гуано достигают мощности 0,2—1 м. В пещерах Чокловина (Румыния) добыто 30 тыс. т гуано, в пещерах Вьетнама (Тань-Мон и Тхонг-Баи) — около 50 тыс. т. В США запасы биогенных фосфоритов в Карлсбадской пещере (штат Нью-Мексико) составляли 100 тыс. т. В составе биогенных фосфоритов пещер преобладает дикальций-фосфат — до 80 %.

СЕРА САМОРОДНАЯ

Среди двух типов месторождений серы — связанных с вулканогенными (андезитоидными) и галогенными (карбонатно-сульфатной, карбонатно-сульфатно-соляной, глинисто-карбонатно-сульфатной) формациями — основная роль принадлежит второму типу, который относят к осадочному [Дыбков В. Ф., 1964 г.], импрегнационно-метасоматическому [Власов Г. М., 1971 г.], инфильтрационно-метасоматическому [Соколов А. С., 1968 г.] классам. К их числу принадлежат месторождения Прикарпатья (Подорожное, Роздол, Язово и др.), юго-западного Гиссара (Гаурдак), Средневожской сероносной области (Сырейско-Каменнодольское, Водинское, Алексеевское и др.), Ферганской области (Шорсу, Октябрьское, Чангырташ, Риштан), Южной Туркмении (Бадхыз), месторождения в кепроках солянокупольных структур побережья Мексиканского залива, месторождения Ирана (Мишрак).

Наиболее обоснованной представляется точка зрения о формировании месторождений за счет серы сульфатов кальция (ангидрита, гипса) материнской галогенной формации. Полагают, что образование серы происходит в зоне гипергенеза в результате бактериальной сульфатредукции в присутствии углеводов, последующего окисления возникающего при этом сероводорода и отложения серы вместе с вторичным кальцитом на месте сульфатов кальция. Наличие горизонтов карбонатных пород, контактирующих с сульфатными или перемежающимися с ними слоями, является необходимым условием процесса серообразования. Высокосортные руды возникают из чистых сульфатных пород, а руды более низкого качества образуются по сульфатносным породам смешанного состава, содержащим до 40 % карбонатов, мергелей, глинистого вещества. Серные залежи образуются или непосредственно под подошвой карбонатного слоя (Роздол), или над его кровлей (Гаурдак).

Перечисленные ниже главные особенности серных месторождений, заимствованные из работы Г. А. Беленицкой и Я. К. Писарчик [27], не включают карст как классификационный признак месторождений, хотя он неоднократно упоминается при описании моделей формирования и кепроков, нередко вмещающих скопления серы, и карстово-эрозионных систем, являющихся практически обязательной компонентой серных месторождений и относящихся к важнейшим палеогеоморфологическим критериям прогнозной оценки территорий.

Приведем выдержку из работы упомянутых авторов (с. 704—705): «Наиболее эффективными могут быть следующие показатели: 1) пространственное положение глубоких погребенных врезов или карстово-эрозионных систем как показатель возможного расположения серных залежей в плане — в их бортовых частях в пределах дренируемых ими антиклинальных структур; 2) наиболее низкий за период формирования залежей региональный уровень эрозии (наиболее глубокие погребенные эрозионные врезы и проявления карста) и наиболее высокий уровень аккумуляции (наиболее высокие террасовые комплексы, карстовые этажи) — крайние гипсометрические ограничения интервала, перспективного на оруденение; 3) уровни наиболее длительного стабильного положения базисов эрозии (максимально развитые карстовые этажи, террасовые комплексы) — показатель возможных максимумов концентраций руд; 4) уровни временного понижения базисов эрозии после начала формирования залежей (погребенные врезы и карстовые этажи соответствующего возраста) — показатели вероятной глубины зон древнего окисления и нахождения окисленных руд». Таким образом, подобные месторождения серы безусловно должны относиться к карстовым месторождениям, а сами сероносные формации по существу являются карстово-галогенно-карбонатными.

Участие процессов растворения солей и гипсов и гравитационно-обвальных процессов наиболее ярко проявлено в месторождениях, связанных с кепроком. Растворение карбонатных пород и

гипсов отчетливо выражено и на пластообразных месторождениях серы, где широко развиты относительно крупные полости с самородной серой, образующей кристаллы, корки, натечи, тонкую вкрапленность, прожилки.

Важная роль контроля пластообразных серных залежей разрывными нарушениями доказана на месторождении Гаурдак А. С. Уклонским, Н. П. Петровой, Е. С. Парникелем, Н. С. Лазаревым, М. Г. Горбачевым, Л. С. Хрищановичем, на предкарпатских месторождениях В. Ф. Полкуновым, Г. Т. Саксеевым, М. Ф. Сулем. Контроль залежей разломами и зонами дробления, затухающими в вышележащих пластичных гипсах и пластах солей, указывает на поступление серообразующих растворов снизу. Около таких структур ореол сероносности достигает 100 м по мощности и до нескольких километров по простиранию толщ. Яркость в размещении залежей отчетливо контролируется характером перемежаемости карбонатных и гипсовых слоев. На Гаурдаке таких уровней два: F (нижний, главный, уровень с содержанием серы в среднем 25 % и более) и D; на месторождениях Среднего Поволжья — до семи-восьми уровней.

Эти данные, а также сведения об отчетливой латеральной сопряженности сероводородсодержащих углеводородных газов, высокосернистых нефтей и конденсатов, с одной стороны, и месторождений серы — с другой [Беленицкая Г. А., Гуревич Н. С., 1978 г.], заставляют настороженно относиться к определению серных месторождений как чисто экзогенных образований. Это замечание по существу относится и к другим карстовым месторождениям, в которых как формирование полостей, так и синхронная или последовательная их кольматация осуществляются в зоне смешения ювенильных вод и газов различного происхождения с вадозными водами.

Не исключено, что специфика карстовых месторождений серы, заключающаяся в отсутствии на многих из них крупных карстовых полостей и гравитационно-обвальных брекчий, в наличии пластообразных серных залежей, определяется формированием карста преимущественно в результате растворения гипсов и карбонатов газами и пленочными конденсатами при минимальной роли механического разрушения пород подземными водными потоками. В определенной мере это подтверждается наблюдениями Н. П. Юшкина [1972 г.] на серном руднике Шорсу, где сера добывается из щелевидных карстовых полостей. Полости сформированы при растворении прослоев гипса мощностью от 0,4 до 12 м среди доломитизированных известняков и мергелей и частично карбонатных слоев позднеюрского возраста.

Самородная сера и ассоциирующие с ней кальцит, арагонит, целестин образуют в карстовых полостях сталактиты, сталагмиты, коры, занавесы, отдельные кристаллы. Кольматация полостей минеральными новообразованиями продолжается и сейчас из сильно-минерализованных вод, близких к хлоридно-натриевым рассолам и имеющим температуру 14—18 °С. Интенсивному современному

росту кор и натечно-капельных форм из галита, кальцита, магнетита, гипса способствует интенсивное проветривание выработок рудника.

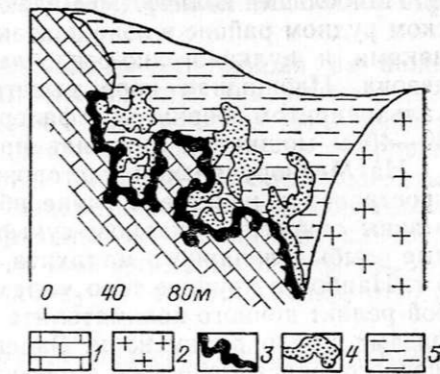
МАЛАХИТ

Малахит (наряду с азуридом) типичен для зоны окисления медных сульфидных месторождений, но как ювелирно-поделочный камень встречается чаще в связи с карстом. По составу малахит — основной карбонат меди $\text{Cu}_2\text{CO}_3(\text{OH})_2$; в природе он почти всегда находится в смеси с карбонатом кальция, кремнеземом, гидроксидами железа, содержит зонки элита, хризоколлы, брошантита, фосфатов меди $\text{Cu}_5[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_4$, гидроксидов марганца, азурита, других вторичных минералов меди. Густота окраски малахита зависит от размера волокон, образующих концентрические зоны и радиально-лучистые агрегаты. Различают светлый «бирюзовый» малахит параллельно-волоконистого строения с очень тонкими игольчатыми кристаллами и «плисовый» — более темный (до зеленовато-черного), имеющий радиально-лучистое строение с волокнами более 0,1 мм. По рисунку различают малахит «струистый» (или ленточный), концентрически-слоистый, секториально-почковидный, мелкоузорчатый. Образцы с чередованием натечных слоев малахита и азурита называют лазурным малахитом. Д. П. Григорьев [1953 г.] обоснованно считает, что натечный малахит формируется не из коллоидных, а из истинных растворов, а структурный узор его определяется рельефом субстрата полостей.

Месторождения малахита относят к единому генетическому и формационному типу — меденосных кор выветривания с малахитом и бирюзой [Самсонов Я. П., Туринге А. П., 1984 г.]. Базой таких кор выветривания являются контактово-метасоматические (скарновые) месторождения медных, полиметаллических и медьсодержащих железных руд. К ним относятся месторождения: Гумешевское, Меднорудяное, Коровинско-Решетниковское, Высокогорское (зона Главного карьера) Нижнетагильского рудного района на Среднем Урале, Чокпак в Центральном Казахстане, Бисби в США (штат Аризона). Менее устойчива связь ювелирно-поделочного малахита с корами выветривания и карстом в медистых песчаниках и сланцах. Здесь можно назвать месторождения в районе Колвези, Этуаль-дю-Конго в Заире, Бвана Мкубва в Замбии, на Синайском полуострове. Однако и в этом случае малахит связан, как правило, с карстовыми полостями в карбонатных горизонтах, контактирующих с медистыми песчаниками. Таким образом, для ювелирно-поделочного малахита карстово-карбонатная формация является практически единственной, вмещающей месторождения формацией.

К этому же — экзокарстовому — типу можно отнести небольшие инфильтрационные месторождения малахита с купритом, теноритом, ковеллином, образовавшиеся на некотором удалении от окис-

Рис. 61. Схематический разрез карстовой депрессии Гумешевского месторождения (по Г. Н. Вертушкову [1975 г.]). 1 — мраморы; 2 — кварцевые диориты; 3 — малахит; 4 — железистый лимонит; 5 — глина.



ляемых сульфидных месторождений, например Староежовское месторождение малахита рядом с медно-колчеданным Новоежовским (Средний Урал).

Описания первичных медных и медистых железорудных месторождений и отдельных их участков с малахитом имеются в работах Г. Н. Вертушкова [17], Е. Я. Киевленко и Н. Н. Сенкевича [1983 г.], Я. П. Самсонова и А. П. Туринге [1984 г.] и других исследователей. Можно подчеркнуть лишь некоторые особенности локализации малахита.

На Гумешевском месторождении (рис. 61) в Дегтярско-Полевском рудном районе находили глыбы малахита высокого качества массой до 1,5 т. Первичные скарновые медно-железные руды окислены до глубины 120—170 м. Основные скопления малахита приурочены к карстовому рву длиной более 600 м, шириной 150 м и глубиной от первых метров до 170 м, увеличивающейся в сторону от мраморов на восток — к тектоническому контакту мраморов с дайкообразным телом скарнированного кварцевого диорита. Ров заполнен пестроокрашенной глиной, содержащей обломки бурого железняка; местами глина пропитана хризоколлой, землистым малахитом, азуридом, теноритом, самородной медью. Отмечаются некоторые черты зональности, что выражается в расположении карстовых полостей, содержащих натечный малахит, непосредственно в контакте мраморов с глинами.

Выше пестроокрашенной глины следует зона лимонитовой кирасы и глин с желваками и глыбами малахита. Массивные и почковидные образцы малахита в этой зоне представляют, очевидно, его скопления в прежних кавернах и полостях нижней зоны, в которой карбонат полностью растворен и замещен инфлюационной глиной, тогда как малахитовый кольматолит остался в виде «слепков» прежних полостей или их фрагментов. Карстовую природу кольматолита выдают его формы — натечные сферолитовые агрегаты, сталактиты, коры, драпировки, занавесы, каскады. В самой верхней зоне медистых глин массивный малахит растворяется.

Наибольшее количество малахита было добыто в Нижнетагильском рудном районе в зоне контакта сненитового массива с известняками и вулканогенно-осадочными толщами силура — нижнего девона. Площадная кора выветривания скарнов с магнетитом, халькопиритом, борнитом, сфалеритом и блеклой рудой достигает 30—40 м мощности, линейная проникает на глубину 200—300 м.

На **Меднорудянском** месторождении поделочный малахит распространен в карстовой глине вблизи контакта зоны цементации и зоны окисления скарново-сульфидно-магнетитовых руд. Отдельные глыбы ювелирного малахита, добытого из глин, достигали 5—6 т. Наиболее крупное тело малахита, видимо представляющее собой реликт донного кольматолита карстовой полости, вместе с апофизами имело длину 98 м. Залегало оно наклонно среди разрушенного марганцовистого железняка с падением на юг 18°. Верхняя часть этой плиты была покрыта коркой мелкопочковатого пористого (частично выщелоченного) малахита. В основной части тела малахит крупно- и мелкопочковатый, венчатый; цвет от темно-зеленого до ярко-бирюзового.

На **Коровинско-Решетниковском** месторождении в карстовом рве длиной около 230 м и глубиной 50—100 м вдоль контакта скарнов с известняком в глине наблюдаются лампадит (вад, содержащий медь), черная медная руда (тенорит) и малахит. Поделочный малахит заполняет карстовые каверны в известняке.

На **Высокогорском** месторождении карстовые воронки кольматированы охристо-глинистым материалом с обломками сненитов, туфов и рудного скарна. Площадь воронок достигает 100×140 м, глубина — до 200 м. В их донной части под железо-марганцевой кирасой совместно с лампадитом, брошантитом, купритом, азури-том и самородной медью развиты натечи малахита, обычно отделенные от известняка коркой хризоколлы.

На месторождении **Бисби** (США) плотный полосчатый и «бархатный» малахит выстилает стенки карстовых каверн и камер в скарнированных известняках, а также заполняет карстовые щели (копь Лавендера).

АЛМАЗЫ

Месторождения алмазов в карсте, как и золота в карсте, обычно относят к россыпям, отводя карстовым воронкам роль пассивных ловушек полезного компонента. Их описание приведено в ряде работ [Соболев В. С., 1951 г.; Сычкин Г. Н., 1975 г.; Прокочук Б. И., 1979 г. и др.]. Основные районы промышленной алмазности, связанной с карстом, известны в Африке и на Урале.

Алмазоносные районы **Лихтенбург** и **Вентерсдорп** (Трансвааль), по данным А. Ф. Вильямса [1932 г.], Дю Тойта [1935 г.] и согласно обобщающей работе В. С. Соболева [1951 г.], открыты в середине 20-х годов, и уже в 1927 г. добыча только в районе Вентерсдорп составила 2106 тыс. карат (29 % мировой добычи),

отодвинув на второй план коренные месторождения Южной Африки.

Трансваальская система, с несогласием залегающая на более древних породах, включает три отдела: нижний (кварциты с линзами конгломерата, 15 м), средний (доломитистые известняки и доломиты с кремнистыми прослоями у основания и в кровле, 1000 м) и верхний (серия Претория — миндалекаменные андезиты, кварциты и конгломераты). С закарстованными карбонатными породами среднего отдела и связаны месторождения алмазов. Ближайшие трубки алмазоносного кимберлита находятся на расстоянии около 30 км к северо-востоку от месторождения, откуда и предполагается речной снос.

Алмазоносные галечники в районе Вентерсдорп лишь в малой степени приурочены к современным рекам и их террасам, они располагаются не выше 8 м над современным уровнем реки Мой и не далее 1 км от русла. Основная часть галечников лежит на плато — на высоте 70—90 м над уровнем современных рек. Эти галечники, за небольшим исключением, сохранились только в районах распространения доломитов и имеют вид узких лентообразных пятен шириной 50—100 м, в совокупности обозначающих площади древних полей и котловин.

Основное промышленное значение имеют алмазы в карстовых воронках шириной до 100 м и глубиной до 50 м (например, воронка Рункге-Лаагге). Алмазоносные галечники мощностью до 10 м, иногда более, образуют в воронках два-три линзовидных слоя, разделенных линзами бурой глины. В основании карстовой воронки белая глина переходит в дресву доломита. Галечники сложены в основном плохо сортированными гальками кремнистых пород, а также кварцитов, опала, халцедона, миндалекаменных лав базальтов и порфиринов. Наряду с окатанными гальками встречаются угловатые куски, у лежачего бока перемешанные с карстовой брекчией доломита. Цементом является красная глинистая масса. Промышленные концентраты в районе Вентерсдорп состоят из мелких конкреций оксидов железа и марганца, темных железистых сланцев, редко — графитистых сланцев, красных яшм, псевдоморфоз лимонита по пириту, а также из магнетита, пикотита, ильменита, редких зерен корунда.

Содержание алмазов неравномерное, наибольшие концентрации (до 20 карат на 1 м³) встречены лишь в отдельных карстовых воронках или в верхних слоях пластов галечников, испытавших обогащение при латеритизации или сносе в воронки алмазоносного элювия.

При реконструкции древней речной сети в пределах области распространения доломитов нередко возникали трудности из-за расположения галечников на разных гипсометрических уровнях [Соболев В. С., 1951 г.], что объясняли смещением галечников при формировании «депрессий растворения», т. е. полей, карстовых котловин.

Линзовиднослоистая, с крутым наклоном слоев к центру воронок структура алмазоносного кольматолита свидетельствует о том, что роль ловушек алмазов карстовые формы выполняли уже в ходе своего развития, последовательно отбирая в понижения тяжелый шлик с алмазами. В целом рассмотренные районы являются типичными площадями развития карстовых инфлюационных месторождений, локализованных в воронках, котловинах и полях.

Месторождения алмазов в Заире (Центральная Африка) на площади **Бакванга** описаны В. С. Трофимовым [1969 г.], М. Ж. Бардетом [1974 г.], а также в монографии «Древний карст и его россыпная минерация» [1985 г.].

В пределах района на кристаллическом фундаменте полого залегают закарстованные терригенно-карбонатные отложения серии Бушимайя верхнего протерозоя. Алмазоносными являются ранне-меловые и более молодые кольматолиты карстовых полостей в верхней части серии, сложенной плитчатыми известняками с кремнистыми стяжениями, доломитизированными кавернозными известняками, брекчиевыми известняками и массивными доломитами (200 м), прорванными ранне-поздне-меловыми кимберлитами. Тела кимберлитов перекрыты охристыми песками неогена (10—20 м). Из-за незначительного эрозионного среза вокруг кимберлитовых трубок сохранились взрывные брекчии алмазоносного материала. При размыве алмазы скапливались в карстовых полостях, где и сохранились от эрозии. В радиусе до 10 км от кимберлитовых трубок известны такие алмазоносные карстовые образования, получившие название вторичных кимберлитовых брекчий.

Глубина карстовых алмазоносных воронок, рвов и котловин достигает 120 м, площадь их выходов на земную поверхность 275×600 м, мощность рудоносных кольматолитов до 60 м. Они состоят из песчано-глинистых отложений, песка, обломков вмещающих пород, кимберлитов, мезозойских сланцев и песчаников, а также гранитов и гнейсов кристаллического фундамента. Брекчии цементируются в верхней части воронок выветрелой красной глинисто-песчаной массой, сменяющейся на глубине желтой и серо-зеленой супесью, сцементированной кальцитом. Кроме алмазов кольматолит содержит ильменит, пирит, реже циркон и диопсид. В полостях кимберлитовые брекчии и пески переслаиваются. Благодаря разложению в воронках кимберлитов и выносу глинистого материала происходит обогащение породы алмазами в десятки раз по сравнению с кимберлитами трубок.

Рассмотренные месторождения являются типичными карстовыми инфлюационными, локализованными в карстовых воронках, рвах и котловинах.

МРАМОРНЫЙ ОНИКС

Мраморный оникс (тригональный кальцит или ромбический арагонит) весьма характерен для карста. Обычные примеси (Fe^{2+} , Fe^{3+} , магний, стронций, барий, марганец, цинк и свинец) влияют

на цвет и оттенки натечных и почковидных слоев оникса. Преобладает белая, желтоватая и коричневая окраска в сочетании с янтарной, оранжевой и зеленой. Значительно более широкое распространение арагонита в гидротермокарсте по сравнению с кальцитом, более свойственным холодному карсту, позволяет использовать арагонит как типоморфный минерал именно гидротермокарста. Эта особенность арагонита подтверждается и прямыми наблюдениями его связи с термальными источниками и гейзерами, нахождением его совместно с травертинами, а также развитием арагонита в нижней части свинцово-цинковых и сурьмяно-ртутных месторождений, где он нередко кольматирует остаточные полости рудоподводящих систем.

Наиболее типичными карстовыми являются месторождения оникса в Зирабулак-Зиаэдинских горах (Тамерланова пещера), в горах Кугитангтау (Карлюкские пещеры).

Карлюкские пещеры [10] Хашим-Ойык и Кап-Котан развиты в верхнеюрских известняках. Пещера Хашим-Ойык состоит из главного хода длиной около 2 км, множества залов и галерей-ответвлений. Пещера Кап-Котан имеет суммарную длину всех проходов и залов не менее 3 км. В целом для Карлюкской системы характерны гипсовые и ониксовые сталактиты, сталагмиты, сталагматы, натечи травертина. Залежи медово-желтого, белого, кремового, коричневого мраморного оникса контролируются тектоническими трещинами, вдоль и около которых располагаются натечные донные коры (толщиной до 0,6 м), сталактиты (диаметром до 1,5 м), сталагматы, сталагмиты, занавесы. Предполагается, что ныне гипсовые осесимметричные натечные формы первоначально имели известковый состав [10], как и в пещерах Фата-Моргана в Гаурдакском районе [Лекух З. В., 1973 г.].

В Киргизии на месторождении Дюресу арагонитовый оникс цементирует брекчии карбонатных пород и мелкогалечные конгломераты.

Надо полагать, потомки не похвалят нас за варварское разрушение неповторимого чуда природы — натечных форм карстовых пещер, которые в первоначальном виде несоизмеримы по ценности с изготавливаемыми из оникса безделушками и запонками.

III
ЧАСТЬ

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ СВЯЗИ, ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ
КАРСТОВОГО И НЕКАРСТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ
(ЗОНАЛЬНЫЕ) РЯДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Металлогенические эпохи
Средиземноморского подвижного пояса и его обрамления

Понятие о структуре объекта в геологии выражает пространственное сонахождение элементов системы, общность причин явления или закономерную последовательность причин. Структура предстает как зональность рудных тел, месторождений, рудных полей, узлов, районов, металлогенических зон и провинций. И в общем случае, и по отношению к классу согласных рудных и рудоносных объектов зональность проявляется в четырехмерном континууме пространства-времени, однако описание ее проводится по тем или иным срезам (вертикальным, латеральным, диагональным). В совокупности такие срезы создают представление об эволюционной структуре металлогенической системы. На рис. 62 приведены основные пространственно-временные комбинации элементов рудных (металлогенических) систем и срезы этих систем.

Множество формальных рядов месторождений геологическая практика позволяет ограничить некоторыми реально наблюдаемыми рядами и в дальнейшем использовать их для прогнозирования.

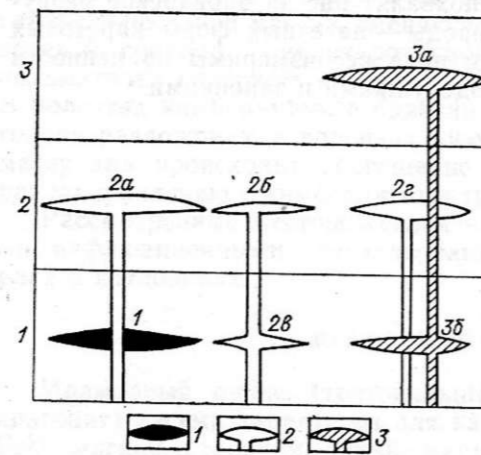


Рис. 62. Комбинации рудных стратиформных объектов.

1-3 — стратифицированные формации (от древних к молодым) и соответствующие им по времени генерации рудных залежей. Ряды рудных объектов: 2a-2z — 2a — латеральный изохронный, 1-2a — латеральный полихронный, 2a-2b, 3b-3a — вертикальные изохронные, 1-2a — вертикальный полихронный, 2a-2b — диагональный изохронный, 1-2b-3a — диагональный полихронный, 1-2-3 — эволюционный.

Прежде чем формулировать некоторые общие закономерности размещения карстовых месторождений, в том числе выражающиеся в формировании латеральных (изохронных и полихронных), вертикальных, диагональных и эволюционных рядов месторождений, рассмотрим некоторые, в основном региональные, фактические данные на примере сравнительно полно изученной Средиземноморской провинции и прилежащих областей (включая Кавказ и Закавказье, Малую Азию, северные прибрежные районы Африки, Карпато-Балканскую, Восточно-Альпийскую, Апеннинскую территории, Пиренеи, северное палеозойское обрамление альпийских структур Средиземноморья).

Здесь развиты практически все выделенные в различных классификациях формационные типы месторождений, в том числе и карстовых. При этом хронологические срезы металлогенической эволюции приемливо ориентировочно соответствующими крупным геотектоническим системам, отвечающим заложению и развитию либо отдельных генераций (серий) геосинклинальных трогов, либо их пространственно согласованных систем. Докембрийские трог и метаморфические комплексы в силу фрагментарности их развития и ненадежности хронологических сопоставлений из анализа исключим.

Геосинклинальные образования каледонского этапа развития геосинклинально-складчатой системы (венд—силур) включают Центральноальпийский редкометалльный пояс с многочисленными стратиформными месторождениями и рудопроявлениями шеелита в многокилометровых формациях вулканогенно-черносланцевого ряда кембрийско-ордовикского возраста. Наиболее крупными являются месторождения Фелбертал (Миттерзил) и Тукс на территории Австрии и Антерсельва-Антольц, Корнетто-ди-Конфине-Маркинке, Веносто (вольфрам, медь, свинец, цинк, золото, висмут, сурьма) в Италии. Состав рудоносной формации, в которую входят дифференцированные метавулканы, предопределяет присутствие в рудах халькопирита, галенита, сфалерита. Так, месторождение Тукс комплексное: шеелитоносные (с сульфидами) углистоглинистые сланцы перекрыты доломит-магнезитовым горизонтом с промышленным магнезитовым и медно-полиметаллическим оруденением [Хелль Р., 1977 г.]. На месторождении Клейнартал (Австрия) вкрапленная шеелитовая минерализация локализована в горизонте углеродсодержащих железистых доломитов и графитистых сланцев. В Китцбюхлерских Альпах и в районе Инсбрука на нижнепалеозойском уровне в филлитах известно медно-колчеданное оруденение.

В западной части Восточных Альп в нижнепалеозойской толще переслаивания metabазитовых хлоритовых сланцев, черных кремнистых и графитистых сланцев с пачками доломитов и кварцитов располагаются стратиформные шеелит-антимонитовые проявления группы Крэйцек в Каринтии и киноварное Гольдек. Примерно к этому же уровню относится стратиформное антимонитовое оруденение в горизонте графитистых сланцев на месторождении Шлай-

нинг восточнее Крэйцека. К данному уровню тяготеют также стратиформные пирит-антимонитовые месторождения Малых Карпат — Пезинок, Пернек, относимые Я. Кантором [1974 г.] к субмаринным, связанным с раннепалеозойским вулканизмом. Данный ряд продолжают располагающиеся в метаморфизованных толщах Низких Татр жильные (в общем согласные со сланцеватостью) сурьмяные месторождения Словакии — Магурка, Медзиброд, Гусарка.

В юго-восточной части о. Сардиния формации кварцит-карбонатно-терригенного ряда ранне-среднепалеозойского (до девона) возраста вмещают стратиформные и секущие медно-мышьяковые, сульфидно-полиметаллические, гематит-баритовые, шеелит-антимонитовые, шеелит-халькопирит-арсенопиритовые месторождения. Некоторые из них, видимо, являются сингенетичными вмещающим толщам (шеелит-халькопирит-арсенопиритовые, кварц-шеелит-сульфидные, антимонитовые руды месторождения Вилла-Сальто).

Охарактеризованные выше гидротермокарстовые свинцово-цинковые месторождения юго-запада о. Сардиния (Монтепони, Масуа-Аскареси и другие, всего более 50) контролируются миеосинклинальным терригенно-карбонатным комплексом венда — ордовика; наиболее вероятно, что они являются раннеордовикскими.

Безусловным металлогеническим продолжением Центрально-альпийского каледонского пояса следует считать Иберийский складчатый пояс развития нижнепалеозойских формаций вулканогенно-черносланцево-карбонатного ряда со стратиформной вольфрамовой минерализацией шеелит-сульфидно-кварцитового формационного типа, с сопутствующим стратиформным свинцово-цинковым оруденением и самостоятельными месторождениями.

В зоне Монтредон — Монтань-Нуар в юго-восточной краевой части Центрального Французского массива известно два основных рудных района — Монтредон и Монтань-Нуар. В районе Монтредон развито редкометалльное (бериллий-олово-вольфрамовое) оруденение жильно-прожилковое и более раннее по времени, предположительно стратиформное, флюорит-шеелитовое и сфалеритовое (месторождения Ориоль и Лом-От). В районе Монтань-Нуар кроме 13 стратиформных флюорит-шеелитовых объектов известны и крупные стратиформные полиметаллические месторождения (Сан-Салви и др.). Аналогичное стратиформное вольфрамит-шеелитовое оруденение есть и в Португалии (Лагаоса).

Стратиформные гидротермокарстовые свинцово-цинковые месторождения распространены и в нижнепалеозойских (ордовикских) доломитах Испании (провинция Сьерра-Морена). В Анатолийской провинции нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные отложения контролируют группу согласных, возможно стратифицированных, сурьмяных месторождений в графитистых сланцах ордовика — силура (Турхал, Демиркапы, Дудаш, Керамос и др.).

Таким образом, раннепалеозойский геосинклинальный пояс, фрагменты которого прослеживаются на протяжении более 3000 км по северному обрамлению Средиземноморья и в Малой Азии, характеризуется вольфрам-медно-свинцово-цинковой специализацией,

местами включает флюорит, сурьму и магнезит. Условно к этому же поясу может быть отнесено месторождение Кти-Теберда на Кавказе, принадлежащее по последним данным к скарноидному шеелитовому типу [Денисенко В. К. и др., 1985 г.].

Металлогения силурийско-среднекаменноугольного этапа определяется формированием медно-цинково-колчеданного, полиметаллически-колчеданного оруденения в эвгеосинклинальных толщах Средиземноморья, фрагменты которых обнаруживаются от Кавказа (месторождения Уруп, Худес, Бескес, Даут, Власинчихинское в спилит-кератофир-туфосланцевой формации среднего — верхнего девона) до Испании.

Главными в Испании (провинции Уэльва и Севилья) являются медно-колчеданные и полиметаллически-колчеданные стратифицированные месторождения в так называемом медно-пиритовом поясе протяженностью до 350 км при ширине 25—30 км; этот пояс в основном определяет общие запасы в стране меди около 4, свинца 4,6 и цинка 6,6 млн. т. Рудоносные формации вулканогенно-осадочного ряда (силур — нижний карбон) вмещают существенно медные месторождения (Рио-Тинто, Гарсис, Ла-Сарса, Перриналь, Сан-Тельмо, Серро-Колорадо); стратифицированными полиметаллическими являются Азналькольяр, Сотилья-Коронадо, Пьедрофито-де-Себреро, месторождения района Сьерра-Картахена.

Медно-свинцово-цинково-баритовая (с ртутью) стратиформная минерализация наблюдается в Астурии в каменноугольных эвапорит-известняковых толщах (район Пикос-де-Эуропа). По Ф. С. Ёзе [1985 г.], минерализация относится к первично-осадочному типу, с мобилизацией в ходе герцинского или даже альпийского тектогенеза, контролируется крутопадающими системами разрывов, сопровождается процессами доломитизации и джаспероидизации. Принадлежность ее к гидротермокарстовому типу весьма вероятна.

В Центральной Европе можно обнаружить определенные черты аналогии полиметаллического оруденения с месторождениями Испании. Стратифицированными барит-полиметаллическими являются месторождения Раммельсберг и Мегген. Месторождение Раммельсберг залегает в среднедевонских (виссенбахских) сланцах. Две пластовые рудные залежи в изоклинальной складке сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом; присутствуют марказит, блеклая руда, пирротин, бурнонит. В Меггене стратифицированная пирит-баритовая (со сфалеритом) залежь располагается в массивных известняках среднего девона [Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И., 1973 г.].

К среднедевонскому стратиграфическому уровню относятся также согласные месторождения Восточно-Судетской зоны Чехословакии — в районах Злате Горы, Горный Мнеста и Горный Бенешов, а также фациально связанные с ними железорудные стратифицированные залежи типа Лан-Дилл. Месторождение Горный Бенешов залегает в эйфель-живетской толще кератофиров с прослоями известняков и известковистых сланцев и сопоставимо с полиметаллически-колчеданными месторождениями алтайского типа.

С ними же сходно барит-полиметаллическое месторождение Злате Горы в Есениках, залегающее в сходной вулканогенно-сланцевой толще нижнего—среднего девона.

Ряд геосинклинальных вулканогенно-терригенно-карбонатных формаций силура—нижнего карбона в Альпах вмещают месторождения магнезита (Эрцберг и Рамдер). В нижнедевонских доломитах в Китцбюхлерских Альпах О. Шульц [1983 г.] отмечает свинцово-цинковое с баритом месторождение Швац-Брихлегг и более мелкие рудопроявления.

В девонско-нижнекаменноугольных формациях Карнийских Альп известен ряд полиметаллических (с флюоритом и баритом) месторождений, как пластовых, так и гидротермокарстовых в осадочных «дайках» [Spalletta C., Vai G. Battista, Venturini C., 1981 г.]. Оруденение сосредоточено в тектонической пластине мелководных осадков, в зоне контакта радиоляриевых известняков с турбидитами, а также в карстовых полостях карбонатной толщи, перекрытой герцинской молассой.

Свинцово-цинковое оруденение синклиория Эрв в Бельгии в средне-верхнедевонских глинисто-карбонатных отложениях считается [Cauet S., Wais D., 1983 г.] седиментационно-диагенетическим, частично переотложенным в виде жил и кольматолитов в ходе гидротермальной деятельности в пермо-триасе.

Во Франции, в осевой зоне Пиренеев, в известняково-доломитовой рифовой формации девона находится медно-свинцово-цинковое гидротермокарстовое месторождение Сентейн.

В Анатолийской провинции Ирана к толще верхнедевонских — каменноугольных (?) доломитов приурочен ряд гидротермокарстовых свинцово-цинковых месторождений (Оцбах-Кух, Шурех, Галлах, Гуш-Камар, Зибцар, Чезмех-Шир, Асби, Кафтари, Лоон, Гхорешир-али, Годар-гхор-ахан, Цой, Биду), а также, видимо, стратифицированное (или камерное) крупное полиметаллически-колчеданное месторождение Кушк. В Закавказье на среднедевонском уровне располагается гидротермокарстовое свинцово-цинковое месторождение Гюмюшлуг.

Сравнение рудоносных регионов выявляет определенную связь класса оруденения с общим характером разрезов: в наиболее мощных из них, отвечающих силурийско-нижнекаменноугольному вулканогенно-осадочному троговому комплексу, преобладают медно-колчеданные и полиметаллические стратифицированные и камерные месторождения, тогда как в разрезах сокращенной мощности, отвечающих мелководно-шельфовой части бассейнов, значительную роль играют гидротермокарстовые в карбонатных толщах либо стратифицированные переотложенные в гидротермокарст руды.

Приведенные примеры говорят о закономерном запаздывании главной стадии гидротермокарстового рудного процесса в тех блоках, где предполагается жесткий кристаллический фундамент, в сравнении с троговыми (раздвиговыми) зонами, где оруденение

либо непосредственно сопровождает дифференцированный субмаринный вулканизм (Есеники), либо ненамного отстает от него. Некоторые различия в возрасте стратифицированного оруденения в мощных геосинклинальных комплексах Испании и Центральной Европы можно увязать с неодновременным, различающимся на один квант (ритм) заложением рудоконтролирующих трогов.

Достаточно сложной является проблема металлогенического содержания формационных ритмов нижний—средний карбон и верхний карбон — нижняя пермь, с которыми в Западной Европе обычно связывают орогенный варисский этап развития геосинклинально-складчатых систем.

В Динарском складчатом поясе, по С. Янковичу [1960 г.], А. Дуричковицу [1966, 1967 г.], С. Графенауэру [1964 г.], больше половины стратиформных месторождений сурьмы приходится на каменноугольно-пермский уровень, около трети — на триасовый [Бергер В. И., 1978 г.]. Позднепалеозойский уровень контролирует наиболее крупные месторождения Сербии и Словении (Билег, Заяча, Столице, Костайник, Крупань), являющиеся, по приведенным выше данным, гидротермокарстовыми. Есть основания относить месторождения, размещенные в среднекаменноугольных известняках, к раннепермской эпохе, поскольку в сланцах верхнего карбона — нижней перми имеются признаки стратифицированного антимонитового оруденения (месторождение Трояне), фиксирующего таким образом сурьмянорудную эпоху.

Особого обсуждения заслуживает вопрос о положении сурьмяного оруденения в общей эволюционной схеме развития геосинклинально-складчатых систем. Сопоставление данных по Западной Европе и Средней Азии показывает, что сурьмянорудная эпоха занимает как бы промежуточную позицию между трансгрессивной (собственно геосинклинальной) и регрессивной (орогенной) стадиями. Регрессивная стадия фиксирована каменноугольно-пермскими и раннетриасовыми вулканогенными красноцветными молассами и эвапоритами. Сурьмяное оруденение по фактической стратиграфической позиции относится к трансгрессивной стадии эволюции системы, тогда как по времени формирования, по существу, принадлежит к орогенной стадии. Именно эта двойственность оруденения служит главной причиной дискуссий о субмаринном (геосинклинальном) или постгеосинклинальном (орогенном, активизационном) происхождении стратиформных месторождений и сурьмы и ртути.

С регрессивной структурой формационного ритма верхний карбон — нижняя пермь коррелирует в основном урановая специализация стратифицированных толщ и секущих рудных образований в геосинклинально-складчатом комплексе и в бортах пермо-триасовых трогов. В Восточно-Альпийском поясе урановая минерализация в пермских песчаниках, туфах, игнимбритах верхнего карбона — нижней перми прослеживается более чем на 1000 км. Наиболее крупными являются месторождения Италии Новацца, Валь-Рендена, Рио-Фредда, Прейт; среди прочих можно назвать Валь-

Паскара, Валь-Даоне, Авеленго, Варезе [30]. В Австрии к пермским песчаникам и сланцам и к их метаморфизованным аналогам приурочен ряд жильных и пластовых месторождений урана, наиболее значительным является Форштау. В Югославии в пермской пестроцветной молассе находятся месторождения Жировски-Врх и Стара Планина. Известны также в основном бедные медистые песчаники, проявления свинца, цинка, сурьмы, висмута.

В целом металлогеническая эпоха позднего карбона — ранней перми, отвечающая суборогенному формационному ритму, как бы продолжает более раннюю — девон-раннекаменноугольную — эпоху формирования стратифицированных и гидротермокарстовых месторождений свинца и цинка. В полной мере раскрывается вначале сурьмяно-ртутный потенциал глубинных оболочек земной коры, реализованный в форме гидротермокарстовых месторождений в карбонатных формациях среднего карбона — нижней перми под глинистыми экранами, а затем (или синхронно с этим) формируются урановые месторождения в пестроцветных вулканогенно-терригенных формациях нового формационного ритма.

Последующий трансгрессивный ритм начинается пестроцветной молассой, завершённой стратифицированным медным оруденением. В Центральной Европе медистые сланцы и песчаники верхней перми развиты на площади около 600 тыс. км² и образуют промышленные концентрации в районах с признаками зачаточных троговых структур: Ричельсдорф Гебирге, Юго-Восточный Гарц (Мансфельд—Эйслебен—Зангерхаузен), Внешнесудетская синклиналь (район Болеславик) и Нижнесудетская моноклиналь (район Любин—Серошовице) [68]. По существу позднепермские медистые сланцы (с золотом, молибденом, платиноидами) начинают новый металлогенический ритм, трансгрессивную стадию эволюции, представляя в этом отношении своеобразный гомолог медно-колчеданных месторождений эвгеосинклиналей.

Последующая обширная трансгрессия в триасе обуславливает трансгрессивную структуру ритма верхняя пермь — средний триас. В Динарской складчатой системе и в продолжающих ее на запад Восточных Альпах на уровне низов среднего триаса находятся ряд стратиформных месторождений и рудопроявлений сурьмы (Лепанива и др.), ртутное месторождение Идрия. Их позиция в разрезе и гидротермокарстовая природа, не требующая строгого стратиграфического соответствия синхронных рудных образований, позволяют увязать сурьмяно-ртутное оруденение в единый латеральный ряд со свинцово-цинковым оруденением Восточных Альп. Более низкое стратиграфическое положение сурьмяной и ртутной минерализации обусловлено ее приуроченностью к палеоподнятиям. В эволюционном плане такие объекты закономерно рассматривать как завершение предыдущего металлогенического ряда. И парагенетически и геотектонически они связаны более тесно с геохимически аналогичным оруденением герцинид, чем с мезозойским свинцово-цинковым оруденением. Таким образом, в данном случае, как и в рудных ассоциациях силура — нижней перми, для

сурьмы и ртути сказалось запаздывание металлогенического ритма на поднятиях в сравнении с геотектоническим ритмом.

В интервале разреза средний — верхний триас располагаются свинцово-цинковые месторождения Межица, Райбл, Салафосса, Горно и др. Для них характерно присутствие медно-сурьмяно-мышьяковых сульфосолей (тетраэдрит, бурнонит, джемсонит, теннантит, мышьяковистый бурнонит). В сфалеритах Горно содержится мышьяк и ртуть, в галенитах — сурьма. В ряде объектов Горно в существенных количествах распространены барит и флюорит, вплоть до самостоятельных месторождений (Паглио-Пигнолино, Презолано и др.). Из других рудных объектов Западной Европы среднетриасового уровня необходимо отметить Силезские экзокарстовые и гидротермокарстовые месторождения свинца и цинка [76], а также свинцово-железо-марганцевое карстовое месторождение Кремиковцы в Болгарии [Ратиев Л. А., 1975 г.].

В Анатолийской провинции на севере Ирана к среднетриасовым доломитам приурочено гидротермокарстовое свинцово-цинковое месторождение Сергуза с абсолютным возрастом оруденения 140—160 млн. лет. Для руд характерны повышенные содержания сурьмы, германия, кадмия, серебра [Al-Bassam K. S., Hak J., Watkinson D., 1982 г.].

Таким образом, общий металлогенический спектр среднетриасового стратиграфического уровня достаточно широк, однако отсутствуют медные месторождения или рудопроявления, содержащие существенные ее количества. Лицо данной металлогенической эпохи представляют свинец и цинк при преобладании цинка и определенно важной роли флюорита.

Характеристика оруденения триасового уровня была бы неполной без упоминания других рудных объектов Западной Европы. К их числу относятся свинцово-цинковые месторождения у юго-восточной границы Центрального Французского массива — Ларжантьер в нижнетриасовых песчаниках «палеорусел» и вмещающих их доломитах, Ле-Малин — пластообразные залежи в мергелях триаса и сопряженные с ними грибообразные (отчетливо гидротермокарстовые) тела с «ножками» в кембрийских доломитах, серебро-свинцовые (галенит, арсенопирит, пираргирит, гипс, ангидрит, самородная сера) рудники Пезе и Ла-Плань-де-Мако департамента Савойя; свинцово-цинковое гидротермокарстовое месторождение Реосин в западном секторе Кантабрии (Испания), а также гидротермокарстовые флюорит-галенитовые месторождения района Сьерра-де-Лухар (Гранада) в ладинской известково-доломитовой формации (разведанные запасы 10 млн. т руды с 2 % Pb, 35 % CaF₂ [Ovejero G., Tona F., 1982 г.]).

Вопрос о возрасте гидротермокарстового оруденения свинца и цинка в Западной Европе не имеет однозначного решения. Будучи приуроченными в основном к кровле ладинской карстово-карбонатной формации, месторождения в пределах Восточных Альп не занимают строго определенной стратиграфической позиции и «ми-

грируют» вслед за фашиально-стратиграфическим «смещением» контакта рудоносных карстово-карбонатных формаций (Эссино, Брено, Шильяр, «верхние металлоносные доломиты») с перекрывающими их песчано-сланцевыми толщами (Горно, Валь-Саббия, Рио-дель-Лаго, Рио Концен и др.) [Omenetto P., 1979 г.].

Так, месторождение Лекко располагается в верхней части ладина; Паглио-Пигнолино, Бакареджо, Валь-Ведря, Валь-Ризо, Райбл, Салафосса — в нижнем карнии; Бляйберг, Презолано — до среднего карния. Как неоднократно упоминалось ранее, большинство современных исследователей альпийских месторождений склонны считать первичными стратифицированными руды в битуминозных карбонатных сланцах контакта карбонатной и терригенной толщ. Это положение строго ни доказано, ни опровергнуто.

Тот факт, что гидротермокарстовые свинцово-цинковые месторождения обрамления Центрального Французского массива распространяются до нижнеюрских отложений, в которых обладают признаками сингенетичности с вмещающими породами, конечно, является веским аргументом в пользу раннеюрской датировки металлогенической эпохи. Однако этот вывод для альпийских месторождений не может быть принят безоговорочно не только в силу удаленности французских объектов, но главным образом по той причине, что гидротермокарстовое оруденение в маломощных чехлах на кристаллическом фундаменте, как правило, запаздывает по сравнению с оруденением в трогах. И кроме того, мощное проявление гидротермальной деятельности в юре, в эпохи поздний триас — ранняя юра и ранняя — средняя юра, не позволяет ни различать между собой гидротермокарстовые объекты, сформированные в каждую из этих эпох, ни отличать их от объектов триасового возраста.

В качестве рабочей гипотезы не по фактам, а вынужденно, из-за отсутствия альтернативы, можно было бы согласиться с мнением геологов, изучавших восточно-альпийские месторождения, о принадлежности их (в нашей терминологии) к комбинированному — стратифицированно-гидротермокарстовому среднетриасовой эпохи. Однако в 1982 г. В. Туфар опубликовал статью о гипсово-ангидритовом месторождении Миртенграбен в Нижней Австрии, расположенном среди карнийских сланцев и доломитов.

Месторождению свойственно стратифицированное комплексное оруденение, включающее весь набор химических элементов восточно-альпийских месторождений с добавкой таких элементов и минералов, которые свойственны верхним зонам согласных полиметаллических и сурьмяных месторождений. В их число входят минералы: главные — энаргит, теннантит, вюрцит, галенит, пирит, иорданит, второстепенные — зелигманнит, антимонит, бравоит, комплексные сульфиды меди, цинка, олова (возможно, кёстерит Cu_2ZnSnS_4), гетчеллит ($AsSbS_3$) и новый минерал As_2S_3 . Характерно высокое содержание селена (до 1% в галените). Вмещающие породы представлены гипсом, ангидритом, доломитом, магнетитом. Магнетит обладает признаками осадочного происхожде-

ния. Температура образования рудных минералов определяется 100 °С и ниже.

Поскольку формирование отмеченного парагенезиса осадочным путем — в результате сноса из областей размыва — практически исключается, можно принять, что комплексная сульфатно-сульфидная минерализация месторождения Миртенграбен является гидротермально-осадочной, стратифицированной, фиксирующей время рудного процесса Восточно-Альпийского свинцово-цинкового пояса (карний).

Переходя к обобщающей характеристике изохронных и эволюционных рядов месторождений следующих в разрезе (после среднего триаса) формационных ритмов, необходимо обратить внимание на менее четко выраженную линейность трогов Альпийского пояса в мезозое — кайнозое, на их мозаичность. Вполне определенные металлогенические эпизоды, отвечающие эвгеосинклинальным комплексам интервала поздний триас — мел, диагностируются по стратифицированным и камерным месторождениям. Можно указать на среднеюрские (по другим данным — раннеюрские) стратифицированные полиметаллические месторождения в черносланцевых формациях Южного склона Большого Кавказа (Филизчай, Кызыл-Дере и др.), на шток-камерные полиметаллические в эвгеосинклинальных толщах средней юры Закавказья (Алаверди, Шамлуг, Ахтала и др.), на почти синхронные им гидротермокарстовые барит-свинцово-цинковые месторождения в карбонатных формациях в пределах палеоподнятий (Квайсы и другие месторождения Гагринской зоны).

Уже отмечалось, что в зонах сокращенных мощностей мезозойских отложений, синхронных восточно-альпийским триасовым образованиям, в южном обрамлении Центрального Французского массива наряду с гидротермокарстовыми свинцово-цинковыми месторождениями в триасовых толщах имеются свинцово-цинковые (с серебром) месторождения в синемюрской доломитовой формации (Фижеак, Буа-Мадам). Эти месторождения обладают определенными чертами синдианетического рудонакопления, но с признаками эпигенетического гидротермокарстового перераспределения рудного вещества и формирования самостоятельных залежей и месторождений в лотарингско-батское время (например, Ла-Круаде-Пальер).

Можно упомянуть также многочисленные кварц-барит-флюоритовые, кварц-флюоритовые, барит-флюорит-полиметаллические и баритовые жилы и минерализованные зоны дробления в различных комплексах цоколя и чехла центральной и восточной частей Центрального Французского массива (район Понжибо и др.) с верхним возрастным пределом оруденения около 195 млн. лет [Repaud L., 1973 г.]. Геотектоническим выражением данного металлогенического эпизода, по мнению Ж. Буладона [1985 г.], является раскрытие Лигуро-Пьемонтского океана (ранний лейас — поздняя юра).

Эвгеосинклинальные толщи мелового возраста вмещают медные стратифицированные и шток-камерные месторождения: Бор (Югославия) в эффузивно-пирокластической андезитовой формации сенона; Мавруони, Скуриотисса, Коловасос, Маснати, Коккиноя, Агрикония и другие на Кипре в диабаз-базальтовой формации; Маднеули в Закавказье, Эргани-Маден (Турция) в спилит-кератофир-туфосланцевой формации (поздний мел); Челопеч (Болгария) в туфолаковой формации (поздний мел). Данные металлогенические события, по Ж. Буладону [1985 г.], увязываются с возникновением Гасконского залива в мелу и с формированием сидеритовых месторождений Кантабрийских Пиренеев и, добавим, гидротермокарстового свинцово-цинкового месторождения Сантандер.

В Южном Средиземноморье с меловым этапом связывается серия гидротермокарстовых свинцово-цинковых месторождений как среди меловых карстово-карбонатных формаций (железо-марганец-полиметаллические месторождения Тасдремит и Имини, свинцово-цинковые Бу-Грин, Керзет-Юсеф), так и среди юрских (Бу-Беккер, Туиссит).

Палеоген-неогеновый этап фиксирован небольшими серно- и медно-колчеданными месторождениями Закавказья в вулканогенно-терригенно-карбонатных формациях (Чибухлы, Тандзут, Цаблана).

В настоящее время все больше исследователей отходят от традиционно упрощенных схем альпийской минерагенической эпохи в Западной Европе. Предпринимаются обнадеживающие попытки расчленить общую альпийскую минерагеническую картину на более или менее дробные этапы. В частности, Ж. Танели [1985 г.] усматривает возможность выделения в рамках альпийской эпохи на территории Тосканы (Италия) среднетриасового — карнийского, юрско-предмиоценового и миоцен-четвертичного этапов проявления рудоконцентрирующих процессов, отводя в них важное место осадочно-метаморфическим моделям.

В Тоскане развито оруденение нескольких типов: лимонитовые (местами с примесью сульфидов) экзокарстовые руды в виде линз, столбов и жил в доломит-эвапоритовой верхнетриасовой формации («кавернозные карбонаты»); экзокарстовые «каламиновые массы» с преобладанием смитсонита (за счет окисления сульфидов), залегающие в тех же карбонатах; колчеданные согласные и частично секущие (видимо, гидротермокарстовые) тела на контакте кавернозных карбонатных пород с подстилающими их сланцами триаса (?); карстовые месторождения антимонита в кровле кавернозных карбонатных пород под аллохтонно залегающим верхнеюрско-эоценовым карбонатно-терригенным флишем (Тафоне, Монтауто) или под глинами палеогена (Пьяджоне, Поджо-Фуоко, Цольфьере); стратифицированные тела серного колчедана (с медью, свинцом, цинком, серебром) в сланцах перми — триаса, ассоциирующие с линзами сульфатно-карбонатных пород.

Колчеданные руды, видимо, связаны с поздне-триасовой эпохой рудогенеза, о чем свидетельствует и их частичное окисление с фор-

мированием лимонитовых и смитсонитовых руд. Однако месторождения сурьмы невозможно связать с мезозойской эпохой свинцово-цинкового оруденения Восточных Альп, так как в послерэтский (допалеогеновый) перерыв они были бы уничтожены гипергенезом. Наиболее вероятно их принадлежность к изохронному диагональному ряду, включающему ртутные объекты района Монте-Амиата. Можно ли в этом случае датировать весь ряд месторождений плиоцен-четвертичной эпохой?

Здесь уместно обратить внимание на практически непреодолимые сложности, возникающие при использовании ртути в качестве минерально-геохимического репера эпохи рудообразования. Гидротермокарстовые кольматолиты с киноварью в районе Монте-Амиата известны на различных стратиграфических уровнях начиная от известняков нижней юры: в нижнемеловых известняках под экраном пестрых глинистых сланцев верхнего мела, в верхнеэоценовой глинисто-карбонатной флишовой формации (основное оруденение в гидротермокарстовых полостях под экраном глин), в неогеновых отложениях под экраном постплиоценовых трахитов и в самих трахитах. Последнее обстоятельство и послужило основанием для соответствующей (олигоцен-четвертичной) датировки оруденения (Г. Дессау). Но при таком подходе руды следовало бы вообще считать современными, поскольку минеральные источники содержат ртуть, а в местах их разгрузки и на выходах вулканических газов на некоторых месторождениях происходит современное образование игольчатых кристаллов антимонита (Э. Реддер).

В зонах, подобных Тосканской (с высоким геотермическим градиентом), решение вопроса может быть лишь весьма приблизительным. Конкретно здесь исходим из того, что лавы трахитов изливались на закарстованную поверхность карбонатного массива, а глинистые кольматолиты уже содержали киноварь, о чем свидетельствует обогащенность ею донных частей воронок и рвов. В таком случае прожилковую киноварь в трахитах следует рассматривать как вторичную — гидротермально-возгонную, а первично-гидротермальную киноварь надо датировать интервалом юра — палеоген без доказательных уточнений.

К краткой характеристике минерагении палеоген — неогенового периода Средиземноморской провинции следует добавить факт наличия урановых месторождений в районах Сан-Пьер-дю-Канталь и Кутрас, синхронных раскрытию Алжир-Прованского бассейна, что вызвано вращением Корсиканско-Сардинского блока в олигоцене [Буладон Ж., 1985 г.].

Вертикальная минерально-геохимическая зональность карстовых месторождений

Вертикальная зональность гидротермокарстовых месторождений, изученная на ряде типовых объектов, в общем близка зональности геохимически родственных стратифицированных месторожде-

ний и вполне аналогична зональности камерных согласных месторождений. Вертикальная зональность заключается в расположении снизу вверх по разрезу месторождения минеральных зон в пространственной последовательности: в свинцово-цинковых и полиметаллических месторождениях [28] — пирит (марказит) → халькопирит → сфалерит → галенит → барит (флюорит) → кальцит; в сурьмяных месторождениях [3] — буланжерит, джемсонит, цинкениит, тетраэдрит, теннантит → бертьерит → самородная сурьма, гудмундит → антимонит.

При сонахождении в рудах пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, барит и кальцит в большинстве гидротермокарстовых месторождений (в частности, Уч-Кулач, Пайн-Пойнт, Олькуш) образуют крустификационные агрегаты, корки и оторочки вокруг обломков пород в указанной последовательности, отвечающей зональному их расположению в полости снизу вверх и по разрезу месторождения в целом. Данный зональный ряд может быть дополнен гётитом (гидрогётитом), образующим внешний ореол над рудными телами каждого палеогидродинамического уровня (Уч-Кулач).

Последовательное «смещение» уровня карстификации и рудоотложения, вызванное теми или иными причинами (гидродинамическими, тектоническими), приводит к повторению в разрезе минерально-геохимических зональных серий. Так, на месторождении Уч-Кулач зафиксировано до трех уровней карстификации с трехкратным проявлением частных зональных серий и с увеличением свинцовистости и бариевности каждой более поздней серии. На месторождении Сардана намечено до четырех зональных серий с преобладанием галенита в верхней зоне и сфалерита в нижней зоне каждой серии, с относительным обогащением галенитом различных серий.

Вертикальная зональность сфалерит-флюоритового оруденения, рассматриваемая на примере рудных полей Сегенях и Саккырыр Сетте-Дабана, заключается в расположении флюорита в виде кровельно-фронтального ореола вокруг локальной зоны сфалерита, который интенсивно развит в подводящих каналах и в непосредственной близости от них.

Соотношения свинцово-цинковой и сурьмяной минерализации заметны на двухъярусном гидротермокарстовом месторождении Билет (Югославия), где свинцово-цинковое оруденение располагается на нижнем в разрезе уровне, а сурьмяное преобладает на верхнем уровне.

В сурьяно-ртутных месторождениях четкая вертикальная и вместе с тем латеральная (центробежная) зональность выражается в приуроченности к осевым зонам карстовых полостей, к брекчиям кремнистого состава антимонитовых и антимонит-киноварных руд. При этом собственно кинноварные руды образуют внешний ореол, концентрируясь в кровельно-ядерной части антиклиналей и куполов. Выше по разрезу, в слабо измененных экранирующих сланцах, располагаются пластообразные залежи (с обогащением

вдоль разломов) реальгар-аурипигментовых руд с подчиненной кинноварью. Примеры таких зональных серий имеются на ряде участков месторождения Кадамджай [52].

Аналогичная зональность установлена на месторождении Чаувай. Ртутная и сопутствующая сурьмяная минерализация прослежена в джаспероидах кровли карстово-карбонатной формации на протяжении почти 20 км. Реальгар-аурипигментовое оруденение в согласных залежах развито в перекрывающих сланцах [52].

В Бирксуйском рудном районе (Южная Фергана) зональность выражается в том, что зона кинновари расположена внизу рудоносного разреза, зона флюорита находится выше и имеет здесь вид согласных залежей совместно с кинноварью, еще выше отмечается зона флюорита в виде жил с редкими гнездами кинновари [52].

Заслуживает серьезного внимания указание В. П. Федорчука [52] на следующие факты: в нескольких десятках метров выше контакта джаспероидов в сланцах возникает плащеобразная зона «карбонатного уплотнения» — система кальцитовых жил, а на более значительном расстоянии от контакта (первые сотни метров) отмечается зона концентрации углистого вещества с пиритом; эти зоны нередко совмещены с протяженными ореолами ртути. Подобные зоны пиритизации (до нескольких десятков процентов пирита) в сланцах над рудными телами отмечаются и на антимонит-флюоритовом месторождении Цинлун (провинция Гуйчжоу, Юго-Восточный Китай).

Аналогично над серными месторождениями Предкарпатья в низах разрезов косовских и нижнесарматских отложений постоянно наблюдаются значительные количества пирита, марказита, мельниковита, исчезающие на уровне выше 50—60 м от кровли рудных тел. Формирование устойчивой сульфидной минерализации в покрывающих глинистых породах над серными рудами В. И. Китык и др. [1979 г.] связывают с восстановлением оксидных соединений железа сероводородом, диффундирующим из зоны сульфатредукции в гипс-карбонатной толще.

Выше уже отмечалось более высокое расположение зоны барита в сравнении с зоной флюорита на месторождениях района Иллинойс — Кентукки.

Региональная вертикальная зональность заключается в упорядоченном расположении в разрезе различных минерально-геохимических или формационных типов оруденения.

Так, в разрезе комплекса средний девон — нижний карбон Джалканского и Курпанджинского блоков снизу вверх последовательно располагаются стратифицированные проявления самородной меди в базальтах и далее медистые песчаники (диахронная вертикальная зональность). Тождество геохимических особенностей руд и другие признаки [Кутырев Э. И., Соболев А. Е., 1983 г.] убеждают в едином вулканогенном источнике рудного вещества обоих формационных типов, разделенных промежутком времени 10—15 млн. лет. Вместе с тем сравнительно крупные скопления

меди двух формационных типов практически нигде не расположены строго друг над другом, а разобщены по латерали, что позволяет сформулировать правило антиподальности концентраций руд в рудных узлах, объединяющих проявления разных стратиграфических уровней или формационных типов.

Латеральная изохронная зональность

Латеральная изохронная зональность обусловлена расположением на едином стратиграфическом уровне генетически однородных, но геохимически разнотипных месторождений. Примером служит следующий ряд месторождений в пределах таяхской и оронской свит (силур) в Оронском блоке на северо-востоке Сетте-Дабана: флюоритовые → цинк-флюоритовые → барит-флюорит-медно-сурьмяные → барит-полиметаллические (все гидротермокарстовые). Данный изохронный ряд реализован в одной серии блоков: отдельные его звенья проявлены в продольном направлении по отношению к простиранию структур, другие — в поперечном. Можно полагать, что в целом зональность обусловлена геохимической неоднородностью субстрата, изменчивостью состава стратифицированных рудоносных формаций и различиями сорудного щелочного магматизма и метасоматизма. Горизонтальный диапазон проявления зональности этого типа — до 100 км.

Ярким примером латеральной изохронной зональности служит Средиземноморская провинция, где на уровне средне-верхнетриасовых карстово-карбонатных формаций располагаются баритовые, флюоритовые, свинцово-цинковые, комплексные месторождения районов Горно, Салафосса, Бляйберг-Кройтц, Межица и др. Латеральная изохронная зональность в Восточно-Альпийском поясе выражается в неравномерной концентрации оруденения в плоскости «металлоносного горизонта» (концентрационная зональность) и в изменении состава руд (минерально-геохимическая зональность).

По П. Оменетто [1979 г.], концентрационная зональность четко скоррелирована с палеотектоническими особенностями территории, выражающимися в продольной неоднородности мощностей и фаций синхронных отложений среднего — верхнего триаса, в фациальном замещении терригенных формаций карбонатными анизия — ладина и карбонатных формаций Эссино — Брено лагунно-дельтовыми фациями Горно — Валь-Саббия карния. Поперечные (по отношению к региональному простиранию Восточно-Альпийского пояса) пермо-триасовые впадины-троги чередуются с палеоподнятиями («платформы» Луганезе, Атезине, Юлиан); в зонах их сочленения концентрируются месторождения, образующие рудные узлы.

В трех стратиграфических срезах нижнекембрийских терригенно-карбонатных и карбонатных формаций Юго-Западной Сардинии в полихронной гидротермокарстовой системе выявляются элементы региональной изохронной зональности (рис. 63), выражающейся в очаговом сквозном (во всех трех срезах) развитии бари-

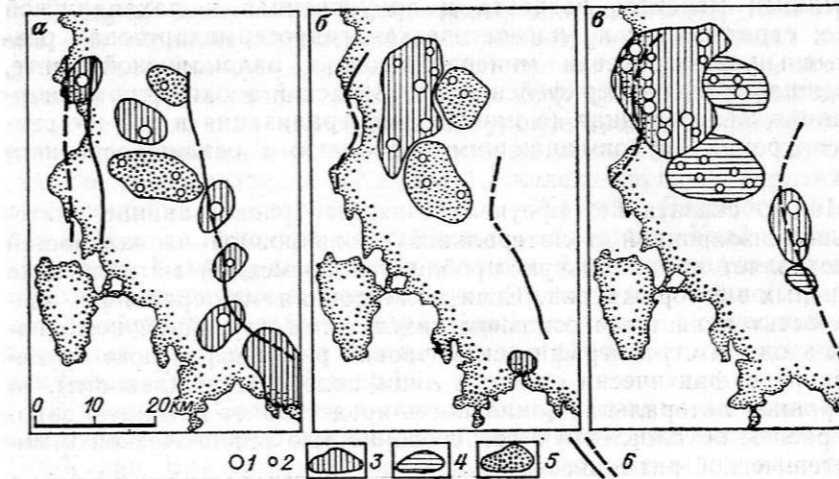


Рис. 63. Латеральная металлогенная зональность Юго-Западной Сардинии по палеотектоническим срезам раннего кембрия (по М. Бони [1985 г.]).

Время отложения: а — песчано-карбонатной формации Пунта-Манна, б — доломитов нижней части формации Ригата, в — карстово-карбонатной формации Черонде. 1 — месторождения; 2 — рудопроявления; площади оруденения: 3 — серно-колчеданно-свинцово-цинкового, 4 — свинцово-баритового; 5 — баритовые площади; 6 — границы фациальных зон, установленные и предполагаемые.

тового и свинцово-баритового оруденения и в линейно-очаговом развитии колчеданно-свинцово-цинкового оруденения. Полиметаллические узлы с баритом, видимо, фиксируют центры гидротермальной деятельности, а узлы свинцово-цинковых месторождений и пирита — их фланговые зоны. К этому следует добавить, что зоны флюоритовой минерализации, в которые входят главным образом жильные и карстово-жильные образования, смещены относительно барит-свинцово-цинковых зон к востоку и конформны предыдущим зонам лишь в общих чертах, грубо повторяя контур несогласного контакта ордовикско-силурийских толщ с кембрийскими. В далеко не полном соответствии этих зон сказывается их разный возраст: раннеордовикский барит-свинцово-цинкового оруденения и, видимо, силурийско-девонский — флюоритового.

Латеральная полихронная зональность

Следует отметить явление, формально сходное с изохронной латеральной зональностью, но обусловленное расположением на едином стратиграфическом уровне продуктов различных металлогенических эпох; в качестве примера можно назвать флюоритовую и барит-свинцово-цинковую минерализацию о. Сардиния (см. выше). Другим примером полихронной латеральной зональности служит скарновая висмут-полиметаллическая минерализация Малокомуйского месторождения, связанная с гранодиорит-гранитной

формацией мелового возраста и приуроченная к лахандинской свите; стратиформная эпигенетическая гидротермокарстовая редкоземельно-флюоритовая минерализация в лахандинской свите, относящаяся к позднерифейской или вендской эпохе; стратифицированная железорудная (с цинком) минерализация в той же свите, синхронная рудовмещающим карбонатным осадкам среднего рифея.

Можно сказать без преувеличения, что распознавание латеральной изохронной и латеральной полихронной зональностей представляет кардинальную проблему современной металлогении согласных месторождений. Если полихронная латеральная «зональность» является в основном результатом случайной комбинации на одном стратиграфическом уровне разновозрастного оруденения (т. е. фактически является лишь подобием зональности), то изохронная латеральная зональность представляет истинную закономерность, обусловленную согласованностью тектонической и минерагенической ритмичности.

Диагональная зональность

Понятие диагональной (по отношению к стратификации) зональности вводится для обозначения явления «смещения» одновозрастного геохимически однотипного или разнородного эпигенетического и сингенетического оруденения и в разрезе и в плане. Генетическую сущность данного явления составляет пересечение рудоносной поверхностью (по выражению В. И. Васильева — поверхностью геоида) стратифицированных разновозрастных толщ, что создает иллюзию возрастного «скольжения» оруденения, разновременности стратифицированного оруденения.

Для эпигенетических гидротермокарстовых месторождений истинный, хотя все же приблизительный (из-за некоторого отставания гидротермокарстового оруденения на склонах палеоподнятий по сравнению со стратифицированным синхронным оруденением в трогах), возраст может устанавливаться путем прослеживания латерального ряда месторождений с выходом в конце концов на безусловно стратифицированные объекты, датировка которых точно соответствует возрасту рудоносной формации.

Примером диагональной изохронной зональности в масштабе рудного узла служит барит-свинцово-цинковое гидротермокарстовое месторождение Уч-Кулач в верхнеэфельско-нижеживетской вулканогенно-терригенно-карбонатной формации и расположенное севернее в фаменской терригенно-известняковой формации (в усть-куруксайской свите) стратифицированное пирит-цинковое оруденение, связанные единым источником и эпохой рудообразования. В данном масштабе проявлена антиподальность распределения промышленных концентраций металлов между синхронными, но пространственно разобщенными формационными типами минерализации.

В случае диагональной зональности в масштабах рудного района или металлогенической зоны промышленные кондиции могут достигаться многими формационными типами оруденения, относящимися к единой эпохе. Например, в Жайльминско-Успенской системе геосинклинальных трогов на уровне средний — верхний девон располагаются в общем синхронные месторождения: полиметаллически-колчеданное (Алайгыр), железо-марганец-барит-свинцово-цинковые (некоторые с медью — Жайрем, Бестюбе, Ушкатын-I, II и др.), железо-марганцевые (Каражал, Ктай, Жумарт, Керегетас, Камыс), свинцово-цинковые и барит-свинцово-цинковые стратифицированные в карбонатно-кремнисто-терригенной формации (Кайракты, Алабуга, Карагайлы), медные в черносланцевой формации (Успенское и Белла), гидротермокарстовые свинцово-цинковые (Ушкатын-III и др.).

В масштабе Среднеазиатской провинции промышленными являются как гидротермокарстовые свинцово-цинковые месторождения (Уч-Кулач, Байджансай), так и расположенные выше по стратиграфическому разрезу месторождения барит-свинцовое Миргалимсай, свинцово-цинковое Шалкия и др. В этой же провинции отмечается поясовое размещение ртутно-сурьмяных месторождений, возраст которых с наибольшей вероятностью можно считать позднепалеозойским (Д. И. Щербаков, А. Е. Ферсман, В. Э. Полярков, В. П. Федорчук, В. Т. Сургай, В. И. Бергер).

Фактически же оруденение размещается в значительном интервале разреза (до 3400 м). В Южно-Ферганском поясе, в северной периферической части Южно-Тянь-Шаньской герцинской миеосинклинальной системы, наиболее изученные гидротермокарстовые сурьмяные и ртутно-сурьмяные месторождения (Хайдаркан, Кадамджай, Абшир и др.) локализованы преимущественно в предмосковской части карбонатного разреза. В Зеравшано-Гиссарском ртутно-сурьмяном поясе, расположенном по южную сторону Южно-Тянь-Шаньской миеосинклинально-складчатой системы, основные стратиформные гидротермокарстовые сурьмяные, ртутно-сурьмяные месторождения (Джизжикрут, Турк-Парида, Воланги-Дароз, Кара-Камар, Гурдара) экранируются сланцами среднего девона — нижнего карбона и размещаются в карбонатных формациях от лудлова (Гурдара) до нижнего — среднего девона. Жильные тела нередко сопровождают джаспероидные стратиформные залежи, проникая в перекрывающие сланцы.

Располагаясь на различных стратиграфических уровнях — от лудлова до намюра, месторождения в обоих поясах характеризуются однотипным составом оруденения и элементов-примесей, практически не меняющимися термометрическими параметрами рудных минералов, что является безусловно главным признаком приуроченности всех их к единой рудоносной поверхности позднепалеозойского доскладчатого или синскладчатого уровня. Нет оснований считать их разновозрастными. Напротив, множество данных [53] свидетельствует о главной — позднекаменноугольно-раннепермской эпохе рудообразования.

Таким образом, рассматриваемые месторождения представляют диагональный изохронный (хотя и с местными флуктуациями возраста) ряд, продолжающийся в Динарской провинции. Ближайшим возрастным аналогом объектов этой эпохи является медно-свинцово-цинковое месторождение Хандиза в липарит-кремнисто-туфовой формации визейско-серпуховского возраста, что несколько древнее предполагаемого возраста сурьмяно-ртутного оруденения. Наиболее вероятными синхронными (или несколько запаздывающими) сурьмяно-ртутному оруденению магматическими образованиями являются пермские граносиенит-порфиры и андезитовые порфиры.

В изохронные ряды включаются не только геохимически однотипные месторождения, но и разнотипные, относящиеся к разным морфогенетическим классам. В Сетте-Дабанском регионе изохронный диагональный ряд образуют редкометалльно-редкоземельно-карбонатитовые месторождения Лединской группы, генетически связанные со щелочно-ультрамафитовым (с карбонатитами) одноименным магматическим комплексом в кембрийско-ордовикской толще, и стратиформные гидротермокарстовые флюорит-цинковые, полиметаллические проявления, связанные с синхронным лединскому комплексу оронским и сендученским комплексами фonoлитов, щелочных трахитов и нефелиновых сиенитов позднесилурийско-раннедевонского возраста, контролируемые оронской карстово-карбонатной формацией силура [Соболев А. Е., Кутырев Э. И., 1985 г.].

В пределах интервала ранний кембрий — ранний ордовик диагональный ряд образуют цинковые (район Маскотт — Джефферсон-Сити — Коппер-Ридж), свинцово-цинковые (район Пуэлл-Ривер), свинцово-цинково-флюорит-баритовые (район Суитуотер) гидротермокарстовые месторождения Аппалачей [Брокау А., 1959 г.].

Эволюционная зональность

Понятие эволюционной зональности характеризует общую направленность металлогенического развития геотектонической системы или подсистемы.

В сложной по структуре общей тектоно-металлогенической системе Сетте-Дабанского региона (рис. 64) можно видеть элементы латеральной, вертикальной и диагональной зональностей разных порядков. В совокупности зональные серии образуют две подсистемы — Майско-Кыллахскую и собственно Сетте-Дабанскую с пространственной границей между ними по Бурхалинскому разлому. В Майско-Кыллахской подсистеме эволюционная геохимическая зональность минерализации выражается рядом (рис. 65): железо-цинковая → редкоземельная → свинцово-железо-цинковая → фосфоритовая → медная. Максимум металлогенической активности и халькофильности приходится на поздний рифей — венд. Завершающие ряд проявления фосфоритов и меди (в чайской свите)

Рис. 64. Схема блокового строения Сетте-Дабанского региона (по Э. И. Кутыреву и А. Е. Соболеву [1987 г.]).

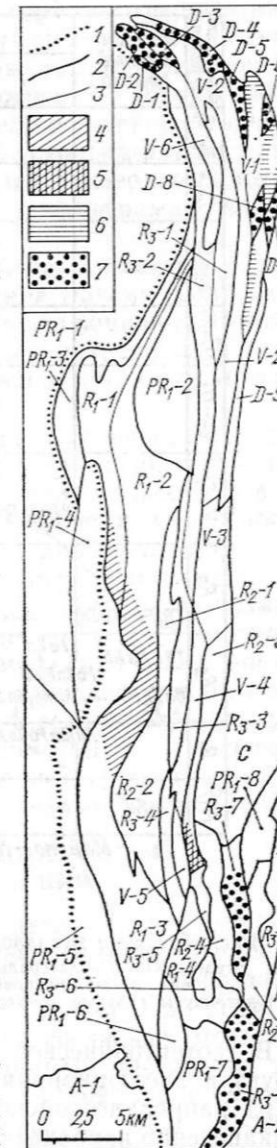
А — блоки архейских кратонов (1 — Алданский; 2 — Охотский); PR₁ — блоки перикратонного прогиба раннего протозоя (1 — Томпорукский; 2 — Горностахский; 3 — Кыллахский; 4 — Хамнинский; 5 — Нельканский; 6 — Манаканский; 7 — Комульский; 8 — Верхнемайский); R₁ — блоки раннерифейской генерации (1 — Карбинский; 2 — Курунгский; 3 — Пуханильский; 4 — Уйский); R₂ — блоки среднерифейской генерации (1 — Лединский; 2 — Горбинский; 3 — Иниканский; 4 — Айлинский; 5 — Курунурияхский); R₃ — блоки поздне-рифейской генерации (1 — Нечегунский; 2 — Бурхалинский; 3 — Улахан-Бамский; 4 — Челатский; 5 — Немуйканский; 6 — Курельканский; 7 — Майманский; 8 — Джагдаг-Тоттинский; 9 — Нётский); V — блоки вендской генерации (1 — Оронский; 2 — Менкюле-Аллахоньский; 3 — Аллахский; 4 — Акаджинский; 5 — Иютканский; 6 — Джампа-Кюельский); D — блоки девонской генерации (1 — Придорожный; 2 — Джалканский; 3 — Курпанджинский; 4 — Кукканский; 5 — Сегеняхский; 6 — Хуратский; 7 — Сиреневский; 8 — Кемос-Юряхский; 9 — Тыры-Аллахский); образования вулканогенных поясов: С — Верхоянского, К — Охотско-Чукотского.

1 — западная граница Сетте-Дабанской системы; границы: 2 — зон, 3 — блоков; металлогенические зоны: 4 — с эндокарстовым свинцово-цинковым оруденением, 5 — с экзо-эндокарстовым золото-полиметаллическим оруденением, 6 — с эндокарстовым флюорит-цинковым оруденением, 7 — с медистыми песчаниками и медистыми базальтами.

отражают слабую регрессивную тенденцию в тектоническом развитии, не приведшую, однако, к формированию промышленных месторождений меди. Расположение редкоземельных элементов зональной серии с запада (Хамнинская группа) и востока (Горное Озеро) Майско-Кыллахской подсистемы указывает на общую билатерально-симметричную центростремительную ее структуру, на завершенность, целостность подсистемы.

Сетте-Дабанская подсистема как бы повторяет Майско-Кыллахскую, но характеризуется усилением регрессивной тенденции в поздние этапы развития, фиксированной вулканогенно-молассоидными формациями среднего девона — нижнего карбона со стратиформными месторождениями и проявлениями самородной и сульфидной меди, с четкими признаками латерально-симметричной эволюционной зональности.

Отсутствие общей билатеральной симметрии позволяет считать, что Сетте-Дабанская подсистема является лишь фрагментом более крупной структуры земной коры, восточная, недостающая, часть которой либо погребена под верхоянским комплексом, либо находится в аллохтонном залегании за пределами Южного Верхоянья.



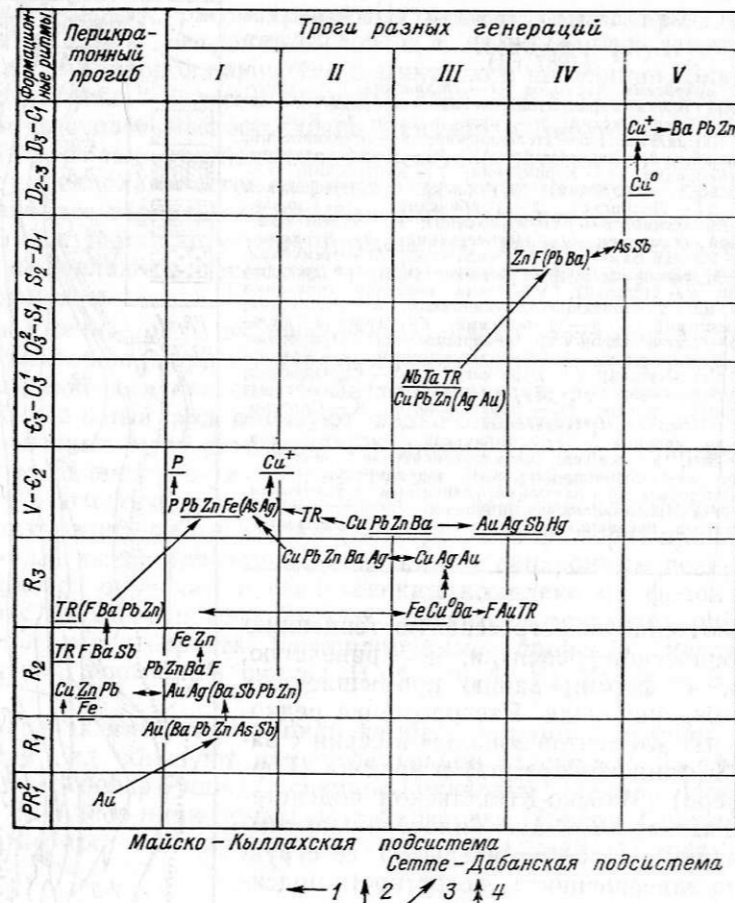


Рис. 65. Схема металлогенической эволюции Сетте-Дабанской системы. Ряды оруденения: 1 — латеральные, 2 — вертикальные, 3 — диагональные; 4 — вертикальные ряды диахронного парагенетически связанного оруденения. Подчеркнуты главные элементы и ассоциации, определяющие эволюционные ряды.

В геотектонической системе Восточных Альп и сопредельных структур эволюционная металлогеническая зональность складывается из раннепалеозойского диагонального ряда, проявленного в вулканогенно-карбонатно-черносланцевых толщах (стратиформные шеелит-сульфидно-кварцитовый и шеелит-сульфидно-карбонатный формационные типы месторождений с примесью цветных металлов, стратиформные сидеритовые, магнезитовые, полиметаллические, сурьмяные, сурьмяно-вольфрамовые месторождения); средне-позднепалеозойского диагонального ряда, включающего различные формационные типы стратифицированных и гидротермокарстовых месторождений меди, свинца, цинка, сурьмы, флюорита и барита; позднепалеозойско-раннемезозойского ряда месторождений ртути, сурьмы, урана, меди, висмута; триасового ряда место-

рождений свинца, цинка, барита, флюорита, ртути; юрского ряда стратифицированных и гидротермокарстовых месторождений свинца, цинка, флюорита, барита; мелового ряда стратифицированных, камерных и гидротермокарстовых месторождений главным образом меди, свинца и цинка и карстовых месторождений бокситов; палеоген-неогенового ряда разнообразных стратифицированных, гидротермокарстовых и секущих жильных и штокверковых месторождений меди, свинца, цинка, молибдена, вольфрама, золота, ртути.

На фоне относительно постоянного набора элементов в каждом диагональном ряду намечается смещение максимумов интенсивности каждого элемента, а число звеньев эволюционной зональности отвечает числу эпох металлогенической активности и числу генераций геосинклинальных трогов в данной металлогенической и одновременно геотектонической системе.

Исследование металлогенической зональности разных порядков — от рудных районов до металлогенических провинций — позволяет использовать в прогнозировании не только известные в регионах формационные типы согласного оруденения или недостающие звенья их естественных латеральных, диагональных и эволюционных рядов, но и месторождения секущего класса, а по секущим месторождениям — стратиформные объекты. Такая возможность вытекает из устанавливаемой периодичности и синхронности (с некоторым запаздыванием жильного оруденения по сравнению с гидротермокарстовым и гидротермокарстового по отношению к стратифицированному) металлогенических и геотектонических ритмов, приводящих к формированию комплементарных, согласованных во времени, но разобщенных в пространстве согласных и секущих месторождений различных видов полезных ископаемых.

ОБЩИЕ РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С подразделением согласных месторождений на две основные генетические группы — отчетливо стратифицированные (гидротермально-осадочные) и эпигенетические (карстовые) связывается одна из самых общих региональных закономерностей их размещения. Если большинство крупных и средних согласных месторождений первой группы контролируются мощными троговыми формационными комплексами и занимают закономерное положение в их разрезе [28], то геотектоническая позиция месторождений второй группы значительно более разнообразна: они широко развиты как в геосинклинальных толщах, так и в чехлах платформ и срединных массивов, а также в орогенных зонах поздних этапов развития подвижных поясов и в зонах активизации.

Согласные месторождения в геосинклинальных трогах

Одна группа согласных месторождений в троговых структурах включает (снизу вверх по обобщенному разрезу трогового

комплекса): антимонит-пиритовые березитовые и некоторые золото-антимонитовые березитовые месторождения в формациях вулканогенно-черносланцевого ряда (отнесение золото-антимонитовых к согласным дискуссионно); к этой же группе принадлежат медные, полиметаллические, свинцово-цинковые (иногда с оловом) стратифицированные и стратиформные месторождения в черносланцевых формациях (кавказский тип); железо-марганец-барит-полиметаллические в формациях вулканогенно-карбонатно-кремнисто-терригенного ряда (атасуйский тип); свинцово-цинковые (нередко с баритом) в углеродисто-карбонатных формациях (миргалимсайский тип). Данная группа включает также медно-цинково-колчеданные (уральский тип) и полиметаллически-колчеданные с баритом (алтайский тип) месторождения в формациях соответственно спилит-кератофир-туфосланцевого и дацит-липарит-туфосланцевого ряда и месторождения меди в формациях вулканогенно-молассового ряда (верхнеозерский, или джалканский, тип).

Месторождения цветных металлов приурочены к мощным формационным комплексам преимущественно трансгрессивной или центростремительной структуры, к формационным ритмам мощностью 1,5—2,5 км. Устанавливается расположение наиболее крупных полиметаллических месторождений во втором (снизу) ритме формационных комплексов.

Сложнее решить вопрос о положении редкометалльных (с золотом) месторождений в силу участия их в строении главным образом докембрийских и нижнепалеозойских метаморфизованных комплексов с широким развитием складчатых дислокаций и шарьяжей. Тем не менее по ряду признаков, в частности присутствию в рудоносных ритмах вулканических пород ультраосновного — основного состава, кремнисто-черносланцевых, яшмоидных пачек при незначительном развитии карбонатных, можно было бы полагать, что оптимальные условия для формирования по крайней мере эмбрионального редкометалльного (вольфрам, сурьма, золото) оруденения создавались на раннем этапе раскрытия палеотрогов, в период накопления вулканогенно-кремнисто-терригенных формаций преимущественно первого формационного ритма. Анализ рудоносных разрезов подтверждает это предположение, но лишь отчасти.

Изучение разрезов вольфрамоносных толщ, проведенное В. К. Денисенко и др. [1986 г.] и впоследствии дополненное М. Ф. Кутыревой [1988 г.], показало, что в палеотектоническом аспекте стратиформное вольфрамовое оруденение может быть представлено в виде двух моделей. В первой модели вольфрамоносный комплекс по параметрам (состав, мощность) действительно наиболее близок эвгеосинклинальному, но характеризуется резко градиентным зональным метаморфизмом. В этой модели гранулитовый метаморфизм (рудоизвлекающий процесс) идет еще в период субмаринного осадконакопления, проявляясь в низах формационного комплекса. Латеральный (и вертикальный) зональный ряд метаморфических фаций имеет вид: анатектические

граниты→гнейсы, амфиболиты, мигматиты→мусковитовые сланцы и кварциты→рудоносные карбонатные породы и зеленые сланцы. Вольфрам нередко накапливается вместе с сурьмой; в ряде случаев сурьма является главным компонентом руд. Вторая модель включает вольфрамоносные разрезы вулканогенно-осадочного комплекса, в формационном отношении сходного с эв- или миогеосинклинальным, но имеющего резко пониженную мощность и нередко залегающего на кристаллическом основании с несогласием.

Стратиформное вольфрамовое (с золотом, сурьмой) оруденение локализуется там, где в период повторного метаморфизма кристаллического комплекса основания и общего орогенеза (в данной обстановке, по существу, отвечающего активизации) сохраняются локальные участки слабых тектонических деформаций и субмаринного осадконакопления. Иными словами, в суборогенный этап накапливаются осадки формаций, свойственных геосинклинальному этапу [Кутырева М. Ф., 1988 г.], но по мощности отвечающих понятию «комплекс чехла срединного массива».

Примерами зон, развивающихся по первой модели, по-видимому, являются Монтредон (Франция), Клейнартал и Гурзер (Австрия), Тарриолл-Спрингс (США), Ордален (Южная Норвегия), возможно, Кти-Теберда (СССР). Примерами вольфрамоносных зон, отвечающих второй модели, служат Сангдонг (Южная Корея), Монтань-Нуар (Франция), Фелбертал (Австрия), Брежу (Бразилия), Енашиминская зона (Енисейский край).

Таким образом, для редкометалльных месторождений связь эпох рудообразования с метаморфизмом и интрузивным магматизмом как в фундаменте трогов, так и в их бортовых массивах наиболее отчетлива. И хотя вопрос о доле участия этих процессов в формировании промышленных согласных концентраций металлов продолжает дискутироваться, сам факт преимущественной локализации вольфрамового, сурьмяного и золотого оруденения в арелах полихронного гранитоидного магматизма и полифациального метаморфизма остается одной из главных региональных закономерностей.

Отмеченная закономерность может быть объяснена тем, что для высвобождения вольфрама, сурьмы и золота из метаморфогенного фундамента и для перевода их в подвижные формы требуются значительно более глубокие кристаллоструктурные преобразования и большие затраты энергии, чем для меди, цинка и свинца.

Тем не менее определенные сочетания геотектонических режимов в трогах и бортовых массивах, отраженные в структурах формационных комплексов (трансгрессивная, центростремительная) и в структурах магматических комплексов (антидромная, гомодромная и т. д.), приводят к закономерным эволюционным рядам согласных месторождений перечисленных металлов, а в ряде случаев и к комплексным редкометалльно-полиметаллическим месторождениям.

Хотя приуроченность наиболее крупных месторождений медистых песчаников и сланцев к троговым структурам и основные ге-

нетические особенности этих месторождений позволяют объединить их с рассмотренными выше редкометалльными и свинцово-цинковыми месторождениями, первые, как правило, входят в состав формационных комплексов с регрессивной и центробежной структурой, тогда как свинцово-цинковые и редкометалльные входят в комплексы с трансгрессивной и центростремительной структурой [28]. В разрезах формационных комплексов медистые песчаники образуют вертикальные и диагональные ряды с медистыми базальтами и урановыми месторождениями, а в геотектонических системах — с меднопорфировыми, обнаруживая при этом антиподальность промышленных концентраций.

Однако в геотектонических системах, включающих трогии нескольких генераций, медистые песчаники и сланцы в ряде случаев оказываются изохронными со свинцово-цинковым, флюоритовым, баритовым, ртутно-сурьмяным оруденением, относящимся ко второй — эпигенетической — группе. Примером могут служить медистые песчаники Джагдаг-Уйской зоны, сформированные с некоторым опережением по сравнению со свинцово-цинковыми месторождениями Сардана-Пуханильской зоны и золото-сурьмяно-полиметаллическим оруденением Курунурахской зоны.

Вторая группа месторождений объединяет свинцово-цинковые, флюоритовые, баритовые, сурьмяные, ртутные и золотые месторождения (со всеми переходными разновидностями) в карбонатных и терригенно-карбонатных, иногда эвапоритово-карбонатных формациях, практически повсеместно содержащих палеокарстовые породы, вследствие чего такие формации называют карстово-карбонатными, а оруденение — гидротермокарстовым [28, 29]. Главными в группе являются месторождения: свинцово-цинковые (сарданинский тип), золото-полиметаллические (куранахский тип), серебро-полиметаллические (кадаинский тип), полиметаллически-флюоритовые (барвинский тип), киноварно-флюорит-антимонитовые джасперондные (джижикрутский тип), сурьмяные (кадамджайский тип), киноварные карбонатные (тип Монте-Амата), флюоритовые (таскайнарский тип), урановые и др.

Месторождения нередко приурочены к сравнительно узкому стратиграфическому интервалу в поясах протяженностью десятки и сотни километров. Наиболее выдержанные пояса, как и зоны с месторождениями первой группы, отвечают геосинклинальным трогам, однако имеется и множество исключений, вплоть до примеров развития промышленного оруденения в чехлах платформ и срединных массивов (районы Иллинойс — Кентукки, Три-Стейт, Миссисипи — Миссури и др.).

В случае ассоциации в единых зонах или сопредельных тектонических структурах месторождения первой группы, как правило, располагаются стратиграфически выше, чем гидротермокарстовые месторождения второй группы (имеются исключения), образуя с ними диагональные ряды с сохранением отмеченного правила антиподальности промышленных концентраций. Исключения составляют случаи явного заимствования поздним гидротермокарстовым

месторождением рудного вещества из расположенного ниже по разрезу, а нередко и в ином структурном ярусе стратифицированного месторождения (Ле-Малин и др.).

Замечено, что во второй группе нет вольфрамовых месторождений, что можно объяснить скорее недостатками классификации, чем действительным отсутствием вольфрамовых гидротермокарстовых месторождений в природе.

Совместимость полиметаллического и сурьмяно-ртутного оруденения

На примере месторождений и металлогенических зон Средиземноморской и Среднеазиатской провинций намечаются некоторые закономерности пространственных соотношений свинцово-цинкового и сурьмяно-ртутного оруденения. В конкретных рудных объектах обычно проявляется вертикальная зональность, выражающаяся в расположении синхронных свинцово-цинковых рудных залежей на нижнем карстоворудном этаже, антимонитовых — на среднем, реальгар-аурипигментовых или киноварных — на верхнем (Кадамджай, Хайдаркан, Джижикрут, Билет и др.). Флуктуации определяются структурно-динамическим типом развития карстового массива: в стабильном или погружающемся массиве указанные зоны размещаются снизу вверх в перечисленной последовательности, тогда как в воздымающемся массиве возможно телекопирование, вплоть до обратного расположения зон в случае опережения темпа воздымания массива по сравнению с относительным темпом эволюции металлогенической системы.

На уровне формационных ритмов и комплексов та же закономерность выражается в несколько ином плане. Диапазон формационных и геохимических типов почти синхронных согласных месторождений расширяется, охватывая такие их ассоциации, как железорудные, шеелитовые, медно-цинково-колчеданные, полиметаллически-колчеданные, антимонитовые и киноварные. Однако в конкретных объектах по-прежнему сохраняется ограниченный набор элементов.

Свинцово-цинковые стратифицированные, камерные и некоторые наиболее крупные карстовые месторождения, как правило, приурочены к геосинклинальным и супрагеосинклинальным троговым комплексам непрерывного развития, полного формационного профиля. Стратифицированные месторождения располагаются во втором формационном ритме, а гидротермокарстовые — во втором и третьем, что и отражает некоторое запаздывание металлогенической эволюции рудопитающих гидротермокарстовых систем по сравнению с эволюцией стратифицированных систем. Таким образом, в определенном смысле понятие синхронности или несинхронности тектонической и металлогенической эволюции позволяет ввести понятие о тектоно-металлогеническом резонансе. Можно ут-

верждать, что резонансные ритмы тектоно-металлогенической эволюции обладают максимальной рудопродуктивностью.

Синхронность металлогенических и геотектонических ритмов максимальна для эвгеосинклиналией, что выражается в прямом и непосредственном контроле колчеданного оруденения вулканотектоническими постройками на этапе апогея магматической дифференциации. Высокая степень синхронности характерна и для миеосинклинальных трогов, максимально раскрытых (на что указывают проявления вулканизма), что выражается в закономерной приуроченности месторождений к осадкам, завершающим формационные ритмы. В амагматичных миеосинклинальных трогах рудные ритмы как бы запаздывают по сравнению с осадочными ритмами, что приводит не к стратифицированному субмаринному рудонакоплению, а к эпигенетическому гидротермокарстовому, синхронному осадкам нижней части следующего в разрезе формационного ритма. Интервал запаздывания увеличивается в ряду цинк — свинец — сурьма — флюорит — барит. Данная схема объясняет несовместимость крупных концентраций свинца и сурьмы в одном объекте, но не исключает их концентрацию на разных стратиграфических уровнях (в вертикальных рядах).

Анализ изменчивости состава, строения и мощности разновозрастных формационных комплексов показывает, что отдельные латеральные отрезки таких комплексов принадлежат блокам различных генераций и объединяются, строго говоря, лишь хронологически, иногда общностью состава или структуры, но практически никогда не совпадают по всем трем систематическим характеристикам — составу, структуре и мощности рудоносных формационных ритмов. С изменчивостью перечисленных характеристик вкрест простирания геотектонических систем связаны разнообразие и полнота рядов металлотектов.

Геохимический спектр металлогенической системы в первую очередь определяется обобщенным составом блока земной коры, соотношением толщин слоев коры. Металлогенические ассоциации блоков обобщенно фемического (Fe, Mn, W, Au, Cu, Zn, Co, Ni, As, P, V) и сиалического (Pb, Zn, Sb, Hg, Ag, Zn, Be, Li, F) состава теоретически могут представить и единый эволюционный ряд. Однако практически этого не наблюдается. Размах спектра зависит от того, на какой стадии развития находится блок, на какой стадии эволюции завершилась его активная термодинамическая жизнь. Вследствие лито-геохимических и петрологических преобразований длительно эволюционирующих блоков уничтожается часть ранних металлотектов формационного уровня и формируются новые, представляющие все более правые члены общего эволюционного ряда. Итоговая металлогеническая зона практически никогда не содержит промышленные месторождения более двух-трех формационных типов, а конкретные месторождения не включают более двух-трех главных равноценных полезных компонентов. Так, среди приведенных в табл. 2 примеров карстовых месторождений отсутствуют одинаково ценные по свинцу и сурьме,

сурьме и флюориту, золоту и цинку, вольфраму и свинцу и т. д. Это не случайно и отражает отмеченную выше закономерность на формационном уровне.

Здесь необходимо ввести представление о геохимическом резерве блока. Практическое отсутствие крупных геохимически разнотипных месторождений в единых разрезах указывает или на ограниченный спектр геохимического резерва блока, или на какую-то закономерность в использовании этого резерва. Тот факт, что серебро, барий и свинец поступают в полиметаллические стратифицированные и гидротермокарстовые месторождения из резерва бортовых массивов, а не из базитового ложа трога (как цинк и медь), доказывает исключительной приуроченностью этой ассоциации к внутриконтинентальным либо краевым трогам, или, по Г. А. Твалчрелидзе, — ко вторичным эвгеосинклиналям (трогам поздних генераций [28]).

Вследствие более или менее существенных различий в степени метаморфизма бортовых массивов разных генераций может сложиться (и складывается) такая ситуация, при которой полиметаллический резерв бортовых массивов окажется исчерпанным еще до того, как заложится очередная генерация геосинклинального трога. В этом случае бортовой массив послужит источником поступления в троговый комплекс не свинца, цинка и бария, для извлечения которых требуются минимальные затраты энергии, а сурьмы и ртути. В последующие генерации трогов из этого бортового массива могут поступать элементы оставшегося геохимического резерва — фтор, вольфрам, медь, уран, редкие земли, олово. В итоге диагональный изохронный ряд включает эти месторождения, минуя свинцово-цинковые и сурьмяно-ртутные. Закономерный ряд может быть прерванным вследствие несовпадения (диссонанса) тектонической и металлогенической ритмичности, что приводит к наложению рудных эманаций на осадки трога в момент либо благоприятный, либо неблагоприятный для концентрации оруденения.

Рассуждая тем же порядком, можно показать, что собственно троговый комплекс, не содержащий субмаринных скоплений свинца, серебра и бария, практически лишен возможности стать впоследствии источником этих элементов в трог одной из последующих генераций. Такова в общих чертах схема металлогенической дифференциации и эволюции металлогенической системы.

В качестве иллюстрации данного положения можно еще раз сослаться на Среднеазиатскую провинцию, в которой сурьмяно-ртутное оруденение располагается в интервале разреза верхний силур — нижний карбон, охватывая третий, четвертый, пятый формационные ритмы, а сурьмяно-ртутная эпоха отделена от времени заложения трога шестью-семью ритмами. Понятно, что «встретиться» в разрезе со стратифицированным свинцово-цинковым месторождением, чья закономерная позиция — второй ритм, сурьмяно-ртутное оруденение может лишь путем случайного пересечения. Закономерная ассоциация гидротермокарстового равноценно-

го свинцово-цинкового и сурьмяно-ртутного оруденения маловероятно по той же причине.

В итоге можно сказать, что свинец, барий и серебро в сурьмяно-ртутных месторождениях представляют геохимический остаток металлогенической эволюции бортовых массивов, а сурьма и ртуть в свинцово-цинковых месторождениях представляют первую порцию геохимического резерва редких металлов в тех же блоках ранней консолидации.

Иначе обстоит дело с цинком. Наблюдаемая в Сетте-Дабане, в Оронской зоне, устойчивая ассоциация сфалерит — флюорит как нельзя точнее указывает на заимствование флюорита из бортовых массивов, а цинка — из собственного базитового фундамента миеосинклинального трога вендской или позднекембрийской генерации. Малая вероятность реализации такого пересечения (совмещения) в пространстве элементов из разных источников подтверждается редкой встречаемостью в природе промышленных месторождений этой ассоциации.

Таким образом, широта формационно-геохимического спектра изохронных месторождений в металлогенической серии коррелирует со степенью термодинамических преобразований фундамента трогов и бортовых массивов. В общем случае с увеличением степени преобразований геохимический спектр оруденения сдвигается в направлении от свинца к сурьме и ртути, далее к флюориту и бариту.

Однако данный последовательный ряд не является универсальным. Это надо подчеркнуть особо, так как во многих опубликованных схемах металлогенической эволюции крупных территорий часто не учитывается системный принцип, который гласит: формационные ряды месторождений, свойственные блоку или геотектонической серии, неправомерно распространять на геотектонические системы, в которых указанные ряды могут иметь противоположное направление. Убедительным примером этого является геотектоническая (и металлогеническая) система Енисейского кряжа, в которой общий эволюционный ряд имеет вид (от древних к поздним): стратифицированное вольфрам-сурьмяно-золотое → золото-сурьмяное → (барит, флюорит)-свинцово-цинковое → цинково-свинцовое → железорудное, марганцевое оруденение с вариациями в различных сечениях данной системы. Эти вариации в частных случаях связаны с регенерацией раннего стратифицированного оруденения или с добавками в рудный комплекс новых элементов — продуктов прогрессивного метаморфизма кристаллического фундамента.

В итоге подобной эволюции в Енисейском кряже устанавливаются полихронные рудные комплексы, первичной основой («металлогеническим каркасом») которых является стратифицированное оруденение (W, Sb, Au) в карбонатно-вулканогенно-черносланцевой кординской формации, а побочные ветви, «фланги», составляют: а) синхронные рудоносным осадкам кординской свиты гидротермокарстовые золоторудные тела в карбонатных горизонтах пенченгинской свиты под глинистым экраном; б) корневые, жильные

рудные тела, фиксирующие проводники металлоносных растворов в сланцевых толщах пенченгинской и кординской свит, сопряженные снизу со стратифицированными залежами (W, Sb, Au); в) регенерационные жильные рудные тела в зелено-черносланцевой горбилонской и удерейской свитах, для которых источником золота и сурьмы не без оснований предполагаются первичные стратифицированные залежи (Sb, Au, As, Pb). Регенерационные рудоносные растворы могут достигать уровня сосновской свиты, в которой (под экраном потоскуйских сланцев) ожидается второй уровень гидротермокарстового оруденения алданского типа.

Вовлекая в рассмотрение троговый комплекс тунгусикской и осланской серий, к указанному золото-редкометалльному комплексу добавляем промышленные стратифицированные и гидротермокарстовые свинцово-цинковые и стратифицированные железорудные месторождения, завершающие данный эволюционный ряд. Нетрудно видеть, что указанный ряд практически противоположен «классическому» ряду металлотектов поздних и конечных этапов эволюции подвижных поясов.

Рудоносность чехла платформ

Сложнее обосновать источники металлов и неметаллов для гидротермокарстовых месторождений в чехлах платформ. Приведенные выше материалы по месторождениям обрамления Центрального Французского массива иллюстрируют модель заимствования рудного вещества флюидами из геосинклинальных стратифицированных месторождений складчатого фундамента. Северо-Американская платформа является другим показательным примером геоструктур, высокая насыщенность фундамента которой согласными месторождениями подтверждается обилием их в выходах фундамента в Скалистых горах, Аппалачах, на Канадском щите. Стерильность метаморфических толщ Алданского щита в отношении стратиформных месторождений цветных металлов коррелирует с развитием в чехле северного обрамления щита только золоторудных карстовых объектов.

Основным механизмом извлечения геохимического резерва (полного или остаточного) кристаллических толщ фундамента платформ безусловно является активизация. В общем случае узловой, нелинейный характер ее проявления в форме центрально-симметричных купольных структур вызывает очаговое размещение гидротермокарстовых месторождений.

ГЛАВНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Уже сама природа гидротермокарстовых месторождений предопределяет ту большую роль, которую играют в рудообразовании гидродинамические бассейны, структурные экраны в области разгрузки напорных вод. Роль рудолокализирующих структур выпол-

няют контакты горизонтов и толщ глинистых пород, что отчетливо выражено в свинцово-цинковорудных полях (Райбл, Горно, Бляйберг-Кройтц), в сурьмяно-ртутных (Джизжикрут, Кадамджай, Хайдаркан, Столице, Монте-Амиата, Идрия), серных (Тарнобжег, Гжыбув, Чайкув, Роздол, Язово, Немировское) месторождениях. Роль и экрана и одновременно эдукта выполняют мощные гипс-ангидритовые пласты и толщи на серных месторождениях Гаурдак-Кугитангского района. Но не менее широко представлены гидротермокарстовые месторождения и без литологических экранов.

Наиболее полное развитие, с хорошо проработанной горизонтальной составляющей, гидротермокарстовая система получает при условии длительного, стабильного взаимодействия с гидродинамической системой холодного карста или с линзой вадозных грунтовых вод. Такая линза сама по себе может и не вызывать ярко выраженной карстификации массива. Этаж максимального рудообразования определяется уровнем динамического равновесия экзокарстовой и гидротермокарстовой составляющих системы. В этом варианте наличие водоупоров не только не обязательно, но и крайне нежелательно. По данной схеме формируются гидротермокарстовые свинцово-цинковые месторождения Пайн-Пойнт, Силезско-Краковского района, Сардана-Пуханильской зоны, Уч-Кулач.

Уровень рудолокализации располагается в 150—400 м от земной палеоповерхности, что установлено статистически из палеотектонического анализа известных гидротермокарстовых согласных месторождений. Таким образом, первым условием формирования крупных и уникальных гидротермокарстовых месторождений является наличие регионально выдержанных литологических экранов, совпадающих с границами формационных ритмов, или наличие четко выраженной совокупности экзокарстовой и гидротермокарстовой составляющих системы. Гидротермальная система, накладывающаяся на карбонатный массив, лишенный отчетливых гидродинамических зон карста, не образует крупных месторождений, которые в этом случае заменяются гидротермальными жильными месторождениями.

Оптимальным геотектоническим условием формирования крупного гидротермокарстового месторождения является пологое или пологоскладчатое залегание карбонатной толщи на период рудообразования, обеспечивающее, во-первых, гидродинамическую зональность поверхностных (карстовых) вод и, во-вторых, направленное (не хаотичное) движение гидротермальных вод — вертикальное или напорное пластовое (артезианское).

Совмещение условий, сформулированных в двух пунктах, является необходимым, но не достаточным. При выполнении этих двух условий формируются, например, месторождения серы, целестина, барита, возможно, некоторые месторождения флюорита, что осуществляется за счет мобилизации указанных элементов из осадочных толщ. Для образования сульфидных месторождений

необходимо направленное поступление металлов. Для геосинклинальных толщ проблемы нет — источник металла эндогенный, тот же, который формирует стратифицированные (кавказский, миргалымсайский, атасуйский типы) или камерные (алтайский, уральский типы) месторождения. Разница лишь в том, что карстовое рудообразование происходит не на морском дне, не в полостях отложения вулканогенных толщ при кальдерных просадках или в полостях при гидротермальных взрывах под жестким экраном крыльев субвулканических тел, а в легкорастворимых (как правило, карбонатных) породах — на базе карстификации и геохимических барьеров.

Механизм формирования сероводородных вод за счет гипсов при воздействии на них углеводородов (как полагают, в присутствии анаэробных бактерий, осуществляющих сульфатредукцию) в деталях разработан применительно к месторождениям самородной серы [Сушицкий З. С., 1876 г. и др.]. Наличие гипсоносных толщ или признаков былой гипсоносности отмечается практически в каждой свинцово-цинковоносной провинции с гидротермокарстовыми месторождениями. Если в модели формирования серных месторождений существует проблема частичного окисления образующегося при сульфатредукции сероводорода до элементарной серы в присутствии аэробных бактерий, то в модели сульфидных месторождений такой проблемы не возникает, так как избыток сероводорода погашается его реакцией с хлоридами или комплексными соединениями металлов с осаждением сульфидов.

Таким образом, третье условие — направленное поступление металлов — реализуется вдоль бортовых зон геосинклинальных трогов; четвертое условие — поток сероводорода — обеспечивается его боковой миграцией из нефтегазоносных структур при тектонических перекосах плит. Этот момент в геосинклинальном (или супрагеосинклинальном) трогге фиксируется изменением направления сноса обломочного материала, подъемом, стабилизацией, частичным осушением, формированием пластовых линз пресных вод. Таковы условия формирования крупных свинцово-цинковых месторождений.

Наиболее крупные гидротермокарстовые месторождения сурьмы и ртути, как отмечалось, локализуются там, где на момент орогенеза и рудообразования сохранялись горизонтально или полого лежащие толщи. Иными словами, для сурьмы и ртути при прочих равных с необходимыми для свинца и цинка условиях требуется почти невозможное — в процессе интенсивных тектонических движений максимально сохранить первичную доскладчатую структуру потенциально рудоносной толщи. При соблюдении этих условий к многогеосинклинальным толщам оказываются приуроченными в сущности орогенные стратиформные месторождения. Такое непривычное словосочетание и включает в себе разгадку крупных и уникальных размеров подобных месторождений.

Однако этот вывод не является неожиданным. Ранее [28] он был сделан для медистых песчаников. Показано, что размеры та-

ких месторождений связаны с уникальностью структуры рудоносного комплекса: с унаследованным развитием миогеосинклинального трога на орогенном этапе, с постепенной, без углового несогласия сменой троговых флишoidных осадков молассоидными, с последующим возвратом к супрагеосинклинальным условиям осадконакопления, обеспечивающим захоронение и сохранность рудоносных толщ.

Данный вывод вполне применим и к шеелитовым согласным месторождениям, наиболее крупные из которых, как отмечалось выше, формируются в остаточных геосинклинальных бассейнах в период общего орогенеза.

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА

В итоге исследования карстовых месторождений, геологических обстановок их локализации, с привлечением разработок по стратифицированным и камерным месторождениям [28] ниже даются система правил и подходов к прогнозной оценке территорий и система диагностических признаков перспективных площадей. Вещественные и структурные прогнозные критерии рассматриваются от общих к частным, т. е. в последовательности, обратной их установлению. Но именно в такой последовательности эти критерии могут и должны применяться при прогнозных оценках конкретных территорий по теперь уже общепринятой методике последовательного приближения.

Критерии рудоносности геотектонических (металлогенических) систем

Состав геотектонических систем. Эту характеристику определяет состав входящих в систему блоков коры. Преобладающий сиалический состав блоков коры (слоевые модели $\beta\gamma$, $\beta\alpha$ или $\beta\alpha$ со слоем α , сложенным преимущественно осадочными формациями [28]) предопределяет свинцово-цинковую, полиметаллическую, сурьмяно-ртутную или флюоритовую специализацию всей системы. Примером системы преимущественно сиалического состава служит Рудноалтайская, в которой медь составляет менее 1/3 от общего количества цветных металлов, а сурьма является распространенной примесью в рудах в форме буланжерита, джемсонита и тетраэдрита. В палеозойских системах Урала резко преобладают блоки фемического состава, что диктует железо-медно-цинковую специализацию. Однако это не относится к докембрийско-палеозойской системе Западного Урала, в которой и известны и ожидаются стратифицированные и гидротермокарстовые свинцово-цинковые, барит-свинцово-цинковые, баритовые и флюоритовые месторождения и проявления, корреспондирующие с сиалическим составом блоков.

В гетерогенной по составу Центрально-Казахстанской системе в каждой из геотектонических серий имеются блоки как с вулка-

ногенно-осадочным разрезом, определяющим их общий фемический состав (Нуринский, Агадырский, Чингизский, Атасуйский и др.), так и с осадочным или осадочно-вулканогенным, определяющим общий сиалический или фемическо-сиалический состав блоков. В соответствии с гетерогенностью система характеризуется практически полным набором формационных и геохимических типов согласных, в том числе карстовых, месторождений.

Общим правилом является «смещение» под влиянием блоков сиалического состава геохимического спектра месторождений в более поздних блоках (трогах) в сторону от железа, меди и цинка к свинцу, а в дальнейшем — к сурьме, ртути и флюориту.

Эволюция состава геотектонических систем. Изменчивость состава геотектонических систем понимается в двух аспектах. В первом аспекте рассматривается эволюция состава блоков от ранних систем к молодым, во втором — общее изменение состава системы под влиянием орогенических движений, в том числе активизационных, приводящих к преобразованию слоевых моделей блоков коры по схеме $\beta\alpha \rightarrow \beta\gamma/\alpha \rightarrow \beta\gamma$.

Палеозойские системы Урала являют собой пример регулярно повторения серий фемического профиля с некоторым усилением степени фемичности блоков от ранних к поздним. Подобную направленность по гомологии с таксонами низших уровней можно назвать антидромной тенденцией на фоне в целом изотропного развития системы. Такая структура системы коррелирует с отсутствием в ней крупных скоплений ртути, сурьмы, флюорита.

Система Центрального и Южного Казахстана характеризуется преобладанием блоков фемическо-сиалического типа в рифее — венде, с чем связана их свинцово-цинковая (в рифее) и железомарганец-свинцово-цинковая (в венде) специализация (Сууктубинский, Бурултасский, Текелийский районы).

Блоки преимущественно фемического состава преобладают в кембрии—ордовике, местами в силуре, корреспондируя с железомедными (иногда со свинцом и цинком) месторождениями (медно-колчеданное Тесик-Тас в Кентерлауском блоке; полиметаллически-колчеданные, существенно медные Акбастау и Кусмурун в Чингизском блоке; месторождения железистых кварцитов Коянды, Косогалы, Туяк в Сарысуйском блоке, Тоймасшоки в Агадырском блоке). Этот ряд дополняют карстово-скарновые и метаморфизованные полиметаллические, железорудные и медно-железорудные месторождения Гульшад, Кокзобой, Кызылэспе, Каратас, Дуйсен и другие в силурийских толщах, метаморфизованные и частично регенерированные в период проявления позднепалеозойского орогенного магматизма [Рождественский Ю. П., 1972 г.].

Серии блоков силурийского и среднедевонского этапа характеризуются смешанным, фемическо-сиалическим, составом с преобладанием в нижней части осадочного слоя андезито-дацитовых и терригенных комплексов, с чем связана преимущественно барит-свинцово-цинковая и железорудная специализация, практически аналогичная свойственной рифейско-вендским блокам.

Таким образом, общая направленность металлогенического развития Казахской системы определяется возрастанием роли фемических блоков в ордовике и силуре и сменой свинцово-цинковых месторождений железорудными и медно-цинково-колчеданными, а в последующем, в девоне, — возвратом к терригенным геосинклинальным комплексам с железо-марганец-свинцово-цинковой специализацией формаций, которые сменяются в карбоне формациями железорудными и меденосными.

Общее правило: в простых по составу системах развито ограниченное число формационных типов месторождений с узкой металлогенической специализацией, а общее металлогеническое развитие имеет однонаправленный характер; сложные по составу системы характеризуются формированием крупных месторождений черных и цветных металлов различных формационных типов и повторением одних и тех же типов в геологической истории.

Наибольшие различия в степени метаморфизма и в составе блоков, наблюдаемые в Центрально-Казахской системе, коррелируют с высокой рудонасыщенностью и с максимально широким металлогеническим спектром системы, дополняемым позднепалеозойской орогенной редкометалльной минерагенной.

Структура геотектонических систем. Эмпирические закономерности связи состава и эволюции систем с металлогенической специализацией и широтой металлогенического спектра находят объяснение в различиях структурных типов систем и их эволюции. Примеры ограниченного спектра и узкой металлогенической специализации относятся к таким системам, в которых новые генерации геосинклинальных трогов создаются в неконтрастной по составу среде. Структура Центрально-Казахской системы, обусловленная вращательными движениями крупных блоков [28], характеризуется максимальной контрастностью состава и метаморфизма прилегающих блоков, что благоприятно сказывается на интенсивности оруденения и обеспечивает широкий металлогенический спектр.

К отдельным этапам развития сложных систем вполне применимы закономерности, устанавливаемые для простых систем. При этом наиболее благоприятные условия для формирования крупных и комплексных месторождений возникают в тех сложных системах, в которых на структуры латерально- или билатерально-симметричного типа накладываются структуры вихревые или типа «тройного сочленения». В этом варианте вихревые трог последней генерации оказываются среди максимально гетерогенных по составу, возрасту и степени метаморфизма блоков ранних (по отношению к ним) генераций.

Эпохи рудообразования. Общее число рудоносных стратиграфических уровней в системах определяется в первую очередь числом серий (генераций) геосинклинальных трогов, из которых все обладают промышленной рудоносностью.

Металлогенические эпохи в широком значении этого термина синхронны на крупных площадях и, возможно, на всей Земле. Это

надо понимать в том смысле, что к определенным интервалам, отвечающим ритмам ритмо-стратиграфической шкалы [28], приурочено максимальное число месторождений различных морфогенетических, формационных и минерально-геохимических типов, групп, классов. В конкретных геотектонических системах генерации геосинклинальных трогов проявляются в самых разных сочетаниях, но даже в разновозрастных трогах их наполнение сильно различается в формационном отношении. Поэтому, например, эйфельская и живетская эпохи на Урале имеют отчетливо медно-цинковый (местами с алюминием) геохимический спектр, тогда как на Рудном Алтае этот спектр свинцово-цинковый с подчиненным значением меди.

Общее правило: металлогенический облик каждой геотектонической системы неповторим; дублируются лишь отдельные линии геохимического спектра, именно те, которые обусловлены вхождением в геотектонические системы однотипных формационных комплексов.

Критерии рудоносности блоков земной коры

В блоках с моделью $\beta\alpha$ и $\beta\gamma/\alpha$ располагается большинство стратифицированных и камерных медных, медно-цинковых и цинковых месторождений, а также существенная часть свинцово-цинковых, а с усилением значения элемента γ (отражающего возрастание степени гранитизации) появляются вольфрам, золото, сурьма, ртуть и флюорит.

Блоки коры с моделью $\beta\gamma\alpha$ в элементе α не содержат крупных стратифицированных месторождений меди, свинца и цинка даже в том случае, когда осадочный слой имеет мощность 5—7 км (передовые прогибы и межгорные впадины). Но в блоках с такой моделью располагается большинство карстовых месторождений серы, иногда с существенной примесью свинца и цинка (Трускавецкое, Дзвиняцкое, Кугитангское). Терригенные комплексы блоков $\beta\gamma\alpha$ включают медистые песчаники приурального подтипа и медистые сланцы с низкой продуктивностью, тогда как месторождения джезказганского подтипа находятся в блоках $\beta\alpha$ или $\beta\gamma/\alpha$.

Блоки коры $\beta\gamma\alpha$ и $\beta\gamma(\gamma/\alpha)$ контролируют промышленные карстовые месторождения свинца, цинка, сурьмы, ртути, флюорита, серы и бокситов, а также значительное число жильных месторождений. Хотя карстовые месторождения развиты и в блоках $\beta\alpha$ и $\beta\gamma/\alpha$, но в блоках $\beta\gamma\alpha$ они являются основной группой, имеющей в ряде случаев и самостоятельное значение, особенно для цинка (месторождения долины Миссисипи, Три-Стейт, обрамления Центрального Французского массива), флюорита (Иллинойс — Кентукки), сурьмы и ртути (Китай), бокситов (Франция).

При анализе размещения рудоносных осадочных, вулканогенно-осадочных комплексов и слоев в блоках различного типа выявляются следующие закономерности. Блоки коры со свинцово-цинковой, сурьмяно-ртутной и флюоритовой специализацией харак-

теризуются кроме повышенной мощности осадочного слоя наличием гранитного и редуцированного базитового слоя. В противоположность этому медная специализация определяется повышенной мощностью базитового слоя и редуцированной гранитно-метаморфического. Отражением отмеченной закономерности служит проявление латеральной (поперечной и продольной) металлогенической зональности в блоках (геосинклинальных трогах).

От первичных границ трогов к их осевой зоне нередко фиксируется смена свинцово-баритовых месторождений барит-свинцово-цинковыми, последних — медно-свинцово-цинковыми, серноколчеданными, оксидно-железородными, железо-марганцевыми, что происходит синхронно снижению мощности гранитно-метаморфического слоя и встречному увеличению мощности базитового и осадочного слоев. В этом же направлении гидротермокарстовые месторождения сменяются камерными и стратифицированными; возможна также смена жильных и согласных гидротермокарстовых сурьмяно-ртутных, флюоритовых и золоторудных месторождений гидротермокарстовыми и стратифицированными барит-свинцово-цинковыми. Однако они редко связаны хронологически: закономерно большее или меньшее запаздывание первых членов латерального ряда по сравнению с последними.

На спектр металлогенической специализации существенное влияние оказывает ширина блоков. В узких линейных блоках (трогах) наблюдается сближение зон развития свинцово-цинковых, медных и железородных месторождений. Медь, свинец, цинк нередко оказываются совмещенными в единых рудных полях и даже в месторождениях (Рудный Алтай).

В крайнем выражении, когда ширина блоков составляет первые километры, в разрезе вулканогенно-осадочного или осадочного комплекса фиксируются специфические рудоносные формации, совмещающие черты ранних (яшмы, фтаниты, кварциты — железо, марганец), средних (углеродистые породы, флиш — медь, цинк) и поздних (карбонатные породы — свинец, барий, серебро) ритмов вулканогенно-осадочного комплекса. Примером служит фаменская формация Жаильминско-Успенского блока. При этом гидротермокарстовые месторождения, тяготеющие к срединным массивам и бортам трогов, оказываются пространственно сближенными со стратифицированными месторождениями (Ушкатын-I, II, III; Макартур-Ривер и Ридж, Кулей, Кохко). Это позволяет использовать подобные латеральные ряды для прогноза недостающих членов ряда.

Закономерно также усложнение общего спектра рудоносных формаций и формационных типов месторождений вдоль узких трогов (Жаильминско-Успенский), в отличие от широких (троги Магнитогорской системы), в которых комплексы характеризуются значительно более выдержанным составом и узкой специализацией.

При анализе пространственного размещения рудных районов в блоках коры обнаруживается одна из важнейших металлогени-

ческих закономерностей, заключающаяся в том, что пластовые стратифицированные, камерные и карстовые промышленные медные, свинцово-цинковые, отчасти флюорит-свинцово-цинковые месторождения формируются, как правило, не на всей площади рудоносного блока, а преимущественно вдоль его границ с блоками ранней по отношению к нему консолидации (включая срединные массивы). Все факторы рудоносности геологических тел более низкого порядка в той или иной степени являются отражением данной общей закономерности. Даже карстовые свинцово-цинковые месторождения, а также контактовые медные и свинцово-цинковые и многие жильные подчиняются контролю древними, первичными, границами блоков.

Указанная закономерность объясняется тем, что граничные зоны блоков являются одновременно зонами резких латеральных взаимозамещений формаций; узлами резкого изменения мощности, состава и структуры формационных ритмов; районами латеральной смены мощных формационных комплексов маломощными чехольными, а нечетко ритмичных комплексов — отчетливо ритмичными; площадями замещения одноэтажных слоев двух-, трех-, многоэтажными или слоев мощностью 5 км слоями мощностью менее 5 км. В конечном счете пограничные территории служат и зонами наибольшей проницаемости коры, и устойчивыми геохимическими, палеотектоническими, литолого-фацциальными, палеогидрогеологическими барьерами, и дренами.

Критерии рудоносности слоев земной коры

Мощность слоев коры. Условившись называть геосинклинальными слои, сложенные любым набором комплексов, но с геосинклинальным комплексом в основании, получаем первую общую металлогеническую закономерность: большинство крупных и средних стратифицированных, камерных и значительная часть карстовых месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути, флюорита и барита располагаются в слоях коры мощностью более 5 км. Вместе с тем интенсивно рудоносными являются части комплексов, находящиеся не в зонах максимальной мощности слоя, а в градиентных зонах.

Состав слоев коры. Большинство согласных месторождений меди, свинца и цинка располагаются в толщах, метаморфизованных в фациях до амфиболитовой, некоторые — в амфиболитовой фации и единичные (Брокен-Хилл) — в гранулитовой. Этот рубеж (амфиболитовая фация) в общем случае разделяет перспективные осадочные и бесперспективные гранитно-метаморфические слои земной коры. Он же является одним из важнейших региональных критериев прогнозной оценки чехлов на различные геохимические типы гидротермокарстовых месторождений. Использование критерия имеет два аспекта.

Во-первых, на грани амфиболитовой фации уничтожаются согласные месторождения в фундаменте. Рудное вещество может на-

капливаться (при прочих благоприятных условиях) в осадочном чехле в виде жильных или гидротермокарстовых месторождений (свинец, цинк, медь, барий, ртуть, сурьма, мышьяк, золото, фтор), продуцируясь в осадочные формации над узлами пересечения их зонами активизации и формируя зональные латеральные ряды в зависимости от первичной латеральной зональности эдукта.

Во-вторых, метаморфизм высоких ступеней приводит к кристаллоструктурным преобразованиям метаморфизируемого и метаморфогенного фундамента с высвобождением из минералов-хозяев химических элементов, неустойчивых в структуре минералов при новых термодинамических условиях (барий, фтор, висмут, сурьма, ртуть, золото, вольфрам, олово, редкие земли, уран). Как и в первом случае, эти элементы при благоприятных условиях накапливаются в осадочном чехле в виде гидротермокарстовых или жильных месторождений, образуя очаговые металлогенические зоны или узлы вокруг центров активизационного метаморфизма.

Намеченная двухступенчатая модель активизации позволяет поставить вопрос о необходимости разработки особых подходов и методик к дифференцированному изучению и прогнозу оруденения, связанного с каждой из этих ступеней.

Здесь уместно обратить внимание и на некоторые продукты метаморфизма карстовых месторождений. Это кварц-полевошпатовые (с серицитом) «псевдоаплиты» по глинистому кольматолиту месторождения Цумеб; своеобразные березитоподобные породы метаморфического происхождения на флюорит-свинцово-цинковом месторождении Амдерма; необычные по составу (виллемит, цинкит, франклинит) руды месторождений Франклин и Стерлинг (Нью-Джерси, США); лазуритоносные вероятные продукты метаморфизма гранулитовой фации карстового кольматолита, развитые в виде линз и «будин» так называемых ортотектитов, диопсидизированных аплитов, скарноидов шпинель-форстеритового, флогопит-диопсидового состава среди мраморизованных доломитов и кальцифиров. Подавляющее большинство (если не все) месторождений лазурита (Ляджвардара, Слюдянское, Малобыстринское, Сары-Санг, Лейк-Харбор и др.) относится к этому типу.

Наконец, следует подчеркнуть особое значение метаморфизма для карстовых бокситов: обезвоживание гидратов алюминия фактически уничтожает бокситы, чем и объясняется тот факт, что промышленные их месторождения древнее девона почти не сохраняются.

Наложение дополнительных стадий метаморфизма, гранитизации и интрузивной деятельности кроме закономерного их проявления в ходе геосинклинального развития троговых систем всегда приводит к гидротермальной деятельности, высвобождению новых порций геохимического резерва кристаллического фундамента. Именно эту — последовательно-зональную — форму магматической активности и метаморфизма как в фундаменте, так и в нижних геосинклинальных комплексах следует считать положительным фактором рудоносности осадочного слоя коры (во всех его структур-

ных вариантах) в отношении и стратифицированных, и камерных, и карстовых месторождений.

Общее правило: для формирования стратифицированных, камерных и карстовых месторождений благоприятно вещественное преобразование фундамента и осадочного слоя: для медистых песчанников — синхронное началу (курпанджинский тип) или завершающей фазе (джезказганский тип) формирования осадочного слоя; для карстовых месторождений при благоприятности первого и второго вариантов положительным фактором оказывается и магматическая деятельность по завершении осадконакопления и даже со значительным отрывом во времени.

Типы структур слоев коры. Во всех типах геосинклинальных слоев коры известны согласные месторождения, но интенсивность и металлогенический спектр оруденения значительно различаются. Медно-цинково-колчеданные месторождения уральского типа и медные типа Верхнего озера контролируются любым структурным типом слоя геосинклинального класса, но максимальной рудоносностью характеризуется только нижний этаж. Металлогенические зоны с полиметаллически-колчеданными месторождениями алтайского типа и полиметаллическими атасуйского типа соответствуют геосинклинальным слоям также любого типа, но в пределах осадочного слоя коры располагаются реже в первом, чаще во втором (снизу) структурном этаже.

Рудные районы с гидротермокарстовыми месторождениями контролируются как геосинклинальными, так и чехольными слоями, но лучшие условия для формирования крупных месторождений возникают либо в осадочном слое непрерывной (без угловых несогласий) структуры, т. е. в слое, по объему отвечающем формационному комплексу, либо в прерывистом слое (с «выпадением» формаций одного-двух ритмов), но также не имеющем внутри угловых несогласий. Генетический смысл данного структурного критерия обсуждался выше и заключается в сохранении именно в этих вариантах геодинамического развития блоков коры условий для структурного совмещения и соответствия геотектонических и металлогенических ритмов, для появления рудоносных поверхностей с благоприятными стратифицированными формациями, а также для максимально упорядоченного взаимодействия субпластовой верхней зоны гидротермальной системы с нижней гидродинамической зоной вадозной системы. Эти условия благоприятны не только для карстовых месторождений, но и для любых других согласных или согласованных рудных объектов, а также для жильных и штокверковых.

На уровне слоев земной коры наиболее четко проявляются различия в условиях концентрации свинца и цинка, с одной стороны, сурьмы и ртути (и флюорита) — с другой. Если появление сурьмяно-ртутного оруденения коррелирует с общей регрессивной тенденцией развития осадочного слоя, выражающейся в возникновении признаков двух-трехъярусной структуры осадочного слоя, то цинк-свинцовоносность коррелирует с общей центростремительной

структурой слоя и одноярусной, реже двухъярусной последовательностью. Эти различия и приводят к закономерной несовместимости крупных концентраций названных элементов в пределах одного рудного района.

Для месторождений холодного карста на уровне слоев земной коры благоприятный структурный фактор выражается в необходимости не только прерывистой структуры осадочного слоя, фиксирующей этапы осушения территорий и развития кор выветривания. Одним из важнейших выступает фактор сохранности таких месторождений, их консервации и предохранения от разрушения. Этот фактор реализуется в формировании двух-многоэтажного осадочного слоя на фоне общей регрессивной, иногда центростремительной его структуры, причем верхний этаж выполняет функцию бронирующего. Наиболее благоприятными являются варианты структуры слоя с небольшими угловыми несогласиями между структурными этажами. Этим предопределяются значительная площадь кор выветривания и условие локального, направленного (не хаотичного) перемещения и захоронения продуктов выветривания на склонах конседиментационных складок и блоков.

Изменчивость структуры слоев коры. Этот фактор является одним из ведущих региональных металлогенических факторов. Отмеченные выше закономерности: приуроченность определенных типов месторождений и рудных районов к тем или иным классам, группам, типам слоев земной коры в пределах благоприятных (рудоконтролирующих) ситуаций — проявляются неравномерно, в большинстве случаев только в переходных зонах от геосинклинальных слоев к чехольным (Сардана-Пуханильский и другие районы Майско-Кыллахской зоны, район Маскотт — Джефферсон-Сити — карстовые месторождения). Рудные районы с месторождениями алтайского и атасуйского типов контролируются зонами латерального перехода непрерывного слоя в прерывистый; районы с карстовыми месторождениями — зонами перехода непрерывных в прерывистые, гармоничных в дисгармоничные (т. е. зонами перехода стратиграфических несогласий в угловые). С латеральной сменой типа структуры слоев связана региональная металлогеническая зональность.

Общее правило: максимальной рудоносностью характеризуются слои коры в зонах изменения их структуры — в зонах перехода геосинклинальных слоев в супрагеосинклинальные или чехольные, непрерывных в прерывистые, гармоничных в дисгармоничные [28].

Критерии рудоносности формационных комплексов

Мощность формационных комплексов. Общее правило: большинство крупных стратифицированных, камерных и карстовых месторождений располагаются в комплексах мощностью более 5 км. Карстовые свинцово-цинковые, флюорит (или барит)-свинцово-цинковые, сурьмяно-ртутные и бокситовые месторождения нахо-

дятся как в комплексах чехлов (мощность менее 2,5 км), так и в геосинклинальных комплексах (более 5 км). Но наиболее крупные из них подчиняются общим (для всех согласных месторождений) закономерностям, будучи приуроченными к формационным комплексам мощностью свыше 5 км (районы Сардана-Пуханильский, Маскотт — Джефферсон-Сити, Юго-Восточное Забайкалье, Средняя Азия, СУБР).

Изменчивость мощности формационных комплексов. В пределах зон и районов с комплексами мощностью 5 км и более рудные узлы совмещаются с участками не максимальной мощности, а высокоградиентной. Перепад мощности обуславливает также и геохимическую латеральную зональность. Например, в Жаильминско-Успенской зоне в районах максимальной мощности располагаются железо-марганцевые месторождения, а в районах минимальной мощности — свинцово-цинковые гидротермокарстовые. Сходные ряды наблюдаются на Рудном Алтае, где в стороны от палеоподнятий поперечные (изохронные диагональные) ряды месторождений размещаются по схеме: барит-свинцово-цинковые → полиметаллические → медно-свинцово-цинковые → медно-цинково-колчеданные → серно-колчеданные или оксидножелезорудные. Этот ряд реализуется параллельно с увеличением мощности комплекса, с повышением доли эффузивно-пирокластических формаций основного состава и с изменением структурной группы: вблизи палеоподнятий комплексы осадочно-вулканогенные, к осевой зоне трогов — вулканогенно-осадочные.

Структура формационных комплексов. Значение данного критерия прогнозной оценки трудно переоценить — наряду с составом комплексов он является главным классификационным признаком рудных районов [28]. Уже в самой классификации рудных районов по структурному признаку (табл. 15) можно видеть следующие главные тенденции, по существу являющиеся критериями прогноза.

1. Наибольшее число крупных рудных районов соответствует геосинклинальным комплексам центробежной и центростремительной структуры, а среди комплексов чехлов — центростремительной структуры.

2. Комплексы центробежной структуры контролируют преимущественно медные и медно-цинковые стратифицированные и камерные месторождения.

3. Комплексы центростремительной структуры контролируют преимущественно свинцово-цинковые, сурьмяно-ртутные, флюорит-полиметаллические и золоторудные месторождения.

4. Комплексы антидромной структуры вмещают полиметаллические месторождения.

5. В однотипных вулканогенных ритмах полиметаллические месторождения более часты в осадочно-вулканогенных комплексах, чем в вулканогенно-осадочных; в последних профилируют медь и цинк.

Таблица 15

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ (РУДНЫХ РАЙОНОВ)
СО СТРАТИФИЦИРОВАННЫМИ, КАМЕРНЫМИ И КАРСТОВЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ

Классы	Группы	Типы и подтипы	Примеры рудных районов (зон)		
			со стратифицированными и камерными месторождениями	с карстовыми месторождениями	
Геосинклинальные комплексы	Вулканогенные и вулканогенно-осадочные	Изотропные	Зюзельский, Домбаровский, Новониколаевский, Зауральский, Пышминско-Ключевской, Кырский, о. Корсика, Французские Альпы (Cu, Zn, Co)		
			Центробежные	Узельгинский, Сибайский, Гайский, Кировградский, Дегтярский (Cu, Zn)	
		Гомодромные	Существенно вулканогенные	Улюканский, Джезказганский, Курпанджинский (Cu)	
			Существенно карбонатно-терригенные	Макай-Мамбетовский, Баймакский, Среднеорский, Норанда, Тимминс, Вал-д'Ор, Магтагам (Cu, Pb, Zn, Ba)	
		Центростремительные	Вулканогенно-терригенные	Олоkitский (Pb, Zn), Белокано-Закатальский (Pb, Zn, Cu), Саугузун-Богутинский (Pb, Zn, Cu, Bi, W), Поркюпайн (Уайт-Пайн) (Cu), Макартур, Салливан (Pb, Zn)	
			Вулканогенно-карбонатные	Атасуйский (Fe, Mn, Pb, Zn, Ba), Текелыйский (Pb, Zn), Горевский (Pb, Zn), Миргалимсайский (Ba, Pb, Ag)	
		Антидромные	Уч-Кулачский (Zn, Pb, Cu, Ba), Ачсайский (Pb, Zn), Сардана-Улуйский (Zn, Pb), Маскотт-Джеферсон-Сити (Zn), Фриденсвилл (Zn), Райбл-Кройтц, Межица, Горно, Салафосса (Pb, Zn, Ba, F), Якский (F), Семеняхский, Саккырырский (F, Zn), Остинвилл-Айванхо (Pb, Zn), СУБР (Al)		
			Болиден, Менстрек, Малонсет, Кедтреск, Неслиден, Адак, Кристинеберг (Cu, Pb, Zn, Ba)		
Осадочно-вулканогенные	Центробежные	Мелноторский, Урупо-Бескесский, Худесбекский, Кафанский (Cu, Zn), Алавердский (Pb, Zn, Cu, Ba)			

Продолжение табл. 15

Классы	Группы	Типы и подтипы	Примеры рудных районов (зон)	
			со стратифицированными и камерными месторождениями	с карстовыми месторождениями
Госниклинальные комплексы	Осадочно-вулканогенные	Гомодромные	Рио-Тинто, Сан-Доминго (Cu)	
		Центростремительные	Ленингорский (Pb, Zn, Cu, Ba)	Таскайнарский (F, Pb, Zn)
		Антидромные	Березовско-Белюсовский, Николаевский, Тимок (Bor) (Zn, Pb, Cu, Ba)	
	Осадочные	Трансгрессивные	Любин-Сорошовице (?) (Cu)	Пиоч (Pb, Zn, Ag)
		Регрессивные	?	Сох-Исфайрамский, Шинг-Магнанский, Джикрутский (Sb, Hg, Pb, Zn, F, Ba, исландский шпат, оптический флюорит), Баффинова Земля (Pb, Zn)
		Центробежные	?	
	Центростремительные	Районы Замбии, Заира (Cu, Co, U, Zn)	Джаблунка-Рейнджер (U), Рам-Джангл (Cu, Pb, Zn + U) Прибайкальский (Pb, Zn, F, тальк), Приаргунский (Pb, Zn, Ag), Восточный и Центральный Тинтик, Юрика (Pb, Zn, Cu, Ag), Курунурахский (Au,	

Комплексы чехлов	Осадочные	Трансгрессивные	Манфельд, Эйслебен, Зангерхаузен (Cu)	Ag, Sb, Pb, Cu, Ba), Карлин (Au, Ag, As, Sb, Hg), Ваньшаньский (Hg, Sb), Цинлун (Sb), Юго-Западная Сардиния (Pb, Zn, Ba, F)
		Регрессивные	Районы Приуралья (Cu)	Гейс-Ривер (Pb, Zn), Сан-Хосе (Sb), Сигуаньшань (Sb)
	Центробежные			Аркалыкский, Западно-Тургайский, Алпалачские, Внешней и Внутренней дуг (Al)
		Центростремительные	Приенсейский, Ленинский, Мурско-Тасевский (Cu)	Пайн-Пойнт, Верхнемиссисипиской долины, Три-Стейт (Pb, Zn) Иллинойс—Кентукки (F, Pb, Zn), Северо-Нудмийский (Hg, Sb), районы Ирландии (Pb, Zn, Cu, Ba), Сидзеско-Краковский (Pb, Zn), Тулсент-

Продолжение табл. 15

Классы	Группы	Типы и подтипы	Примеры рудных районов (зон)	
			со стратифицированными и камерными месторождениями	с карстовыми месторождениями
Комплексы чехлов	Осадочно-вулканогенные		?	Бу-Беккер, Аули-Мибладен (Pb, Zn), Кохко-Ридж-Кулей (Pb, Zn), Идрия (Hg), Заяча-Крупени (Sb, Pb, Zn), Центральноеалданский (Au) Терлингуа (Hg), Хувалкацап (Hg), Хуанкавелика (Hg, Ba, Pb, Zn), Монте-Амната (Hg, Sb)
			?	
	Вулканогенно-осадочные		?	
	Вулканогенные		?	

Примечание. Cu, Pb, Zn+U — симплектитовая формация (гидротермокарстовая минерализация U наложена на стратифицированную полиметаллическую).

6. Комплексы чехла контролируют мелкие и крупные по размерам, но бедные стратифицированные месторождения, однако подобные же комплексы вмещают крупные и очень крупные карстовые месторождения сурьмы, ртути, бокситов.

Эти наиболее отчетливые для стратифицированных и камерных месторождений закономерности затушевываются гидротермокарстовыми месторождениями, особенно сурьмяно-ртутными, локализация которых определяется не столько составом и структурой формационных комплексов, сколько регрессивной структурой всего осадочного слоя (что подробно обсуждалось выше).

Одной из существенных структурных характеристик комплексов является тип распределения мощностей между ритмами, с которыми связана рудоносность. На примере Майско-Кыллахской зоны можно показать, что наиболее благоприятны комплексы с аномальным распределением мощностей между ритмами в их вертикальной последовательности. Если на большей, нерудоносной, части площади развития в общем благоприятного комплекса наблюдается нормальное распределение мощностей между ритмами (снизу вверх): 3,5—2,5—1,5—1,0 км, то в рудоносном Сардана-Пуханильском районе это распределение нарушено: 3,5—2,5—(0,5 ÷ ÷ 0,2) км. Аналогичное резкое уменьшение мощности надрудного ритма наблюдается и в ряде крупных колчеданосных районов Урала и Рудного Алтая.

В других случаях аномально низкая или контрастная мощность надрудного ритма связана с конседиментационной брахиформной складчатостью в период рудогенеза, вследствие чего над антиклинорными поднятиями мощность синхронного рудоотложения, но пространственно надрудного ритма оказывается сокращенной или резко градиентной, а структура комплекса в целом — регрессивной (Сох-Исфайрамский, Шинг-Магнианский районы).

При сходстве формационного состава ритмов степень их рудоносности существенно меняется в зависимости от положения ритма в комплексе. В осадочно-вулканогенных ритмах, занимающих самое низкое положение в разрезе геосинклинальных комплексов, крупные стратифицированные и камерные месторождения крайне редки, но присутствуют мелкие и средние серно-колчеданные, медно-цинково-колчеданные с кобальтом и никелем месторождения (Ивановское, Пышминско-Ключевское на Урале, месторождения островов Кипр, Корсика и др.), сравнительно небольшие месторождения типа Куроко, а также стратиформные месторождения шеелита. Значительно больше примеров промышленных карстовых месторождений свинца и цинка в первом формационном ритме чехлов (Тинтик, Уралбай).

Общее правило: большинство рудоносных ритмов с медно-цинково-колчеданными крупными и средними месторождениями являются вторыми снизу. Такую же позицию занимают рудоносные ритмы в свинцово-цинковорудных районах (Миргалимсайский, Уч-Кулачский, Атасуйский) со стратифицированными и гидротермокарстовыми месторождениями. Хотя карстовые месторождения

размещаются и в первом, и во втором, и в более высоком ритмах, но наиболее крупные — именно во втором или третьем (район Маскотт — Джефферсон-Сити, Восточно-Альпийская зона и др.).

Состав формационных комплексов. В большинстве рудоносных геосинклинальных комплексов присутствуют либо вулканогенные формации, либо осадочно-вулканогенные, что и является, наряду с мощностью, типоморфным признаком комплексов этого класса. С принадлежностью геосинклинального комплекса к одной из структурно-вещественных групп: осадочно-вулканогенной (с расположением осадочных формаций в основании комплекса), вулканогенно-осадочной (с обратной последовательностью) или вулканогенной — коррелирует широта геохимического спектра рудных районов.

Так, геосинклинальные вулканогенные комплексы контролируют преимущественно стратифицированные и камерные медные месторождения; вулканогенно-осадочные комплексы — стратифицированные и камерные медно-цинковые и полиметаллические месторождения при значительной роли карстовых месторождений свинца, цинка, барита, флюорита и бокситов; осадочно-вулканогенные комплексы вмещают камерные, реже стратифицированные медные и полиметаллические и карстовые флюорит-свинцово-цинковые месторождения; осадочные комплексы — стратифицированные медные и главным образом сурьмяно-ртутные месторождения. В осадочных комплексах чехлов главнейшими являются сурьмяно-ртутные, ртутные, свинцово-цинковые и флюорит-свинцово-цинковые карстовые месторождения.

Изменчивость состава формационных комплексов. Прослеживание рудоносных комплексов по латерали вдоль и поперек геотектонических форм выявляет латеральные ряды согласных месторождений, что подробно обсуждалось выше.

Общее правило: комплексы, максимально дифференцированные по составу, обладают широким металлогеническим спектром и наибольшим числом формационных типов, хотя в среднем размах оруденения ограничивается, как правило, двумя-тремя типами.

Монотонные по составу, изотропные по структуре, неконтрастные, нечетко ритмичные комплексы безрудны при всех других благоприятных параметрах или содержат ограниченный набор формационных типов месторождений (карстовые флюоритовые, сурьмяно-ртутные или свинцово-цинковые).

Критерии рудоносности формационных ритмов

Мощность формационных ритмов. При анализе параметров формационных ритмов в связи с их рудоносностью путем сравнения в одних и тех же разрезах рудоносных ритмов с подстилающими и перекрывающими безрудными ритмами выясняется, что рудоносные, как правило, занимают промежуточное положение. В абсолютном выражении их максимальная мощность находится

в пределах 1,5—2,5 км с незначительными вариациями в ту или иную сторону. Исключения составляют комплексы с карстовыми месторождениями: рудоносность их ритмов не коррелирует с мощностью, хотя наиболее крупные месторождения оказываются приуроченными к ритмам мощностью 1,5—2,5 км.

Изменчивость мощности формационных ритмов. Этот параметр тесно связан со степенью рудоносности формационных ритмов. Для каждого структурного типа ритмов отмечаются вариации мощностей именно тех из них, которые или являются рудоносными, или синхронны рудной эпохе. Так, в Сардана-Пуханильском районе мощность рудоносного ритма (венд — средний кембрий) составляет около 1100 м, а за пределами его на западе 300—500 м, на востоке 3000—4000 м. В Северном Прибалхашье наиболее крупные стратифицированные месторождения располагаются в ритме (фран — турне) мощностью 1000—2000 м, причем железо-марганцевые приурочены к участкам максимальных мощностей, железо-марганец-барит-полиметаллические — средних, барит-полиметаллические, в том числе гидротермокарстовые, — сокращенных.

Общее правило: согласные месторождения приурочены к участкам не максимальных или минимальных мощностей формационного ритма, а градиентных мощностей. На таких участках геохимический спектр месторождений коррелирует с мощностью ритма, подчеркивая тесную связь рудообразования с палеотектоническими факторами. Однако гидротермокарстовые месторождения обнаруживают более тесную связь с градиентными зонами не собственно рудоносного ритма, а одного из вышележащих, именно того, который синхронен эпохе рудообразования.

В целом по всей совокупности стратифицированных, камерных и карстовых месторождений увеличение роли бария и свинца, количества прожилково-вкрапленных руд отмечается на участках минимальных мощностей, а меди и железа, массивных и полосчатых руд — на участках максимальных мощностей ритмов в пределах градиентных зон. Применительно к гидротермокарстовым месторождениям это правило трансформируется следующим образом: на участках минимальных мощностей ритмов преобладают многоярусные месторождения или месторождения с широким развитием вертикальных и наклонных рудных залежей, тогда как на участках повышенных мощностей ритмов месторождения одноярусные с превалированием горизонтальных составляющих.

Состав формационных ритмов. Связь состава формационных ритмов с минерально-геохимическим спектром руд аналогична устанавливаемой для формационных комплексов (см. табл. 15). На этом уровне уместно еще раз подчеркнуть корреляцию максимально рудонасыщенных ритмов с наличием в их пределах (или ниже по разрезу) соленосных, гипсоносных, нефте- и газоносных формаций. Для чехловых ритмов данный фактор является, может быть, самым важным, определяющим их промышленную рудоносность (медь, свинец, цинк, сера, стронций, барий); по отношению к месторождениям ртути, сурьмы, золота и флюорита дан-

ный фактор должен быть дополнен региональным фактором магматической активизации блока коры.

Изменчивость формационного состава ритмов. Геохимический спектр месторождений находится в определенной зависимости от состава формаций. Но в ряде случаев более четко он связан с контрастностью вулканогенных парагенераций разреза ритма в целом: независимо от состава формаций, непосредственно вмещающих руду, преобладанием меди над цинком характеризуются разрезы с базит-ультрабазитовыми породами, преобладанием меди и цинка над свинцом — разрезы с андезито-дацитовыми породами. Свинец и цинк преобладают в ритмах с широким развитием вулканогенных ассоциаций липаритового состава. Свинец более характерен для ритмов с кисловулканогенными парагенерациями калневого уклона, уран—натриевого уклона, фтор — с вулканитами щелочно-сиенитового и щелочно-базитового ряда.

Вместе с тем интенсивность свинцово-цинкового и сурьмяно-ртутного оруденения не ослабевает в ритмах с исчезновением в их составе или с уменьшением роли вулканогенных парагенераций, примером чего служат ритмы с резким преобладанием черносланцевых, терригенных пестроцветных и карбонатных формаций. Этим фактом подчеркивается связь оруденения не только с теми магматитами, которые располагаются непосредственно в рудоносном ритме, но и с более ранними (для медных и свинцово-цинковых месторождений) или с более поздними (особенно для ртути и сурьмы).

Именно для группы карстовых месторождений наиболее четко устанавливается пространственная, а в ряде случаев и хронологическая разобщенность месторождений с теми магматическими образованиями, с которыми они связаны генетически или парагенетически. В соответствии с этим положением можно утверждать, что кроме диссонанса геотектонической и металлогенической ритмичности в литосфере проявляется диссонанс этих процессов и с магматической ритмичностью.

Структура ритмов. Медно-цинково-колчеданные месторождения обычно связаны с дифференцированными ритмами гомодромной или центробежной структуры, месторождения кавказского типа — с трансгрессивными или центростремительными ритмами, медистые песчаники — с регрессивными или центробежными. Карстовые месторождения присутствуют в широком диапазоне структурных типов, но чаще в центростремительных ритмах. Вместе с тем наиболее крупные месторождения оказываются в переходных участках, где фиксируется смена структурных типов ритмов по простиранию толщ, т. е. переход трансгрессивных в регрессивные, антидромных в гомодромные и т. д.

В заключение считаем особо важным подчеркнуть следующие положения.

1. Вычленение в классе согласных месторождений (включающем стратифицированные, камерные, корневые и карстовые) карстовых (в широком смысле слова) месторождений позволяет рез-

ко усилить прогнозное значение сформулированных выше критериев применительно к стратифицированным месторождениям меди, свинца и цинка, иллюстрирующих максимальное совпадение геотектонической, магматической и металлогенической ритмичности развития литосферы. Эти факторы рудоконтроля для стратифицированных месторождений максимально инвариантны.

2. Расчленение карстовых месторождений на месторождения экзокарста и гидротермокарста позволяет значительно упростить генетические модели гидротермокарстовых месторождений и сформулировать для них особые критерии прогноза. Среди таких критериев для месторождений экзокарста определяющее значение приобретают факторы на уровне формационных ритмов и комплексов, а для месторождений эндокарста — факторы уровней комплексов и слоев земной коры.

3. Отраслевое (геохимическое) расчленение гидротермокарстовых месторождений конкретизирует критерии прогноза, позволяет вычленить в общей системе критериев специфические для свинцово-цинковых месторождений (для которых решающими оказываются факторы на уровне формационных ритмов — изменчивость их состава, структуры и мощности), а также для сурьмяно-ртутных и флюоритовых (для них решающими оказываются факторы структуры комплексов и слоев, подавляющие, но не отвергающие все прочие). В итоге конкретное положение цинк-свинцоворудных формаций в разрезе оказывается для гидротермокарстовых месторождений менее закономерным, чем для стратифицированных, но более упорядоченным и предсказуемым, чем для сурьмяно-ртутных и флюоритовых.

Для сурьмяно-ртутных и флюоритовых решающими оказываются факторы структуры осадочного слоя: закономерное положение рудоносной поверхности относительно геоморфологической поверхности палеоденудации на момент рудогенеза. Рудоносная поверхность грубо копирует поверхность денудации, но пространственно не совпадает с ней. Явление «стратификации» сурьмяно-ртутного и флюоритового (а в значительной мере и золотого) оруденения в этом случае имеет совершенно иную природу, чем в стратифицированных месторождениях, а стратиграфический диапазон рудоносности существенно расширяется.

4. В группе сурьмяно-ртутных, флюоритовых и золоторудных гидротермокарстовых месторождений намечаются две генетические линии. Месторождения первой линии — очаговые — связаны с активизационными кристаллоструктурными преобразованиями метаморфогенного фундамента и представляют собой как бы остаток геохимического резерва блоков. Месторождения второй линии — линейно-очаговые — продуцируются над древними металлогеническими зонами согласного оруденения, уничтожаемого при зональном (региональном или активизационном) метаморфизме. К разработкам закономерностей их размещения требуются особые подходы.

5. Исследование изохронных латеральных и диагональных, изохронных и полихронных вертикальных, а также эволюционных рядов согласных месторождений позволяет сформулировать одну из важнейших общих закономерностей. Параллельно с ритмичностью осадочных образований различных таксономических уровней в земной коре и литосфере проявляются магматическая и геотектоническая ритмичности тех же порядков. При этом происходит либо совпадение ритмов (в различных комбинациях) по периоду и фазе — и тогда формируются месторождения, занимающие строго определенное положение в структурах земной коры (медь, свинец, цинк, железо), либо несовпадение — и тогда месторождения формируются лишь в эпохи резонанса указанных ритмов. В последнем случае наблюдается нерегулярная, хотя и закономерная приуроченность месторождений к слоям и блокам коры определенной мощности, состава и строения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев В. А. Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. Изд-во Рост. ун-та, 1981. 256 с.
2. Бардоши Д. Карстовые бокситы. М., Мир, 1981. 454 с.
3. Бергер В. И. Сурьмяные месторождения. Л., Недра, 1978. 296 с.
4. Бокситоносные комплексы Урала/Под ред. Б. М. Михайлова. Л., Недра, 1987. 230 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 344).
5. Бушинский Г. И. Геология бокситов. М., Недра, 1975. 416 с.
6. Вахрушев Г. В. Роль карста в формировании месторождений полезных ископаемых Западного склона Южного Урала и Предуралья.— В кн.: Карст и его народнохозяйственное значение. М., Наука, 1964, с. 33—38.
7. Вертушков Г. Н. Гумешевское месторождение малахита на Урале.— Минералогия и петрография Урала, 1975, вып. 106, с. 3—26. (Свердл. горн. ин-т).
8. Волгин В. Ю., Иванов В. С. О роли карстовых осадков в локализации рудных тел сурьмяно-ртутных месторождений.— В кн.: Геологические критерии ртутного и сурьмяного оруденения. М., 1979, с. 70—78. (Ин-т минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов).
9. Гвоздецкий Н. А. Проблема изучения карста и практика. М., Мысль, 1972. 392 с.
10. Гвоздецкий Н. А. Карст. М., Мысль, 1981. 214 с. (Сер. Природа Мира).
11. Гинзбург И. И. Мезозойские карсты и связанные с ними полезные ископаемые на Урале.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 1. М., Изд-во АН СССР, 1952, с. 89—99.
12. Гинзбург И. И. Карст и рудообразование.— Труды Моск. о-ва испытателей природы, 1964, т. 12, с. 46—53.
13. Древний карст и его россыпная минерагения/Под ред. Н. А. Шило. М., Наука, 1985. 175 с.
14. Дублянский В. Н. Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма. Л., Наука, 1977. 182 с.
15. Дублянский В. Н., Илюхин В. В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. М., Наука, 1982. 137 с.
16. Дублянский Ю. В. Гидротермокарст как рудоподготовительный процесс. Новосибирск, 1985. 18 с. (СО АН СССР).
17. Железорудные месторождения алапаевского типа. Т. 1/Б. П. Кротов, Н. А. Успенский, А. А. Подситник и др. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1936. 286 с.
18. Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. М.—Л., Гостгеолдиздат, 1940. 90 с.
19. Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. М., Наука, 1969. 158 с.
20. Иогансон А. К. Закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия). Автореф. канд. дис. Л., 1978. 26 с. (ВСЕГЕИ).

21. Казанбиев М. К., Магомедов К. К. Роль карста в формировании эпигенетических месторождений целестина.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 135—140.
22. Константинов М. М. Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963. 182 с.
23. Константинов М. М. Зарубежные стратиформные месторождения золота и серебра. М., 1986. 44 с. (ВИЭМС).
24. Красильникова Н. А. Карстовые фосфориты.— В кн.: Карст и его народнохозяйственное значение. М., Наука, 1964, с. 86—87.
25. Кривцов А. И. Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Ч. 1. Л., Недра, 1968. 366 с. Ч. 2. Л., Недра, 1969. 328 с.
26. Критерии и методика прогнозирования месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. М., 1981. 363 с. (СЭВ).
27. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л., Недра, 1986. 751 с.
28. Кутырев Э. И. Геология и прогнозирование согласных месторождений меди, свинца и цинка. Л., Недра, 1984. 248 с.
29. Кутырев Э. И., Ляхницкий Ю. С. Роль карста в формировании месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и флюорита.— Литология и полезные ископаемые, 1982, № 2, с. 54—69.
30. Лаверов Н. П., Смилкстын А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана. М., Недра, 1983. 320 с.
31. Ляхницкий Ю. С. К вопросу рудоносности палеокарста. Материалы 4-й молодежной геол. конф. ВСЕГЕИ, 1977. Л., 1977, с. 150—156.
32. Максимович Г. А. Основы карстологии. Т. 1. Пермь, 1963. 444 с. Т. 2. Пермь, 1969. 529 с.
33. Маслов Ю. С. Основные черты строения, морфологии и условий образования золоторудных месторождений коры выветривания Южной Якутии.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. 6. Якутск, 1961, с. 93—100.
34. Месторождения бокситов и их связь с выветриванием. Алма-Ата, 1983. 253 с. (КазИМС).
35. Минеральные месторождения Европы. Т. 1. М., Мир, 1982. 584 с.
36. Михайлов Б. М. Бокситы острова Куба.— Литология и полезные ископаемые, 1982, № 2, с. 110—112.
37. Михайлов Б. М. Рудоносные коры выветривания. Л., Недра, 1986. 238 с.
38. Михайлов Б. М. Условия локализации хемогенно-осадочных глиноземных пород.— Сов. геология, 1988, № 7, с. 10—19.
39. Нестеров Н. В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. Новосибирск, Наука, 1985. 200 с.
40. Новости зарубежной геологии. Вып. 12. Происхождение свинцово-цинковых месторождений в Известняковых Альпах. Л., 1959. 66 с. (ВСЕГЕИ).
41. Огородников О. Н., Гладковский А. К. Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. М., Наука, 1975. 95 с.
42. Перспективная оценка алюминиевого сырья Сибири. Новосибирск, 1985. 126 с.
43. Петруха Л. М., Вершинин А. С. О генезисе силикатных руд в карстах.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1983, т. 268, № 5, с. 1195—1198.
44. Проблемы генезиса бокситов/Отв. ред. Г. И. Бушинский. М., Наука, 1975. 316 с.
45. Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений куранахского типа. М., Наука, 1966. 253 с.
46. Разумова В. Н. Древнейшие коры выветривания и гидротермальный процесс. М., Наука, 1977. 156 с.
47. Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., Недра, 1974. 391 с.
48. Рудные месторождения США. Т. 1/Ред. Дж. Ридж. М., Мир, 1972. 660 с.
49. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Ред. Д. В. Рундквист. Л., Недра, 1981. 423 с.
50. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962. 322 с.
51. Условия формирования кор выветривания и их минеральных месторождений. М., Наука, 1983. 224 с.
52. Федорчук В. П. Геология ртути. М., Недра, 1983. 271 с.
53. Федорчук В. П. Геология сурьмы. М., Недра, 1985. 268 с.
54. Халмухамедов Т. Р., Завьялов Г. Е. Типы флюоритовых полостей Бадашского месторождения (Южный Казахстан).— В кн.: Геология и закономерности размещения нерудных полезных ископаемых Средней Азии. Вып. 3. Ташкент, 1981, с. 29—34. (САИГИМС).
55. Цыкин Р. А. Кора выветривания и карст.— В кн.: Кора выветривания. Вып. 15. М., Наука, 1976, с. 186—194.
56. Цыкин Р. А. Отложения и полезные ископаемые карста. Новосибирск, Наука, 1985. 166 с.
57. Шатемиров С. К., Бектемиров А. И. Некоторые особенности размещения ртутного оруденения в карбонатных породах Андыгенского хребта (Южная Фергана).— В кн.: Региональная геохимия Тянь-Шаня. Фрунзе, Изд-во Илим, 1976, с. 142—147.
58. Шмелькова Ю. Ф., Демина Л. С. Фосфориты Тепекского месторождения.— Труды ГИГХС, 1974, вып. 26, с. 102—119.
59. Юнусов Б. И., Кыдырбеков Л. У., Шаймухамбетов Ф. Т. Закономерности размещения флюоритового оруденения Таскайнарского рудного поля.— В кн.: Флюорит. М., Наука, 1976, с. 158—167.
60. Якуч Л. Морфогенез карстовых областей. М., Прогресс, 1979. 388 с.
61. Akande S. O., Zentilli M. Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Gays River lead-zinc deposit, Nova Scotia, Canada.— Econ. Geol., 1984, v. 79, N 5, p. 1187—1211.
62. Combes P. J. Karst precoce et karst secondaire du troisieme horizon de bauxite dans la zone du parnosse (Grece).— JCSOBA, 4-th congr., v. 1, Bauxites, 1978, p. 101—113.
63. De Castro C. Monte Amiata. Carta Geologica D'Italia, v. 16, Roma, 1914. 207 p.
64. Denson N. M., Waage K. M. Some bauxite and clay deposits in Northeastern Alabama. Geol. Surv. Bull., 1966, N 1199-g, 45 p.
65. Drovnik M. Mineral deposits in Permian and Triassic beds of Slovenia (Yugoslavia).— Miner. Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. Berlin a. o., Springer Verl., 1983, p. 88—96.
66. Galhiewicz Tadeusz. Prawdowosci wykształcenia Sileskokrakowskich zloz cynkowo-olowiowych. Prace geologicz. N 125, Warszawa, 1983. 76 s.
67. Hagni R. D. The influence of original host rock character upon alteration and mineralization in the Tri-State district of Missouri, Kansas, and Oklahoma, USA.— Ore Genesis: The State of the art. Berlin a. o., Springer Verl., 1982, p. 97—107.
68. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits. V. 6. Cu, Zn, Pb and Ag deposits. Amsterdam a. o., Elsevier Sci. Publ. Co, 1976. 587 p.
69. Jankovic S. Allgemene. Charakteristica der antimon—erzlagertatten Jugoslawiens.— Neves jb. Mineralogie, Bd 94, H. 1, Stuttgart, 1960, s. 506—538.
70. Olson R. A. Genesis of Paleokarst and strata-bound zinc-lead sulfide deposits in a proterozoic dolostone, Northern Baffin Island, Canada.— Econ. Geol., 1984, v. 79, N 5, p. 1056—1103.
71. Ore genesis: The State of the Art/Ed. G. G. Amstutz a. o. Berlin a. o., Springer Verl., 1982. 806 p.
72. Padalino G., Pretti S., Tamburrini D. a. o. Ore deposition in karst formations with examples from Sardinia.— Ores in Sediments. Berlin a. o., Springer Verl., 1973, p. 210—220.
73. Panek S., Szuwarzynski M. Kopalne jami krasowe z kruszcami w okolicach Chrzanowa.— Roczn. Polskiego Tow. Geol., t. 45, zes. 2, 1975, s. 177—189.
74. Petterson S. H. Bauxite reserves and potential aluminium resources of the World. Geol. Surv. Bull., 1967. N 1228. 76 p.
75. Pine Point orebodies and their relationship to the stratigraphy, structure, dolomitization, and karstification of the Middle Devonian barrier complex/Rhodes D., Lantos E. A., Lantos J. A., Webb R. I., Owens D. C.— Econ. Geol., 1984, v. 79, N 5, p. 991—1055.

76. *Sass-Gustkiewicz M.* Zinc and lead mineralization in collapse breccias of the Olkusz mine (Cracow — Silesian Region, Poland).— *Rocznik Polskiego towarzystwa geologicznego annales de la Societe Geologique de Pologne*, v. 45, Krakow, 1975, s. 303—326.

77. *Schuett C. N.* Occurrence of quicksilver orebodies. Technical Publication N 335. The American Institute of Mining and Metallurg Engineers Class i min. geol. N 31, 1931. 131 p.

78. *Walker R. N., Gulson B., Smith J.* The Coxco deposit — a proterozoic Mississippi Valley — type deposit in the McArthur River district, northern territory, Australia.— *Econ. Geol.*, 1983, v. 78, N 2, p. 214—249.

79. *Yates R. G., Thompson G. A.* Geology and quicksilver deposits of the Terlingua district, Texas. *Geol. Surv. Prof. Paper*, N 312, 1959. 114 p.

80. *Zapp A. D.* Bauxite deposits of the Andersonville district, Georgia. *Geol. Surv. Bull.*, 1965, N 1199-g. 37 p.

УКАЗАТЕЛЬ СТРАН

После названия страны приведены номера месторождений (*курсив*) по Указателю месторождений и номера важнейших регионов и металлогенических подразделений [в квадратных скобках] по Указателю регионов, рудных поясов, провинций, зон, районов.

(1). Австралия	22, 72, 75, 138, 145, 146, 180, 185, 224, 228, 239, 240, 274, 333, 363, 368, 373, 380, 399, 471, 537, [42, 79, 81]
(2). Австрия	59, 60, 120, 160, 174, 210, 232, 255, 294, 295, 341, 362, 400, 464, 489, 494, 530, 532, 539, [21, 88]
(3). Алжир	10, 11, 208, 475, 485, 486, 500, 536, [8, 49, 106]
(4). Англия	21, 30, 66, 73, 98, 127, 128, 129, 140, 153, 154, 213, 214, 273, 282, 289, 291, 310, 319, 324, 365, 381, 406, 411, 473, 499, 505, [7, 27, 64]
(5). Афганистан	71, 398
(6). Болгария	233, 517
(7). Бразилия	183
(8). Вьетнам	438, 468
(9). ГДР	279, 535
(10). Греция	92
(11). Заир	42, 304, 540
(12). Замбия	47
(13). Иран	31, 54, 110, 117, 135, 136, 143, 155, 173, 203, 206, 244, 264, 296, 313, 404, 410, 466, 510, 516, 534
(14). Ирландия	2, 5, 35, 44, 45, 48, 124, 209, 275, 306, 412, 434, 439, 488
(15). Испания	8, 24, 32, 254, 335, 357, 369, 395, 405, 441, [69, 96, 97]
(16). Италия	1, 4, 26, 27, 41, 61, 78, 83—90, 93, 99, 165, 182, 186, 221, 222, 258, 283, 300, 303, 312, 331, 332, 337, 338, 344, 346, 351, 352, 359, 360, 361, 370, 375, 376, 387, 393, 394, 409, 418, 433, 445, 476, 490, 503, 511, [10, 21, 25, 45, 58, 78, 83, 85, 87]
(17). Канада	113, 257, 308, 389, 472, [11, 16, 54, 63, 67, 75]
(18). Кипр	6, 216, 217, 268, 281, 415
(19). Китай	407, 509, [17, 26]
(20). Куба	431
(21). Марокко	9, 33, 77, 80, 82, 147, 172, 181, 290, 408, 442, 463, [8, 9]
(22). Мексика	112, 396, 423, 478
(23). Намибия	512
(24). Новая Зеландия	329, 526
(25). Перу	28, 69, 355, 390, 392, 436, 450, 493, 544, [107]
(26). Польша	116, 326, 440, 513, [13, 92]
(27). Португалия	249, [84]
(28). СССР	3, 13—20, 23, 25, 29, 34, 36—40, 46, 51, 53, 57, 58, 63, 67, 81, 95, 96, 101—107, 109, 111, 114, 121, 130—133, 137, 139, 141, 151, 152, 156, 157, 158, 161, 162, 164, 166—170, 176, 179, 184, 187—199, 201, 202, 204, 205, 207, 212, 215, 223, 226, 229, 230, 231, 234, 236—238, 241, 243, 245—248, 256, 262,

	265—267, 269, 271, 272, 276—278, 284, 287, 293, 297, 298, 305, 307, 309, 311, 313—317, 320—322, 342, 347—350, 353, 358, 377, 378, 382, 385, 386, 388, 397, 401, 402, 412, 416, 417, 419, 420, 424—426, 429, 430, 432, 435, 437, 443, 444, 446—449, 451, 454, 455, 458—460, 462, 465, 467, 469, 470, 477, 480—484, 492, 497, 501, 502, 504, 506—508, 514, 515, 518, 519, 521—525, 527—529, 533, 542, 543, [1, 2, 5, 12, 14, 15, 22, 23, 29—33, 35, 37—40, 44, 46, 48, 50, 52, 60, 65, 68, 70—73, 77, 80, 82, 86, 89, 90, 91, 93, 94, 100—102, 108, 111, 112, 114, 115]
(29). США	12, 49, 50, 52, 56, 74, 97, 108, 115, 118, 125, 126, 142, 148—150, 178, 200, 203, 211, 218—220, 225, 280, 292, 318, 323, 325, 328, 334, 339, 343, 345, 354, 366, 367, 371, 372, 374, 379, 384, 414, 427, 452, 453, 474, 487, 495, 496, 498, 520, 531, 541, [4, 6, 18, 19, 20, 24, 36, 53, 56, 61, 66, 76, 95, 98, 99, 103—105, 109, 116]
(30). Тунис	79
(31). Турция	538, [3]
(32). Франция	76, 250, 252, 253, 259, 263, 299, 327, 391, 403, 457, 491, [57, 59, 74, 110, 113]
(33). ФРГ	100, 285, 364
(34). Чехословакия	7, 65, 122, 123, 134, 159, 175, 251, 270, 286, 336, 340
(35). Швеция	[41, 43, 51, 55, 62]
(36). ЮАР	43, 94, [47]
(37). Югославия	55, 62, 68, 91, 163, 171, 177, 227, 235, 260, 261, 288, 356, 383, 421, 422, 428, 456, 461, [28, 34]
(38). Япония	242

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИИ

После названия месторождения приведен номер страны (в скобках) по Указателю стран.

1. Аббадия Сан-Сальваторе	(16)	т. *2; 147—150
2. Аббитаун	(14)	85
3. Абшир	(28)	255
4. Авеленго	(16)	244
5. Авока	(14)	85
6. Агрикония	(18)	248
7. Адак	(34)	т. 15
8. Азналькольяр	(15)	241
9. Ант Аббес	(21)	105
10. Айн-Кахла	(3)	107
11. Айн-Керма	(3)	т. 2; 153
12. Айрон-Блоссом	(29)	т. 2; 84
13. Акбастау	(28)	271
14. Акжал	(28)	т. 2; 115, 117
15. Аккермановское	(28)	219
16. Алабуга	(28)	255
17. Алаверди	(28)	247
18. Алайгыр	(28)	255
19. Алапаевский рудник	(28)	221
20. Алексеевское	(28)	т. 2; 229
21. Алленхедс	(4)	88
22. Аллигейтор	(1)	т. 2
23. Алтын-Топкан	(28)	т. 2
24. Альмаден	(15)	151
25. Амдерма	(28)	т. 2; 115, 175, 276
26. Антерселва-Антольц	(16)	239
27. Аргентьера	(16)	т. 2; 97
28. Арика	(25)	т. 2; 147
29. Аркалыкский	(28)	194, 199
30. Аркендейл	(4)	т. 2; 88
31. Асби	(13)	242
32. Астурия	(15)	50, 241
33. Аули	(21)	104, 105
34. Аурахмат	(28)	т. 2; 175
35. Ахерлоу	(14)	85
36. Ахтала	(28)	247
37. Ачисай	(28)	т. 2; 56, 115, 120, 121
38. Бадам	(28)	т. 2; 175, 178, 179
39. Бадхыз	(28)	229
40. Байджансай	(28)	123, 255
41. Бакареджо	(16)	т. 2; 96, 246
42. Бакванга	(11)	т. 2; 236
43. Бакума	(36)	т. 2; 160
44. Балливерджин	(14)	85
45. Баллиналак	(14)	т. 2; 85
46. им. Барвинского	(28)	т. 2; 115, 127
47. Бвана Мкубва	(12)	т. 2; 232
48. Беархевен	(14)	85
49. Бек-Таннел	(29)	т. 2; 84
50. Белл	(29)	т. 2; 173
51. Белла	(28)	255
52. Берджин	(29)	т. 2; 84
53. Бескес	(28)	241
54. Биду	(13)	242
55. Билет	(37)	250

* Таблица.

56. Бисби	(29)	т. 2; 232, 234
57. Благодатское	(28)	т. 2; 115, 123, 128
58. Блохинское	(28)	т. 2; 115
59. Бляйберг	(2)	48, 93, 95, 246
60. Бляйберг-Кройтц	(2)	т. 2; 46, 93, 252, 268
61. Бляйберг-Рамец	(16)	94
62. Бобара	(37)	т. 2; 98
63. Бойцовское	(28)	т. 2; 115
64. Боксон	(28)	182
65. Болиден	(34)	т. 15
66. Болтебурн	(4)	88
67. Большепитское	(28)	115
68. Бор	(37)	248
69. Ботка-Пунко	(25)	т. 2; 147
70. Бохор	(36)	98
71. Бохуды	(5)	т. 2; 175
72. Браун	(1)	т. 2; 163
73. Брейн-Гуйог	(4)	т. 2; 89
74. Бристоль	(39)	т. 2; 83
75. Брокен-Хилл	(1)	275
76. Буа-Мадам	(32)	т. 2; 104, 247
77. Бу-Беккер	(21)	т. 2; 104, 248
78. Буггеру-Малдифано	(16)	т. 2
79. Бу-Грин	(30)	т. 2; 106, 248
80. Бу-Дахар	(21)	106, 107
81. Бузинова	(28)	т. 2
82. Бу-Миа	(21)	105
83. Валь-Ведре	(16)	т. 2; 96, 246
84. Валь-Даоне	(16)	244
85. Валь-Марзон	(16)	97
86. Валь-Паскара	(16)	244
87. Валь-Рендена	(16)	243
88. Валь-Ризо	(16)	т. 2; 96, 246
89. Валь-Саббия	(16)	т. 2; 246
90. Варезе	(16)	244
91. Вареш	(37)	т. 2; 98
92. Вартос	(10)	192, 193
93. Веносто	(16)	239
94. Вентерсдорп	(36)	т. 2; 234, 235
95. Верхнеаршинское	(28)	т. 2; 115
96. Верхнее	(28)	т. 2; 18, 123
97. Верхнее Озеро	(29)	277
98. Венстминстер	(4)	т. 2; 89
99. Вилла-Сальто	(16)	240
100. Вислох	(33)	94
101. Власинчихинское	(28)	241
102. Водинское	(28)	т. 2; 229
103. Воздаяно-Цагайское	(28)	т. 2; 115
104. Воздвиженское	(28)	115, 130
105. Воланги-Дароз	(28)	т. 2; 255
106. Восточный Сууктюбе	(28)	115, 121
107. Восточный Таскан	(28)	т. 2; 126
108. Восточный Тинтик	(29)	т. 2; 84
109. Высокогорское	(28)	т. 2; 232, 234
110. Галлех	(13)	242
111. Гаурдак	(28)	т. 2; 229—231, 268
112. Гвадалкацар	(22)	т. 2; 143, 145
113. Гейс-Ривер	(17)	т. 2; 73, 75
114. Генерал-Савинское	(28)	131
115. Гетчелл	(29)	т. 2; 167
116. Гжыбув	(26)	268
117. Годар-гхор-ахан	(13)	242

118. Голд-Экрис	(29)	т. 2; 167, 173
119. Голконд	(4)	т. 2; 88
120. Гольдек	(2)	239
121. Горное Озеро	(28)	257
122. Горный Бенешов	(34)	241
123. Горный Мнеста	(34)	241
124. Гортдром	(14)	85
125. Грандвью	(29)	т. 2; 165
126. Гранд-Гулч	(29)	т. 2; 165
127. Грассингтон	(4)	т. 2; 88
128. Гринхау	(4)	т. 2; 88
129. Гроверейк	(4)	т. 2; 88
130. Гульшад	(28)	271
131. Гумешевское	(28)	т. 2; 232, 233
132. Гурдара	(28)	т. 2; 255
133. Гурулевское	(28)	128
134. Гусарка	(34)	240
135. Гуш-Камар	(13)	242
136. Гхоре-шир-али	(13)	242
137. Гююшлуг	(28)	т. 2; 115, 242
138. Дайсон	(1)	т. 2; 163
139. Дальнегорское	(28)	63
140. Дангл	(4)	т. 2
141. Даут	(28)	240
142. Дейвис-Днордорф	(29)	177
143. Демиркапы	(13)	240
144. Джабали	(17)	т. 2
145. Джабилука	(1)	т. 2; 160, 162, 163
146. Джабилука-Рейнджер	(1)	т. 15
147. Джебель-Сиди-бу-Ауане	(21)	105
148. Джекраббит	(29)	т. 2; 83
149. Джемини	(29)	т. 2; 84
150. Джеррит-Каньон	(29)	т. 2; 167
151. Джижикрут	(28)	т. 2; 63, 136, 137, 255, 263
152. Дзвинячское	(28)	273
153. Дингл	(4)	89
154. Дип-Левел	(4)	т. 2; 89
155. Дудаш	(13)	240
156. Дуйсен	(28)	271
157. Дюресу	(28)	т. 2; 237
158. Екатеринбург-Благодатское	(28)	115, 123, 128, 129
159. Есеники	(34)	242, 243
160. Ет-Фейт-Хейтерванд	(2)	94
161. Жайрем	(28)	255
162. Жанытасское	(28)	т. 2; 226, 227
163. Жировски-Врх	(37)	244
164. Жумарт	(28)	255
165. Жуэнни	(16)	т. 2
166. Западный Салдатсай	(28)	115, 121
167. Западный Сууктюбе	(28)	115, 121
168. Западный Таскан	(28)	т. 2; 126
169. Запокровское	(28)	128
170. Зархок	(28)	т. 2
171. Заяча	(37)	т. 2; 152, 243
172. Зейда	(21)	105
173. Зибцар	(13)	242
174. Зильберберг	(2)	94
175. Злате Горы	(34)	241, 242
176. Зурамахи	(28)	т. 2; 181
177. Идрия	(37)	т. 2; 135, 151, 244, 268
178. Илли-Валли	(29)	т. 2; 83
179. Ильдиканское	(28)	130

180. Имбаймент	(1)	т. 2, 163
181. Имини	(21)	106; 248
182. Инферно	(16)	т. 2; 97
183. Италия	(7)	160
184. Иха	(28)	т. 2; 181
185. Идилри	(1)	т. 2; 160
186. Каве-дель-Предил	(16)	т. 2
187. Кавнок	(28)	т. 2
188. Каданское	(28)	т. 2; 115, 127, 132, 133
189. Кадамджай	(28)	т. 2; 63, 136, 138, 153, 251, 255, 263, 269
190. Кайракты	(28)	255
191. Кальинское	(39)	185
192. Каменское-I	(28)	т. 2; 115
193. Камыс	(28)	255
194. Каннинггам	(28)	т. 2; 165
195. Карабиль	(28)	т. 2
196. Карагайлы	(28)	255
197. Карагач	(28)	т. 2; 115
198. Кара-Камар	(28)	т. 2; 255
199. Каратас	(28)	271
200. Карлин	(29)	167, 173, 174
201. Карповско-Глубокинское	(28)	128
202. Карстовое	(28)	228, 229
203. Кафтари	(13)	242
204. Квайсы	(28)	т. 2; 115, 247
205. Келянское	(28)	т. 2
206. Керамос	(13)	240
207. Керегетас	(28)	255
208. Керзет-Юсеф	(3)	т. 2; 107, 248
209. Кил	(14)	85
210. Клейнартал	(2)	239, 261
211. Клейслтон	(29)	т. 2; 83
212. Кличкинское	(28)	128
213. Клоусхаус	(4)	т. 2; 88
214. Клунд	(4)	т. 2; 89
215. Кокзайбой	(28)	271
216. Коккиноя	(18)	248
217. Коловасос	(18)	248
218. Коппер-Маунтин	(29)	т. 2; 165
219. Коппер-Ридж	(29)	256
220. Коппер-Хоуз	(29)	т. 2; 165
221. Корначино	(16)	т. 2; 147, 148, 150
222. Корнетто-ди-Конфине-Маркин-келе	(16)	239
223. Коровинско-Решетниковское	(28)	т. 2; 232, 234
224. Коронешн	(1)	т. 2; 164
225. Кортец	(29)	т. 2; 167, 173
226. Косогалы	(28)	271
227. Костайник	(37)	243
228. Кохко	(1)	т. 2; 110, 111, 115, 274
229. Коянды	(28)	271
230. Красная Шапочка	(28)	184
231. Краснооктябрьское	(28)	194, 195
232. Крейцек	(2)	239
233. Кремиковцы	(6)	245
234. Крестовский прииск	(28)	128
235. Крупань	(37)	243
236. Крутое	(28)	т. 2; 115
237. Ктай	(28)	255
238. Кти-Теберда	(28)	241, 261
239. Кулей	(1)	т. 2; 110, 274

240. Кулпин	(1)	т. 2; 164
241. Куранах	(28)	т. 2; 168, 173
242. Куроко	(38)	285
243. Кусмурун	(28)	271
244. Кушк	(13)	242
245. Кхнут	(28)	т. 2; 181
246. Кызыл-Дере	(28)	247
247. Кызылэспе	(28)	271
248. Кюелы	(28)	т. 2; 115, 121, 123
249. Лагаоса	(27)	240
250. Ла-Круа-де-Пальер	(43)	т. 2; 104, 247
251. Лан-Дилл	(34)	241
252. Ла-Плань-де-Мако	(32)	245
253. Ларжантьер	(32)	т. 2; 103, 245
254. Ла-Сарса	(15)	241
255. Лафатч	(2)	94
256. Лебединское	(28)	т. 2
257. Лейк-Харбор	(17)	т. 2; 276
258. Лекко	(16)	т. 2; 96, 246
259. Ле-Малин	(32)	т. 2; 103, 245, 263
260. Лепа-Нива	(37)	244
261. Лиза	(37)	т. 2; 152
262. Липовское	(28)	т. 2; 213
263. Лом-От	(32)	240
264. Лоон	(13)	242
265. Лугун-Пуханильское	(28)	т. 2; 115
266. Ляджвардара	(28)	т. 2; 276
267. Ляжан	(28)	т. 2; 180
268. Маврувони	(18)	248
269. Магги-Крик	(28)	т. 2; 167
270. Магурка	(34)	240
271. Маднеули	(28)	248
272. Майданшах	(28)	т. 2; 115
273. Майнера	(4)	т. 2; 89
274. Макартур-Ривер	(1)	110, 111, 115, 274
275. Маллоу	(14)	85
276. Малобыстринское	(28)	т. 2; 276
277. Малокомуйское	(28)	253
278. Мальцевско-Килгинское	(28)	т. 2; 115, 129, 130
279. Мансфельд	(9)	244
280. Марипоза	(29)	т. 2; 142, 143
281. Маснати	(18)	248
282. Массон-Хилл	(4)	т. 2; 89
283. Масуа-Аскарези	(16)	т. 2; 98, 240
284. Маячного хребта	(28)	115
285. Мегген	(33)	241
286. Медзиброд	(34)	240
287. Меднорудянское	(28)	т. 2; 232, 234
288. Межица	(37)	т. 2; 97, 98, 245, 252
289. Менс-и-Сефи	(4)	т. 2; 89
290. Мибладен	(21)	104—106
291. Миллклоуз	(4)	т. 2; 88
292. Минерва-I	(29)	177
293. Миргалимсай	(28)	285
294. Миртенграбен	(2)	246, 247
295. Миттерзиль	(2)	239
296. Мишрак	(13)	229
297. Могох	(28)	181
298. Могут	(28)	т. 2
299. Мозог	(32)	190
300. Монтауто	(16)	248
301. Монтебуоно	(16)	т. 2; 147, 148, 151

302. Монте-Кализно	(16)	94
303. Монтепони	(16)	т. 2; 98, 240
304. М'Пасса	(11)	т. 2; 108, 109
305. Мульдайсние прински	(28)	т. 2; 115
306. Наван-Тара	(14)	т. 2; 85, 87
307. Накимезр	(28)	т. 2; 181
308. Нанисввик	(17)	т. 2; 71
309. Немировское	(28)	268
310. Нентхед	(4)	т. 2; 88
311. Николаевское	(28)	т. 2; 115, 123
312. Новацца	(16)	243
313. Новойдерлинское	(28)	215
314. Новоежовское	(28)	233
315. Новомосковское	(28)	180
316. Новосокловское	(28)	128, 132
317. Новоявленское	(28)	128
318. Норт-Лили	(29)	т. 2; 84
319. Нью-Брансепет	(4)	т. 2; 88
320. Огнѐ	(28)	т. 2
321. Озерное	(28)	127
322. Октябрьское	(28)	229
323. Олд Бони Таннел	(29)	т. 2; 165
324. Олд-Ганг	(4)	т. 2; 88
325. Олд-Лид-Белт	(29)	т. 2; 78
326. Олькуш	(26)	251
327. Орноль	(32)	240
328. Орфан	(29)	т. 2; 165
329. Охаки	(24)	175
330. Оцбах-Кух	(13)	242
331. Паглио	(16)	т. 2; 96
332. Паглио-Пигнолино	(16)	т. 2; 245, 246
333. Палит	(1)	т. 2; 164
334. Пан-Американ	(29)	т. 2; 83
335. Пезе	(15)	245
336. Пезнок	(34)	240
337. Пеппикседа	(16)	т. 2
338. Перду Карта	(16)	99
339. Перевальное	(28)	т. 2; 115
340. Пернек	(34)	240
341. Перриналь	(2)	241
342. Петрищевское	(28)	т. 2; 115
343. Пичер-Филд	(29)	т. 2; 80
344. Пигнолино	(16)	т. 2; 96
345. Пиоч	(29)	т. 2; 83
346. Поджо-Фуоко	(16)	248
347. Подмосковное Шенуровское	(28)	т. 9; 210, 211
348. Подорожное	(28)	т. 2; 229
349. Порожнинское	(28)	т. 2; 217, 218
350. Почекуевское	(28)	128
351. Презолано	(16)	96, 245, 246
352. Прейт	(16)	243
353. Преображенское	(28)	т. 2; 115, 128
354. Принс	(29)	т. 2; 83
355. Пукакапа	(25)	т. 2; 147
356. Пухорже	(37)	98
357. Пъедрофито-де-Себреро	(15)	241
358. Пышминско-Ключевское	(28)	285
359. Пьяджоне	(16)	248
360. Пьянда Барко	(16)	т. 2; 97
361. Райбл	(16)	т. 2; 95, 96, 245, 246, 269
362. Рамдер	(2)	242
363. Рам-Джангл	(1)	т. 2; 160
364. Раммельсберг	(34)	241

365. Редбурн	(4)	т. 2; 88
366. Рейн	(29)	т. 2; 167
367. Рейнбад	(29)	т. 2; 142
368. Рейнджер-II	(1)	т. 2; 163
369. Реосин	(15)	т. 2; 104, 245
370. Рете-Валла	(16)	т. 2; 97
371. Ривервью	(29)	т. 2; 165
372. Риденор	(29)	т. 2; 165
373. Ридж	(1)	т. 2; 110, 274
374. Ридж-энд-Валли	(29)	т. 2; 84
375. Рио-Тинто	(16)	241
376. Рио-Фреда	(16)	243
377. Риштан	(28)	229
378. Роздол	(28)	230, 268
379. Розиклер	(29)	т. 2; 175
380. Рокхол	(1)	т. 2; 164
381. Роусисмор	(4)	т. 2; 89
382. Ртутно-Ильдиканское	(28)	128
383. Руница	(37)	98
384. Саванник	(29)	т. 2; 165
385. Савинское	(28)	128
386. Садовое	(28)	т. 2; 18, 123
387. Салафосса	(16)	т. 2; 97, 121, 245, 246, 252
388. Салдатсай	(28)	т. 2; 115
389. Салливан	(17)	т. 15
390. Сан-Рока	(25)	т. 2; 147
391. Сан-Салви	(32)	240
392. Санта-Барбара	(25)	т. 2; 147
393. Санта-Бенедетто	(16)	т. 2; 98
394. Санта-Джованни	(16)	т. 2; 98
395. Сан-Тельмо	(15)	241
396. Сан-Хосе	(22)	т. 2, т. 15; 146
397. Сардана	(28)	т. 2; 115, 123, 124, 125, 127, 250
398. Сары-Санг	(5)	т. 2; 276
399. Саут-Алигейтор	(1)	160, 163
400. Саут-Мур	(4)	т. 2; 88
401. Северный Сууктубе	(28)	115, 121, 123
402. Сегенях	(28)	т. 2; 126, 250
403. Сентейн	(32)	т. 2; 102, 242
404. Сергуза	(13)	245
405. Серо-Колорадо	(15)	241
406. Сетлингстоун	(4)	т. 2; 88
407. Сингуаньшань	(19)	т. 2; 136, 156, 158
408. Сиди-Тнар	(21)	105
409. Сиеле	(16)	147, 148, 150
410. Сизма-Ладик	(13)	т. 2
411. Силвербенд	(4)	т. 2; 88
412. Силвермайнс	(14)	т. 2; 85, 86
413. Синарское	(28)	т. 2; 213
414. Сиу	(29)	т. 2; 84
415. Скурютисса	(18)	248
416. Слюдянское	(28)	т. 2; 276
417. Солонечное	(28)	т. 2
418. Сотнель Коронадо	(15)	241
419. Спасской горы	(28)	128
420. Среднезерентуйское	(28)	132
421. Стантр	(37)	т. 2; 102
422. Стара-Планина	(37)	244
423. Староежовское	(22)	233
424. Старозерентуйское	(28)	129
425. Старопокоевское	(28)	132
426. Степано-Петровский рудник	(28)	130

427. Стерлинг	(29)	276
428. Столице	(37)	т. 2; 151, 152, 243, 268
429. Сууктубе	(28)	т. 2; 115, 271
430. Сырейско-Каменнодольское	(28)	т. 2; 229
431. Сьера-Акуль	(20)	т. 2; 190
432. Таборное	(28)	т. 2
433. Тавризно	(16)	т. 2
434. Тайнаг	(14)	т. 2; 85, 86
435. Тайнинское	(28)	т. 2; 115, 130
436. Такча	(25)	т. 2; 147
437. Тандзут	(28)	248
438. Тань-Мои	(8)	т. 2; 229
439. Тара (Наван)	(14)	т. 2; 85, 87
440. Тарнобжег	(26)	268
441. Тарсис	(15)	240
442. Тасдремит	(21)	106, 248
443. Таскайнар	(28)	т. 2; 175, 178
444. Татарское	(28)	т. 2
445. Тафоне	(16)	248
446. Ташбулак	(28)	т. 2; 141
447. Ташрабат	(28)	т. 2; 140
448. Телекское	(28)	т. 2; 223—225
449. Тенегинское	(28)	т. 2; 115
450. Тесаро-Орхо	(25)	т. 2; 147
451. Тесик-Тас	(28)	271
452. Тинтик	(29)	285
453. Тинтик-Стандарт	(29)	84
454. Тоймасшоки	(28)	271
455. Токминское	(28)	т. 2; 115
456. Топла	(37)	98
457. Трев	(32)	т. 2; 104
458. Третье-Спасское	(28)	129
459. Трех-Святское	(28)	131, 132
460. Троицкие рудники	(28)	т. 2; 115, 128
461. Трояне	(37)	243
462. Трускавешское	(28)	273
463. Тунсит	(21)	104, 248
464. Тукс	(2)	239
465. Турк-Парида	(28)	т. 2; 255
466. Турхал	(13)	240
467. Туяк	(28)	271
468. Тхонг-Бай	(8)	т. 2; 229
469. Тыры	(28)	т. 2; 126
470. Тюя-Муюн	(28)	165
471. Уайт	(1)	163
472. Уайт-Пайн	(17)	т. 15
473. Уайтхипс	(4)	т. 2; 88
474. Уалдрон	(29)	т. 2; 142
475. Уарсенис	(3)	107
476. Удине	(16)	т. 2; 94
477. Узынжал	(28)	115
478. Уйтцукко	(22)	т. 2; 136, 144, 153
479. Уралбай	(28)	115, 117, 285
480. Уруй	(28)	т. 2; 115, 127
481. Уруп	(28)	241
482. Успенское	(28)	255
483. Уч-Кулач	(28)	18, 55, 63, 115—117, 250, 254, 255, 268, 286
484. Ушкатын-III	(28)	т. 2; 115, 255, 274
485. Уэд-Зундер	(3)	т. 2; 104
486. Уэд-Мекта	(3)	104

487. Уэст-Грин	(29)	177
488. Уэст-Карбери	(14)	85
489. Фелбергал	(2)	239, 261
490. Феррара	(16)	т. 2; 97
491. Фижеак	(32)	т. 2; 104, 247
492. Филлизчай	(28)	247
493. Фолтрикера	(25)	т. 2; 147
494. Форштау	(2)	244
495. Франклин	(29)	276
496. Фреска	(29)	т. 2; 142
497. Хайдаркан	(28)	255, 263, 268
498. Хак Каньон	(29)	т. 2; 165
499. Халкин-Майнер	(4)	89
500. Хамнат	(3)	т. 2; 153, 154
501. Хамна	(28)	т. 2
502. Ханцаркамахи	(28)	т. 2; 181
503. Хафершток	(16)	94
504. Хашим-Ойык	(28)	т. 2; 237
505. Хендер	(4)	т. 2; 89
506. Хулес	(28)	241
507. Цаблана	(28)	248
508. Центральный Сууктубе	(28)	115, 121
509. Цинлун	(19)	т. 2; 156, 159, 251
510. Цой	(13)	242
511. Цольфьере	(16)	248
512. Пумб (Тсумб)	(23)	т. 2; 108, 109, 276
513. Чайкув	(26)	268
514. Чангырташ	(28)	229
515. Чаувай	(28)	251
516. Чезмех-Шир	(13)	242
517. Челопеч	(6)	248
518. Черемшанское	(28)	т. 2; 213, 214
519. Чибухлы	(28)	248
520. Чизос	(29)	т. 2; 142—144
521. Чокпак	(28)	232
522. Чункей	(28)	т. 2
523. Чулинское	(28)	128
524. Шалкия	(28)	255
525. Шамлуг	(28)	247
526. Шампейн-Пулс	(24)	175
527. Шантым-Прилукская группа	(28)	т. 2; 115
528. Шарм	(28)	т. 2
529. Шахардарское	(28)	т. 2; 115, 128
530. Шварц-Брихлегг	(2)	242
531. Шидер	(29)	т. 2; 165
532. Шлайнинг	(2)	239
533. Шорсу	(28)	229, 231
534. Шурех	(13)	242
535. Эйслебен	(9)	т. 15; 244
536. Эль-Абед	(3)	т. 2; 104
537. Эль-Ширана	(1)	т. 2; 169
538. Эргани-Маден	(31)	248
539. Эрцберг	(2)	242
540. Этуаль-дю-Конго	(11)	т. 2; 232
541. Юрика-Хилл	(29)	т. 2; 84
542. Язово	(28)	268
543. Як	(28)	т. 2; 126
544. Ярампа	(25)	т. 2; 147

УКАЗАТЕЛЬ РУДОНОСНЫХ РЕГИОНОВ, ПОЯСОВ, ПРОВИНЦИЙ, ЗОН, РАЙОНОВ

После названия приведен номер страны (в круглых скобках)
по Указателю стран

[1]. Алапаевский район	(28)	56, 183
[2]. Алтае-Саянский регион	(28)	182, 224
[3]. Анатолийская провинция	(13, 31)	240, 245
[4]. Аппалачская провинция	(29)	80, 207, 256, 267
[5]. Аркалыкский район	(28)	194, 196, 199—206
[6]. Арканзас район	(29)	207
[7]. Аскригг район	(4)	88
[8]. Атлаская провинция	(3, 21)	104
[9]. Аули-Мибладен район	(21)	104
[10]. Ауронцо район	(16)	97
[11]. Баффинова Земля регион	(17)	72
[12]. Бирксуйский район	(28)	141, 251
[13]. Болеславик район	(26)	244
[14]. Бугузун-Богутинский район	(28)	т. 15
[15]. Бытомский район	(28)	89, 91
[16]. Вал-д'Ор район	(17)	т. 15
[17]. Ваньшаньская провинция	(19)	155, 156
[18]. Верхнемиссисипской долины район	(29)	74, 76
[19]. Внешняя дуга район	(29)	207, 209
[20]. Внутренняя дуга район	(29)	207
[21]. Восточно-Альпийская провинция	(2, 16)	93, 97, 239, 243, 244, 245, 247, 252, 258, 288
[22]. Восточное Забайкалье регион	(28)	115, 126, 127, 130
[23]. Восточный Казахстан регион	(28)	212, 216
[24]. Восточный Тинтик район	(29)	т. 2; 84
[25]. Горно район	(16)	96, 97, 245, 246, 252, 269
[26]. Гуйчжоу регион	(19)	т. 2; 56, 155—157, 159, 251
[27]. Дербишир район	(4)	88, 175
[28]. Динарская провинция	(37)	244, 256
[29]. Енисейский кряж регион	(28)	т. 2; 115, 168, 217, 218; 261, 266
[30]. Жайльминско-Успенский район	(28)	279
[31]. Закавказский регион	(28)	239, 242, 247, 248
[32]. Западно-Тургайский район	(28)	196, 199
[33]. Западный склон Урала регион	(28)	т. 2; 168, 270
[34]. Заяча-Крупени район	(37)	т. 15; 151
[35]. Ивдельский район	(28)	183
[36]. Иллинойс—Кентукки район	(29)	175, 176, 251, 262, 273
[37]. Казахстан регион	(28)	224
[38]. Каратау регион	(28)	120, 138, 225
[39]. Карпинский район	(28)	183, 184
[40]. Кашинско-Троицко-Байновский район	(28)	т. 2 290
[41]. Кедтреск район	(35)	т. 15
[42]. Кохко-Кулей район	(1)	115
[43]. Кристинберг район	(35)	т. 15
[44]. Курунурахский район	(28)	т. 2; т. 15; 170, 171, 262
[45]. Кутрас район	(16)	249
[46]. Кюелы-Сууктюбинский район	(28)	115, 121
[47]. Лихтенбург район	(36)	т. 2; 234
[48]. Магнанский район	(28)	181, 285
[49]. Магрибская зона	(3)	154
[50]. Майско-Кыллахская зона	(28)	256, 278, 285
[51]. Малонесет район	(35)	т. 15
[52]. Марининская Тайга район	(28)	168
[53]. Маскот-Джефферсон-Сити район	(29)	т. 2, т. 15; 63, 81—83, 255, 278, 279, 288
[54]. Маттагами район	(17)	т. 15

[55]. Менстреск район	(35)	т. 15
[56]. Миссурийский район	(29)	76, 79, 262
[57]. Монтань-Нуар район	(32)	240
[58]. Монте-Амиата район	(16)	135, 147, 148, 150, 249, 268
[59]. Монтредон-Монтань-Нуар зона	(32)	240, 261
[60]. Мурско-Тасеевский район	(28)	т. 15
[61]. Невада (Невадийский) пояс	(29)	т. 2
[62]. Неслиден район	(35)	т. 15
[63]. Норанда район	(17)	т. 15
[64]. Олстон район	(4)	88
[65]. Оронская зона	(28)	266
[66]. Остинвилл-Айванхо район	(29)	82
[67]. Пайн-Пойнт район	(17)	64, 66, 68, 70, 71, 93, 250, 268
[68]. Петропавловский район	(28)	130
[69]. Пикос-де-Эуропа район	(15)	241
[70]. Поволжье регион	(28)	т. 9
[71]. Подмосковный район	(28)	212
[72]. Полевской район	(28)	т. 2
[73]. Полетаевский район	(28)	220
[74]. Понжибо район	(32)	247
[75]. Поркьюпайн район	(17)	т. 15
[76]. Поуэлл-Ривер район	(29)	256
[77]. Прибайкальский район	(28)	т. 15
[78]. Райбл-Кройтц район	(16)	т. 15; 95, 96, 245, 246
[79]. Рам-Джангл район	(1)	т. 2, т. 15; 160, 163
[80]. Режский район	(28)	56, 213
[81]. Рейнджер район	(1)	160
[82]. Саккырырский район	(28)	т. 2, т. 15; 250
[83]. Салафоса-Ауронцо район	(16)	97
[84]. Сан-Доминго район	(27)	т. 15
[85]. Сан-Пьер-дю-Конталь район	(16)	249
[86]. Сардана-Пуханильская зона	(28)	262, 268, 278, 279, 285, 287
[87]. Сардиния регион	(16)	т. 2, т. 15; 56, 98, 240, 253
[88]. Северный Тироль район	(2)	48
[89]. Северо-Уральский район	(28)	183, 190
[90]. Сетте-Дабанская провинция	(28)	126, 171, 250, 252, 256, 257, 266
[91]. Сибирь регион	(28)	т. 9; 224
[92]. Силезско-Краковский район	(26)	т. 15; 89, 268
[93]. Средняя Азия регион, провинция	(28)	243, 263, 279
[94]. СУБР район	(28)	т. 2, т. 3, т. 15; 51, 279
[95]. Сунтуотер район	(29)	82, 256
[96]. Сьера-де-Лухар район	(15)	245
[97]. Сьера-Картахена район	(15)	241
[98]. Терлингва район	(29)	142
[99]. Три-Стейт район	(29)	т. 2, т. 15; 79, 80, 262, 273
[100]. Тургайская провинция	(28)	194, 196, 216, 219
[101]. Уфалейский район	(28)	213, 214
[102]. Учуро-Майский район	(28)	168
[103]. Флорида регион	(29)	70, 220
[104]. Фолл-Транг район	(29)	82
[105]. Фриденсвилл район	(29)	т. 2, т. 15; 81, 82
[106]. Ходна район	(3)	107
[107]. Хуанкавелика район	(25)	т. 2, т. 15; 135, 143, 146, 147
[108]. Центральноалданский район	(28)	т. 2; 56, 168, 170
[109]. Центральный Тинтик район	(29)	т. 2; 84
[110]. Центральный Французский массив регион	(32)	189, 245, 247, 267, 273
[111]. ЮБР район	(28)	т. 2
[112]. Южная Сибирь регион	(28)	222
[113]. Южно-Французская провинция	(32)	т. 4; 188, 190, 246
[114]. Южный Тянь-Шань регион	(28)	192, 255

- [115]. Южный Урал регион (28) 168, 215, 219, 224
 [116]. Юрика район (29) т. 15; 84

Районы и провинции, показанные на схеме «Распространение экзокарста...»,
 но не описанные в тексте

- [117]. Балатон
 [118]. Бахорский район
 [119]. Ганти
 [120]. Джорджия
 [121]. Далмацкая провинция
 [122]. Карский район
 [123]. Квейшоу
 [124]. Крым
 [125]. Кузнецкий Алатау
 [126]. Мазари-Шерифский район
 [127]. Мархинский район
 [128]. Парнасский район
 [129]. Прииргизский район
 [130]. Салаир
 [131]. Северный Кавказ
 [132]. Средний Тиман
 [133]. Тихвинский район
 [134]. Центральные Апеннины
 [135]. Ямайка

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Словарь карста	6
Введение	11
К вопросу об определении карста	—
Определение карста	12
Карст, кора выветривания и зона гипергенеза	15
Карст, метасоматизм и перекристаллизация	17
Таксономия карста	19
Часть I. Карст	22
Гидродинамическая зональность карста	—
Типоморфные полости гидродинамических зон	24
Особые случаи гидродинамической зональности	27
Вещественный состав карстовых пород	29
Минералогия карста	—
Литология карста	31
Структурно-морфологическая классификация карстовых систем	34
Структурно-динамические типы карстовых систем	39
Диагностические признаки палеокарста	42
Часть II. Карстовые месторождения	44
Некоторые замечания к генетическим моделям карстовых месторождений	—
Принципы классификации	52
Свинец и цинк	63
Канада	64
США	74
Европа	85
Африка	104
Австралия	110
СССР	115
Сурьма и ртуть	135
СССР	136
Северная Америка	142
Южная Америка	146
Европа	147
Африка	153
Азия	155
Уран	160
Золото	167
Флюорит, барит, целестин	175
Исландский шпат	181
Алюминий	182

Бокситы	182
Хемаллиты	209
Никель	212
Марганец	216
Железо	219
Фосфориты	222
Сера самородная	229
Малахит	232
Алмазы	234
Мраморный онкс	236
Часть III. Парагенетические связи, общие закономерности размещения и формирования различных типов карстового и некарстового оруденения	238
Пространственно-временные (зональные) ряды месторождений	—
Металлогенические эпохи Средиземноморского подвижного пояса и его обрамления	—
Вертикальная минерально-геохимическая зональность карстовых месторождений	249
Латеральная изохронная зональность	252
Латеральная полихронная зональность	253
Диагональная зональность	254
Эволюционная зональность	256
Общие региональные закономерности размещения месторождений	259
Согласные месторождения в геосинклинальных трогах	—
Совместимость полиметаллического и сурьмяно-ртутного оруденения	263
Рудоносность чехла платформ	267
Главные условия формирования крупных месторождений	—
Критерии прогноза	270
Критерии рудоносности геотектонических (металлогенических) систем	—
Критерии рудоносности блоков земной коры	273
Критерии рудоносности слоев земной коры	275
Критерии рудоносности формационных комплексов	278
Критерии рудоносности формационных ритмов	286
Список литературы	291
Указатель стран	295
Указатель месторождений	297
Указатель рудоносных регионов, поясов, провинций, зон, районов	306

Числа на схемах «Распространение экзокарста и связанного с ним оруденения» и «Распространение эндокарстового оруденения» (см. форзац) соответствуют указателям: номера без скобок — Указателю месторождений, номера в квадратных скобках — Указателю рудоносных регионов, поясов, провинций, зон, районов, номера в круглых скобках — Указателю стран.

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ИЗДАНИЕ

**Кутырев Эдуард Иванович, Михайлов Борис Михайлович,
Ляхницкий Юрий Сергеевич**

КАРСТОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Редактор издательства Л. Г. Ермолаева
Переплет художника А. И. Бородина
Технический редактор С. А. Колаш
Корректор С. М. Витис

ИБ № 7597

Сдано в набор 15.12.88. Подписано в печать 28.06.89. М-23221.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная.
Печать высокая. Усл. печ. л. 19,5. Усл. кр.-отг. 20,5. Уч.-изд. л. 23,18.
Тираж 1160 экз. Заказ 659/813. Цена 1 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171,
ул. Фарфоровская, 18.
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ



В 1990 г. Ленинградское отделение издательства «Недра» выпускает новые книги по геологии:

Прасолов Э. М. Изотопная геохимия и происхождение природных газов. 20 л. 4 р. 30 к.

Изложены методика и техника изучения изотопного состава углерода, азота, аргона и других инертных газов, приведена форма представления результатов измерений. Рассмотрены причины, определяющие изотопный состав различных газов, выявлены главные из них, разработаны изотопные генетические критерии и типизация природных газов. Приведены примеры использования изотопно-геохимических данных для решения проблемы происхождения и миграции природных газов и других геологических задач.

Для научных работников — геологов и геохимиков, работающих в области нефтегазовой и рудной геологии.

Шаблинская Н. В., Буданов Г. Ф., Лазарев В. С. Промежуточные комплексы платформенных областей СССР и их нефтегазоносность. 18 л. 3 р. 90 к.

Проведена систематизация и дан анализ особенностей распространения и тектонического строения промежуточных комплексов, показаны их взаимоотношения с фундаментом и платформенным чехлом. Приведена схема эволюции литосферы территории платформ СССР в позднем протерозое и фанерозое. На основе анализа показателей нефтегазоносности выполнено нефтегеологическое районирование промежуточных комплексов и выявлены наиболее перспективные бассейны. Рассмотрены наиболее целесообразные направления поисков месторождений нефти и газа в промежуточных комплексах платформ.

Для геологов и геофизиков нефтяников, занимающихся изучением глубинной структуры нефтегазоносных регионов и поисками залежей углеводородов.

Своевременно оформляйте заказы на необходимые Вам издания. Помните, что тиражи книг определяются предварительными заказами, поступившими в магазины.

Предварительные заказы принимают фирменный магазин № 17 «Недра» (199178, Ленинград, Средний пр., 61), магазин № 115 (117334, Москва, Ленинский пр., 40), магазины — опорные пункты издательства «Недра», а также все книжные магазины, распространяющие научно-техническую литературу.

