

Sb

В. И. Бергер

**СУРЬМЯНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

НЕДРА

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

В. И. Бергер

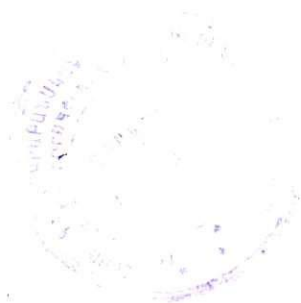


**СУРЬМЯНЫЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ)**

2727



ЛЕНИНГРАД · «И Е Д Р А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1978



Бергер В. И. Сурьмяные месторождения (закономерности размещения и критерии прогнозирования). Л., Недра, 1978. 296 с. (М-во геологии СССР. Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

Книга содержит первую геологическую сводку по 25 сурьмяным провинциям мира, в том числе по 10 главным провинциям СССР. Дана геолого-минералогическая характеристика месторождений сурьмы, условий их формирования и размещения. Провинции типизированы по составу сурьмяного и ассоциирующего с ним оруденения, преобладающим рудным формациям, тектоно-магматическим особенностям.

Приведена классификация сурьмяных рудных формаций. Детально охарактеризованы главные промышленные формации, охватывающие стратиформный и жильный типы оруденения: киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная, золото-антимонитовая березитовая, антимонитовая и антимонит-ферберитовая аргиллизитовые формации. Рассмотрены их диагностические признаки, локальные и региональные закономерности размещения месторождений, эволюция и регенерация оруденения, а также критерии прогнозирования. Показана возможность применения последних при поисках месторождений сурьмы и прогнозной оценке рудоносных территорий разного масштаба.

Книга предназначена для широкого круга геологов, занимающихся поисками, разведкой и изучением рудных месторождений.

Табл. 15, ил. 64, список лит. 252 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сурьма принадлежит к элементам V группы периодической системы, порядковый номер ее 51, относительная атомная масса 121,76, в природе известны два стабильных изотопа — ^{121}Sb (57,25%) и ^{123}Sb (42,75%). Кларк сурьмы, по А. П. Виноградову, составляет $5 \cdot 10^{-5}\%$. Она примерно в равной мере распространена в основных и кислых изверженных породах, но отчетливо накапливается в глинисто-сланцевых отложениях ($1,2 \cdot 10^{-4}\%$). Близкое к этому содержание сурьмы $1 \cdot 10^{-4}\%$ установлено в современных глинистых океанических осадках. В черных медистых сланцах Мансфельда сурьма содержится в количестве 0,03%. Повышенные концентрации металла отмечены также в бокситах (около $2 \cdot 10^{-4}\%$), фосфоритах (до $1,2 \cdot 10^{-4}\%$), углях (0,024% и выше) [97]. Эти данные, по-видимому, указывают на общую фельсифильную тенденцию в геохимическом поведении сурьмы (Ю. К. Бурков, 1973 г.), накапливающейся в определенных фациях осадочной оболочки литосферы.

В природных соединениях сурьма имеет две валентности — Sb^{3+} и Sb^{5+} , соответствующие ионные радиусы 0,90 и 0,62 Å, обладает выраженными амфотерными свойствами, проявляя себя, с одной стороны, как халькофильный элемент, образующий весьма распространенный сульфид — антимонит Sb_2S_3 , с другой — как типичный металлоид, участвующий в строении большого числа сложных минералов типа тиоокислот сурьмы. В этих минералах четко проявлен изоморфизм сурьмы, мышьяка, висмута и др. Сурьма и ее соединения отличаются невысокой летучестью, за исключением галогенидов сурьмы SbCl_3 , легко возгоняющихся при относительно низких температурах (упругость паров 1 мм рт. ст. при 49°C и 20 мм рт. ст. при 100°C). Характерна высокая растворимость сульфида сурьмы в растворах щелочей и сернистых щелочных металлов.

Благодаря многообразию химических свойств и высокой подвижности сурьма участвует в составе большого числа разнотипных природных соединений, образуя более 120 минералов: от самородной сурьмы и интерметаллических соединений, простых сульфидов и антимонидов до сложных сульфоантимонитов

и окисных соединений. Минералы сурьмы присутствуют в медно-никелевых и платиновых месторождениях расслоенных ультраосновных интрузий (Бушвелд, Садбери), отмечены в редкометальных пегматитах, скарнах, метаморфогенных образованиях (сурьмосодержащие рутилы Центрального Французского массива). Основные концентрации металла связаны с гидротермальными месторождениями. Производство главной массы сурьмы (не менее 85%) обеспечивается переработкой собственно антимонитовых руд, иногда с заметными количествами бертьерита FeSb_2S_4 , реже гудмундита FeSbS . Кроме того, сурьма извлекается из окисленных руд, состоящих из валентинита Sb_2O_3 , сенармонита Sb_2O_3 , сервантита Sb_2O_4 , стибиконита $\text{Sb}_2\text{O}_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, кермезита $\text{Sb}_2\text{S}_2\text{O}$ и т. п. В свинцовых, сурьмяно-свинцовых, золотых, медных рудах носителями сурьмы являются в первую очередь буланжерит $5\text{PbS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$, джемсонит $4\text{PbS} \cdot \text{FeS} \cdot 3\text{Sb}_2\text{S}_3$, тетраэдрит $5\text{Cu}_2\text{S} \cdot 2\text{ZnS} \cdot 2\text{Sb}_2\text{S}_3$. В распространенных сульфидах полиметаллических месторождений — пирите, галените, сфалерите и др. — примесь сурьмы составляет от десятитысячных до сотых долей процента, извлечение ее связано с большими технологическими трудностями.

Сурьма входит в группу металлов, используемых человеком с древнейших времен. С прогрессом техники она находит все большее применение в различных областях экономики, в первую очередь в изготовлении аккумуляторов, специальных сплавов, огнестойких тканей и пластмасс. Мировое производство сурьмы увеличивается на 3—5% в год и достигло в 1975 г. 75,4 тыс. т [244]. По подсчетам автора, с 1860 по 1975 г. в мире добыто около 2,8 млн. т металла, почти половина этого количества получена за последние 30 лет. Запасы сурьмы в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах по данным ВГФ [83] составляют 1651 тыс. т. Основным источником сурьмы являются монометалльные сурьмяные, а также комплексные ртутно-сурьмяные и золото-сурьмяные месторождения Китая, ЮАР, Боливии, Мексики, Турции, Среднеазиатской провинции и Востока СССР и др. Общие мировые ресурсы оцениваются американскими специалистами в 5,6 млн. т, из них 3,8 млн. т принадлежат месторождениям Южного Китая [210].

В дореволюционной России практически не было собственной сурьмяной индустрии, хотя отдельные проявления на Урале, в Забайкалье, ряде других областей были известны с конца XIX — начала XX в. Описания этих месторождений и находок, сделанных в первые годы советской власти, даны в кратких сводках К. И. Богдановича и др. (1917 г.), П. П. Азбелева, В. С. и Вл. С. Домаревых [2]. В 30-е годы в результате работ Таджикско-Памирской и других экспедиций были намечены основные перспективные Среднеазиатской сурьмяно-ртутной провинции, ставшей основой сурьмяной сырьевой базы страны.

Изучению сурьмяных месторождений посвящены работы отечественных исследователей — Д. И. Щербакова, А. А. Саукова, В. И. Смирнова, В. Э. Пояркова, В. П. Федорчука, Н. А. Никифорова, З. В. Сидоренко и других. Исторически сложилось так, что большая часть работ касается лучше изученных и освоенных пластовых сурьмяных месторождений Среднеазиатской провинции. Среди зарубежных работ в первую очередь должны быть отмечены исследования Ф. Алфельда, А. Маухера, Д. Э. Уайта и других по некоторым важным сурьмяным провинциям и общим вопросам геологии сурьмяных месторождений.

Не потеряли во многом своего значения изданные более 25 лет назад краткие сводки по сурьмяным месторождениям мира Ц. Вана [241], Х. Квинринга [220], Н. П. Сажина [115], В. Э. Пояркова [105]. Новейшие данные по главным сурьмяным и сурьмяно-ртутным месторождениям СССР обобщены в фундаментальных сводках, изданных в последние годы [49, 127].

При написании настоящей работы использованы указанные источники, а также разрозненные, но достаточно обильные литературные материалы по советским и зарубежным месторождениям сурьмы, результаты собственных многолетних исследований автора в области сурьмяной и ртутной рудоносности Востока СССР. Несмотря на определенную неполноту информации по отдельным крупным объектам, накопленные к настоящему времени сведения по строению, условиям размещения и формирования сурьмяных месторождений позволяют дать характеристику главных рудных провинций, классифицировать сурьмяные месторождения с выделением главных промышленных типов и, что представляется особенно существенным, дифференцировать закономерности размещения и критерии прогнозирования, присущие каждому из типов оруденения. Важность задачи такого рода определяется необходимостью расширения и укрепления сурьмяной сырьевой базы страны, повышения эффективности поисков месторождений сурьмы как в традиционных, так и в новых районах. В полном объеме эта задача ранее не ставилась.

В соответствии с целями, определенными названием работы, она разделена на три части. В первой части дана характеристика сурьмяных рудных провинций, отдельно описаны провинции СССР и зарубежных стран. Рассмотрение ведется по континентам от древних, докембрийских, провинций к молодым. Во второй части приведена классификация сурьмяных рудных формаций, дана характеристика важнейших из них, рассмотрены локальные и региональные закономерности размещения месторождений главных формационных типов. Отдельные разделы посвящены некоторым общим вопросам металлогении сурьмы и эволюции сурьмяного оруденения, критериям прогнозирования сурьмяных месторождений.

Раздел, посвященный Среднеазнатской провинции, написан совместно с Н. С. Мудрогиной, использовавшей материалы своих многолетних исследований ртутно-сурьмяных месторождений этого региона.

При проведении полевых исследований и подготовке рукописи к изданию существенную помощь автору оказали товарищи по работе Н. С. Мудрогина, В. Г. Кузьмин, М. Н. Дыжина, С. В. Мамонов и Л. А. Смирнова. Многие определительские и аналитические работы выполнены в лабораториях ВСЕГЕИ М. Н. Голубчиной, Ю. Ф. Левицким, С. Л. Миркиной, К. С. Мищенко, А. А. Москалюк, Е. Л. Розиновой, Н. И. Шумской. При изучении сурьмяных месторождений и написании книги автор пользовался советами и консультациями В. П. Федорчука, Н. А. Озеровой, М. И. Ициксона, В. К. Денисенко, А. К. Иогансона, И. В. Кунаева, К. А. Маркова. Отдельные вопросы геологии, условий размещения сурьмяных месторождений автор обсуждал в разное время с П. В. Бабкиным, Ф. И. Вольфсоном, Л. И. Красным, Е. А. Радкевич, Р. И. Соколовым, С. Д. Шером. Ценные замечания были сделаны Д. В. Рундквистом, постоянно поддерживавшим автора в организации и проведении исследований. Всем названным лицам, а также еще многим геологам восточных районов СССР, чье содействие способствовало разработке затрагиваемых в книге вопросов, автор выражает глубокую признательность.

Часть первая

СУРЬМЯНЫЕ РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ

Глава 1. Сурьмяные рудные провинции СССР — 10

Енисейский край (10). Уральская провинция (17). Казахстанская провинция (19). Среднеазиатская провинция (22). Кавказская провинция (40). Забайкальская провинция (43). Верхояно-Колымская провинция (53). Чукотская провинция (88). Сихотэ-Алинская провинция (97). Корякско-Камчатская провинция (101).

Глава 2. Зарубежные сурьмяные рудные провинции — 102

Африка (102). Южно-Африканская провинция (102). Северо-Африканская провинция (109). Европа (113). Балтийская провинция (113). Центральноевропейская провинция (115). Альпийско-Карпатская провинция (123). Тосканская провинция (128). Динарская провинция (131). Азия (135). Анатолийская провинция (135). Юго-Восточная Азия (139). Япония (145). Австралия (148). Западно-Австралийская провинция (148). Восточно-Австралийская провинция (150). Северная Америка (154). Аляско-Канадская провинция (156). Невадийская провинция (158). Мексиканская провинция (163). Южная Америка (166). Боливийская провинция (167).

Глава 3. Распределение сурьмяных рудных провинций в глобальных подвижных поясах — 174

Сурьмяные провинции докембрийских подвижных областей (174). Сурьмяные провинции Урало-Монгольского пояса (175). Сурьмяные провинции Средиземноморского пояса (176). Сурьмяные провинции Тихоокеанского пояса (177).

Сурьмяные рудные провинции мира и главные месторождения показаны на рис. 1, на котором выделены преобладающие для каждой провинции типы оруденения. В связи с разной степенью изученности не все они получили одинаково детальную характеристику. Однако даже неполные данные по второстепенным провинциям оказались необходимыми при типизации месторождений сурьмы и разработке критериев их прогнозирования. Среди провинций СССР, охарактеризованных в отдельном разделе, с наибольшей полнотой рассмотрены провинции, непосредственно изучавшиеся автором: Енисейский край, Забайкальская, Верхояно-Колымская, Чукотская, Сихотэ-Алинская, а также наиболее исследованная Среднеазиатская.

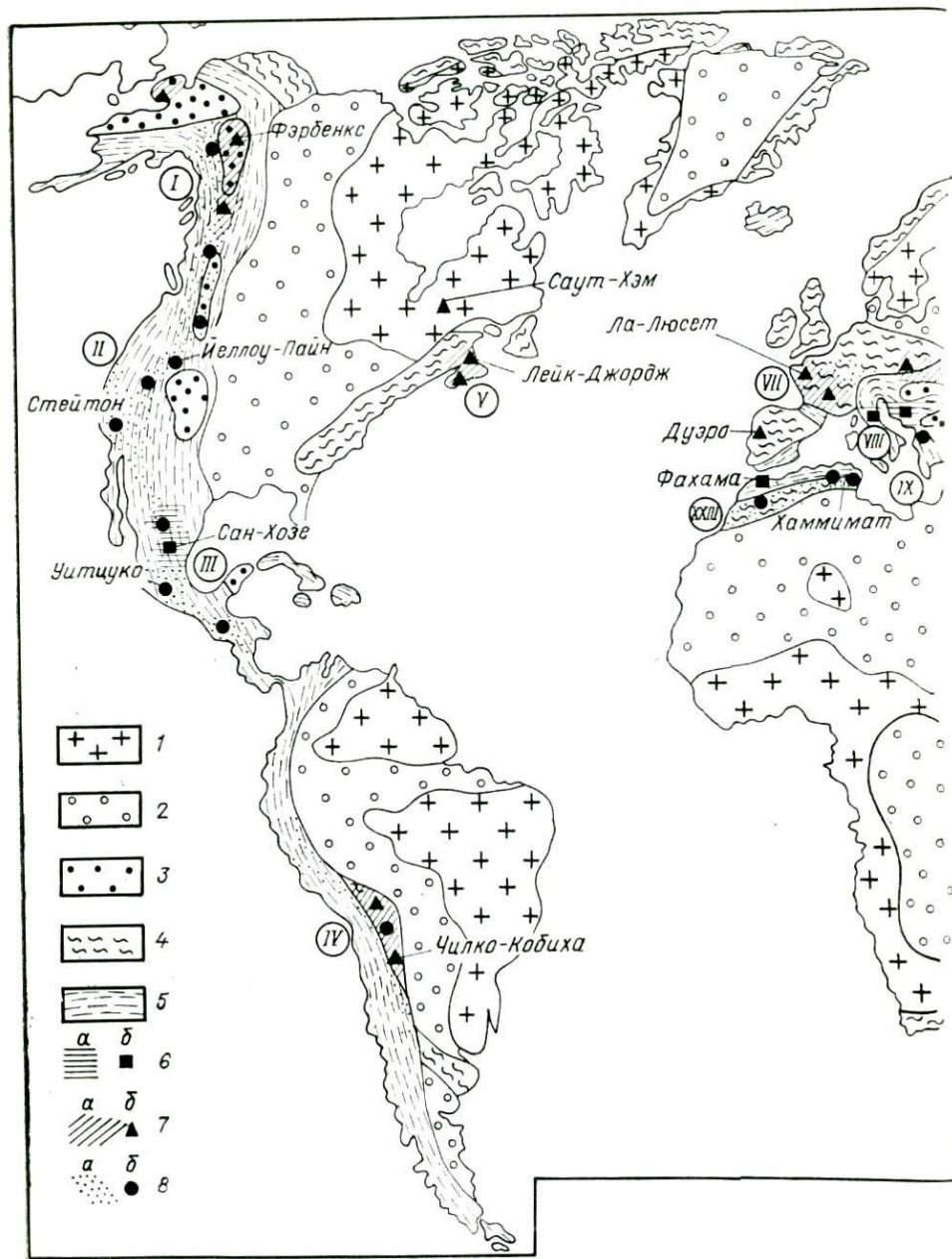
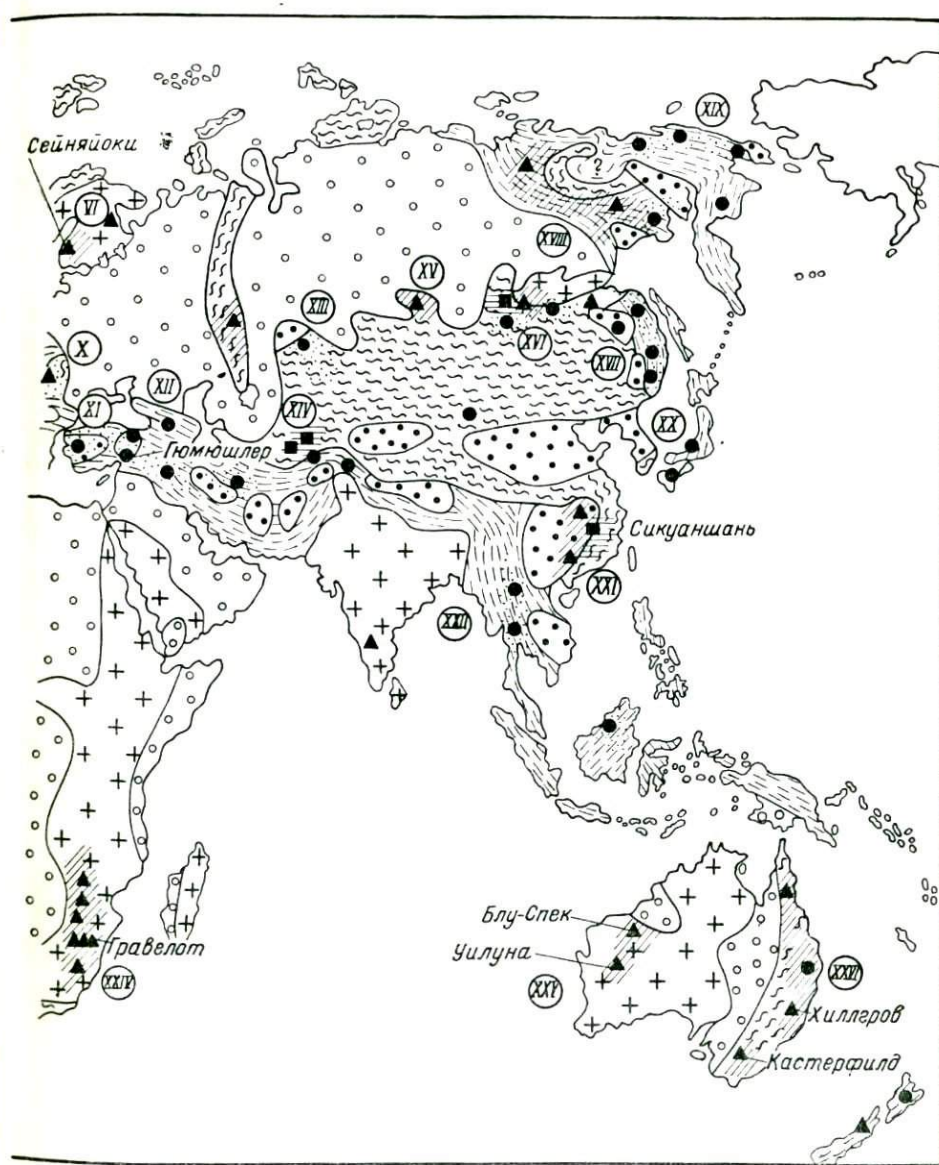


Рис. 1. Размещение сурьмяных рудных провинций мира.

1 — щиты; 2 — платформы; 3 — срединные массивы; 4 и 5 — геосинклинально-складчатые системы: рифейские и палеозойские (4), мезозойские и кайнозойские (5); 6—8 — региональные рудоносные зоны (а) и сурьмяные месторождения (б) главных рудных формаций: киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной (6), золото-антимонитовой березитовой (7), антимонитовой и антимонит-ферберитовой аргиллизитовых (8).
 Главные сурьмяные рудные провинции: I — Аляско-Канадская, II — Невадийская, III — Мексиканская, IV — Боливийская, V — Аппалачская, VI — Балтийская, VII — Центрально-



Тектоническая основа по В. В. Белоусову, В. Е. Ханцу и другим.

европейская, VIII — Тосканская, IX — Динарская, X — Альпийско-Карпатская, XI — Анатольская, XII — Кавказская, XIII — Казахская, XIV — Среднеазиатская, XV — Енисейский край, XVI — Забайкальская, XVII — Сихотэ-Алинская, XVIII — Верхояно-Колымская, XIX — Чукотская, XX — Япония, XXI и XXII — Юго-Восточная Азия, XXIII — Северо-Африканская, XXIV — Южно-Африканская, XXV — Западно-Австралийская и XXVI — Восточно-Австралийская.

СУРЬМЯНЫЕ РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ СССР

Енисейский кряж

Енисейский кряж входит в систему блоковых поднятий южного обрамления Сибирской платформы и представляет собой фрагмент докембрийской геосинклинально-складчатой системы, перекрытой по периферии отложениями платформенного чехла. Среди сурьмяных проявлений кряжа известны Удерейское и Раздольнинское месторождения и ряд других объектов. Они изучены и охарактеризованы А. С. Аладышкиным, А. Т. Стеблевой, А. И. Александровым, М. Г. Жариковым, В. С. Колесниченко, Л. В. Ли и другими [3, 41, 49, 76, 129]. Генезис Удерейского месторождения специально проанализирован Э. Г. Дистановым, А. А. Оболенским, Н. А. Озеровой и другими [35, 93].

Проявления сурьмы размещаются в восточной части кряжа в отложениях среднепротерозойской сухопитской серии, слагающей Центральный антиклинорий (рис. 2). Они располагаются на флангах региональной золотоносной зоны, вытянутой в северо-северо-западном направлении вдоль восточного крыла антиклинория и контролируемой Мотыгинским глубинным разломом, разграничивающим структуры Центрального антиклинория и Ангаро-Питского синклинория (Е. К. Ковригина и др., 1974 г.). Оруденение локализуется в нижней части разреза сухопитской серии в породах кординской, горбилкокской и удерейской свит, в том же 3,5-километровом стратиграфическом интервале, где сконцентрирована основная масса золото-кварцевых проявлений [102]. По ряду признаков (повышенной углеродистости филлитов и алевропесчаников, их высокой сульфидности) рудоносная толща близка к черносланцевой формации.

В палеотектоническом плане сурьмяные проявления тяготеют к трогу «сухопитского прогиба», протягивающемуся близ меридионально вдоль современной границы Ангаро-Питского синклинория. С запада на восток в кряже нарастают мощности сухопитской серии от 2 тыс. м до 7 тыс. м и более (в трог). Одновременно в составе серии намечается резкое уменьшение количества вулканогенного материала, связанное с обособлением средне-позднепротерозойских эв- и многоэв-синклинальных зон [37].

Породы сухопитской и более древней тейской серии, слагающие ядро Центрального антиклинория, прорваны многофазными гранитными плутонами, вдоль цепи которых распределяется оруденение. Время формирования гранитных батолитов, по радиологическим данным М. И. Волобуева (1967 г.), растянуто

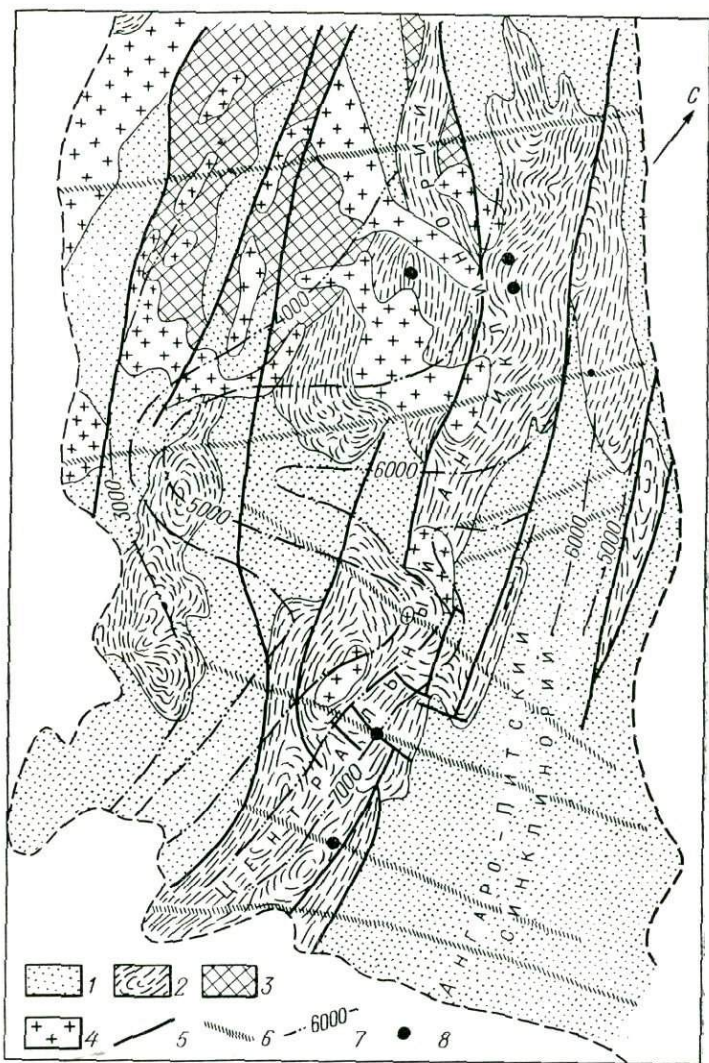


Рис. 2. Геологическая схема Енисейского кряжа. Составлена с использованием схем О. А. Вотеха, Е. К. Ковригиной, Э. И. Кутырева, В. А. Зоновы и других.

1 — терригенно-карбонатные формации верхнего протерозоя — нижнего кембрия; 2 — черносланцевая, карбонатно-терригенная и вулканогенно-терригенная формации среднего протерозоя (сухопитская и тейская серии); 3 — гранитизированные и мигматизированные отложения протерозоя, включая древние гнейсы свиты Карпинского; 4 — полихронные гранитоиды позднепротерозойского возраста; 5 — региональные разломы, выделенные по данным геологической съемки; 6 — поперечные «скрытые» разломы; 7 — изопахиты сухопитской серии; 8 — сурьмяные проявления.

от 1500 до 600 млн. лет. Максимум гранитообразования в рифе относится к инверсионной стадии развития геосинклинально-складчатой области. В целом антиклинорий, по М. Н. Белянкиной (1969 г.), можно рассматривать как крупную магматогенную структуру, связанную своим происхождением с внедрением гранитных батолитов.

Породы сухопитской серии метаморфизованы преимущественно в фации зеленых сланцев. Намечается метаморфическая зональность: около гранитов распространены образования эпидот-амфиболитовой, реже амфиболитовой фации метаморфизма, сменяющиеся с удалением от интрузий зеленосланцевой и филлитовой фациями [102]. Сурьмяные проявления находятся на расстоянии 5—30 км от гранитных массивов в породах, метаморфизованных на уровне низких ступеней зеленосланцевой фации.

Размещение сурьмяного оруденения контролируется зонами рассланцевания и смятия северо-восточного и близмеридионального простирания, сопряженными с Мотыгинским глубинным разломом. Поперечные разломы оказывают влияние на размещение сурьмяных месторождений. В районах последних они проявляются в форме серий локальных близширотных нарушений, зон повышенной трещиноватости. Продолжение их к востоку в смежном Ангаро-Питском синклинории устанавливается по осевым линиям крупных конседиментационных мульд.

Удерейское месторождение является одним из наиболее изученных среди сурьмяных проявлений Енисейского кряжа. Оно представлено серией кварц-антимонитовых жил, локализующихся в зоне рассланцевания северо-восточного простирания, пересекающей пологую меридиональную брахисинклиналь с углами падения на крыльях 25—45° (до 60°). Зона прослежена на 15 км и вмещает также жилные тела Васильевского золото-кварцевого месторождения, расположенного южнее [41]. Кварц-антимонитовые жилы сконцентрированы вблизи пересечения зоны рассланцевания близширотным Надеждинским сдвигом [129] и серией сопряженных с ним нарушений, обновленных на пострудном этапе.

Район месторождения сложен хлорит-серицитовыми, серицит-карбонатными и слюдисто-графитовыми сланцами. Сланцеватость в зоне круто падает к северо-западу под углами 60—85° и сечет пологую слоистость. Рудные жилы мощностью 0,25—1,5 м залегают согласно со сланцеватостью. На флангах рудного поля, протягивающегося в северо-восточном направлении на 3,5 км, преобладают жилы простой линзовидной и плитообразной формы. В Центральном участке распространены сложные разветвленные прерывистые тела.

В составе рудных жил существенно преобладают кварц, антимонит и бертьерит, составляющие не менее 95% жилной

массы. Постоянно присутствуют, но играют второстепенную роль арсенопирит, пирит, золото, среди жильных — сидерит (реже анкерит), серицит, донбассит, кукеит. Эпизодические примеси представлены халькопиритом, джемсонитом, блеклой рудой, халькостибитом, ульманнитом, самородной сурьмой. В окисленных рудах, распространенных незначительно, отмечены самородная сера, валентинит, сенармонтит, кермесит. Отчетливо выделяются две последовательные минеральные ассоциации, включающие главные и второстепенные рудные минералы: I — кварц-арсенопирит-пиритовая с золотом и II — кварц-антимонит-бертьеритовая с золотом. Золото субмикроскопическое, концентрируется преимущественно в сульфидах ранней ассоциации, обнаруживая устойчивую прямую корреляцию с мышьяком [129].

Ранняя ассоциация I представлена главным образом вкрапленностью пирита и арсенопирита в измененных сланцах, меньше — прожилковидными обособлениями в кварце. Намечается усиление вкрапленности вблизи контактов жил и на их продолжении по простиранию. Сульфиды поздней ассоциации II образуют агрегаты выполнения в жилах, редко дают метасоматическую вкрапленность в сланцах. Антимонит преобладает над бертьеритом (5:1—3:1). Последний распространен преимущественно на флангах и выклинивании жил по падению и простиранию, а также слагает изолированные прожилки в сланцах.

Характерным для месторождения является интенсивный динамометаморфизм руд. Жильный кварц разбит на отдельные разобщенные обломки, неравномерно распределяющиеся в зернистом антимонит-бертьеритовом агрегате. Гранулированные мелкозернистые руды местами приобретают струйчатую, микроскладчатую текстуру.

Околорудные изменения боковых пород проявлены заметно вблизи рудных жил в зоне 0,5—1,5 м. Они выражены в серицитизации, карбонатизации, сульфидизации и слабом окварцевании. Отмечены также пиррофиллитизация и хлоритизация (донбассит) [129].

По термобарогеохимическим данным [35] месторождение сформировано жидкими гидротермальными растворами меняющейся температуры и состава: ранняя ассоциация I — 350—200°С, поздняя, собственно антимонитовая ассоциация II — 180—120°С.

Раздольнинское месторождение похоже на Удереysкое. В строении жилы № 1 значительную роль играют складчатые усложнения — от слабо намечающихся флексур до седловидных складок, повторяющих деформации сланцев (рис. 3). Положение хорошо выраженных рудных столбов определяется развитием сложных складок с размахом крыльев до 14 м, в замках которых концентрируется оруденение [3, 64].

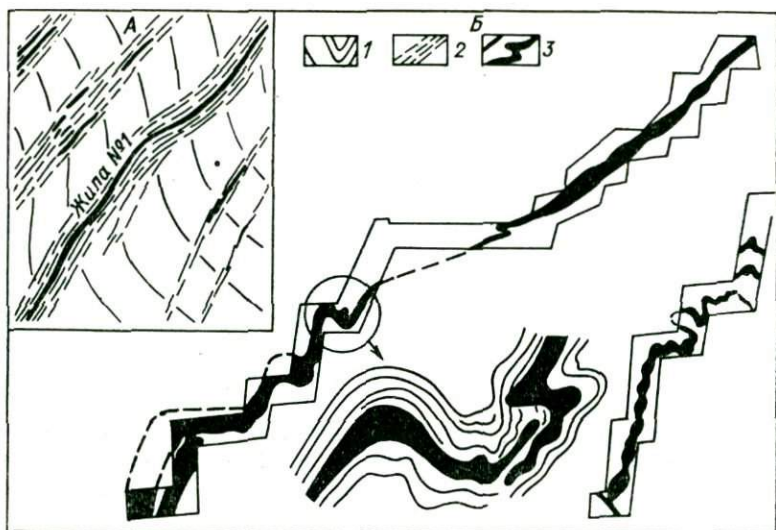


Рис. 3. Схема строения Раздолнинского месторождения (А) и складчатые усложнения кварц-антимонитовой жилы № 1 (Б), по А. И. Александрову и др. [3], с дополнениями.

1 — слюдяные филлиты и углистые сланцы; 2 — зоны рассланцевания и смятия; 3 — кварц-антимонитовые жилы.

Происхождение сурьмяных месторождений Енисейского кряжа, характеризующихся комплексной золото-сурьмяной минерализацией, рассматривается одними исследователями как результат наложения оторванной во времени сурьмяной минерализации на ранние золото-кварцевые жилы [35, 103]. Другие авторы приводят данные о принадлежности золото-сурьмяного и золото-кварцевого оруденения к одному рудному комплексу [41]. В пользу последних представлений свидетельствуют такие факты: золото-сурьмяные и золото-кварцевые месторождения размещаются в одной региональной структурной зоне, концентрируются в пределах единого стратиграфо-формационного уровня, контролируются однотипными структурами — зонами рассланцевания, морфологически близки и несут сходные признаки пластических деформаций, значение которых для золоторудных месторождений кряжа показано Н. В. Петровской [103]. Намечается определенная преемственность состава от золото-кварцевых месторождений к золото-сурьмяным. Среди первых выделяются объекты с примесью антимонита в рудах, значительной ролью блеклых руд, повышенными содержаниями сурьмы в арсенопирите, пирите и золоте.

В ряде работ Л. В. Ли [41, 76 и др.] приведены данные о зональности золотого оруденения: намечается смена золото-вольфрамитового (иногда с касситеритом) грейзенового оруде-

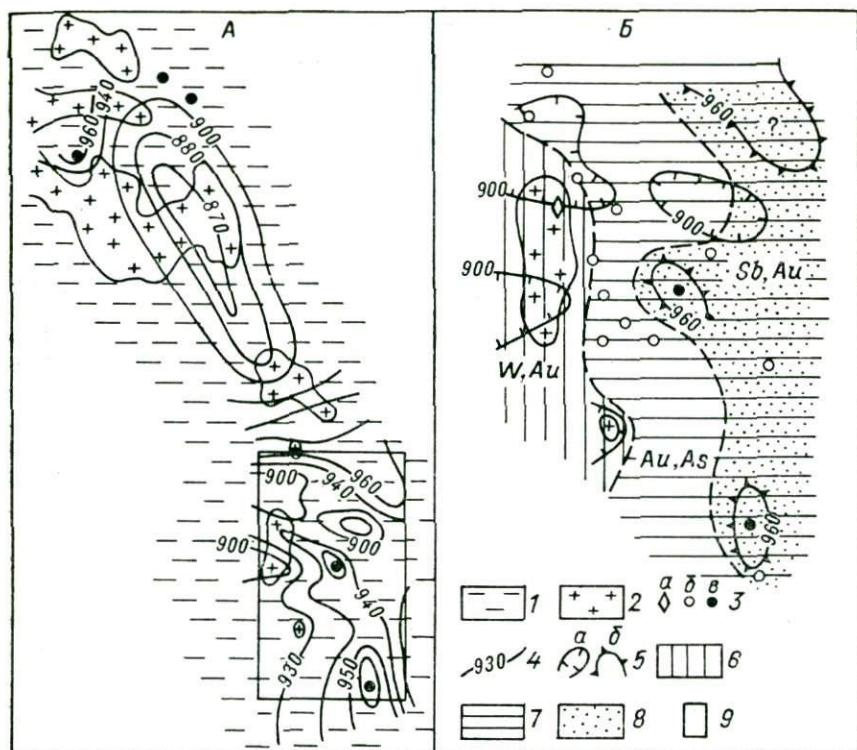


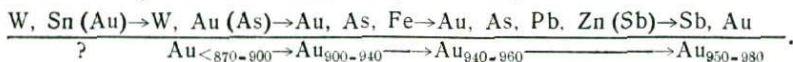
Рис. 4. Распределение пробности золота в россыпях Енисейского края (А) и латеральная зональность золотого оруденения (Б).

1 — протерозойский геосинклиналино-складчатый комплекс; 2 — гранитные батолиты позднего протерозоя; 3 — проявления золото-кварцевой минерализации: а — W, Au, (As), б — Au, As, в — Sb, Au; 4 — изолинии пробности золота; 5 — минимумы (а) и максимумы (б) пробности золота; 6 — 8 — зоны преимущественного развития минерализации: шеелит (вольфрамит)-кварцевой с золотом (6), золото-арсенопирит-кварцевой (7) и золото-антимонит-кварцевой (8); 9 — участок рис. А, представленный в увеличенном виде на рис. Б.

нения в апикальных частях гранитных батолитов, кварцевым золото-шеелитовым во внутренней зоне экзоконтакта, далее последовательно золото-арсенопиритовым, золото-сульфосолюнополисульфидным и золото-антимонитовым оруденением. В этом же направлении падает уровень зонального метаморфизма и увеличивается пробность золота, достигающая, по данным Е. Я. Синюгиной (1965 г.), наибольших значений (более 960) на участках с минимально проявленным зеленосланцевым метаморфизмом, в сущности отвечающих местам локализации золото-сурьмяного оруденения.

По проанализированному автором распределению пробности золота в россыпях, отображенному в изолиниях (рис. 4, А), около золото-сурьмяных месторождений обособляются локаль-

ные изометрические максимумы. В их пределах проба золота возрастает до 970—980. Выявляется тенденция направленного возрастания пробности золота в стороны от гранитоидов, в какой-то мере согласующаяся с латеральной зональностью золото-кварцевого оруденения (рис. 4, Б). Формула зональности, отражающая в числителе последовательную смену типов золото-кварцевого оруденения, а в знаменателе соответствующие изменения пробности золота в россыпях, выглядит так:



Возраст золото-сурьмяного оруденения Енисейского кряжа, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ВСЕГЕИ по двум пробам поздних калиевых слюд из Удерейского месторождения, составляет 673 ± 13 и 663 ± 22 млн. лет. Полученные результаты близки к определениям, сделанным в ИМГРЭ по гидротермально измененным сланцам Удерейского месторождения (среднее из шести проб 664 ± 36 млн. лет) [95]. Определение по калиевой гидрослуде из того же месторождения в лаборатории ИГГ СО АН СССР дало 605 ± 30 млн. лет [35].

Приведенные фактические данные говорят о принадлежности золото-сурьмяных месторождений Енисейского кряжа к позднепротерозойскому золоторудному комплексу. Развитие последнего связано, по мнению многих исследователей, с палингненным батолитовым гранитообразованием. Все больше данных указывают на первичную концентрацию золота в черносланцевой формации протерозойского геосинклинального комплекса с последующей ремобилизацией его под действием гранитоидов и регионального метаморфизма [102]. Некоторые авторы (В. А. Злобин и др., 1976 г.) считают источником оруденения разного состава первичную послонно-вкрапленную сульфидную минерализацию в протерозойских осадочных породах. В Енисейском кряже имеются примеры послонной золото-сульфидно-антимонитовой с шеелитом прожилково-вкрапленной минерализации в графитовых сланцах [76].

Н. А. Озеровой и др. [93] изучен изотопный состав серы сульфидов из сурьмяных месторождений кряжа. Получены такие значения $\delta^{34}S_{\text{‰}}$: Удерейское месторождение — антимонит от +4,7 до +9,8 (14 проб), бертьерит +5,8 (1), пирит от +6,6 до +9,3 (6), арсенипирит +5,8 (1); Раздольнинское месторождение — антимонит от +5,9 до +6,7 (2), бертьерит +7,8 (1). Высказано предположение, что источником серы сульфидов могла служить сульфатная сера доломитов и карбонатно-эвапоритовых отложений верхнего протерозоя и нижнего кембрия, транспортированная из соседнего Ангаро-Питского синклинория древними артезианскими водами. По сделанным в лаборатории ВСЕГЕИ определениям в пиритах из сингене-

тичных колчеданных прослоек в углистых филлитах сухопитской серии $\delta^{34}\text{S}$ составляет от +2,8 до +4,7‰ (4 пробы). Близость этих значений к $\delta^{34}\text{S}$ рудных сульфидов не позволяет исключить из числа возможных источников серы сами первичные сульфиды рудоносной черносланцевой толщи.

Уральская провинция

Урал — одна из старейших сурьмяных провинций России. В конце XIX в. севернее Свердловска были открыты месторождения Арамашевское и Аятское, первоначально отрабатывавшиеся на золото. Лишь на глубине 20—30 м, ниже зоны окисления, в них было распознано антимонитовое оруденение [2, 115]. Отдельные сурьмяные проявления обнаружены сейчас на всем протяжении региона от полярных районов до Мугоджар. Хотя собственно сурьмяная рудоносность носит ограниченный характер, в целом сурьма является распространенным компонентом главных типов эндогенных месторождений Урала. Значительные скопления ее в форме блеклых руд отмечаются в медно-колчеданных месторождениях (Учалинском, Дегтярском и др.). Количественные отношения сурьмы к основному рудному компоненту — меди — составляют 1 : 10—1 : 100. Скопления тетраэдрита характерны для внешних зон многих золоторудных месторождений (Березовского, Шилово-Исетского и др.), иногда ему сопутствует антимонит (Кочкарское). В шеелитовых месторождениях Гумбейского района, а также на севере Урала присутствуют сульфоантимониты свинца, гудмундит. Среди собственно сурьмяных проявлений выделяются образования разного состава: золото-антимонитовые (Арамашевское, Коломенское), антимонитовые с киноварью (Аятское, Верхнеханмейское и др.), бертьерит-гудмундитовые (Комсомольское).

Арамашевское золото-сурьмяное месторождение находится в пределах Восточно-Уральского антиклинория в Исетско-Салдинской металлогенической зоне (по В. М. Сергиевскому и др. [37]). Зона включает в себя ряд золото-кварцевых и золото-шеелитовых месторождений в экзоконтактах Верхисетской многофазной гранит-гранодиоритовой интрузии позднепалеозойского возраста. Золото-сурьмяное оруденение имеет пластовый характер и представлено прожилково-вкрапленной минерализацией в пачке черных углисто-глинистых сланцев, входящей в визейскую кремнисто-карбонатную толщу. Рудоносная пачка падает под углами 50—60° к восток-юго-востоку, подстилается и перекрывается известняками и кремнистыми сланцами. По свидетельству одного из первых исследователей месторождения Ф. И. Кандыкина, вся сланцевая пачка представляет рудное тело. Сланцы серицитизированы и неравномерно импрегнированы пиритом, арсенопиритом, антимонитом и золотом

[2]. Рудная вкрапленность концентрируется главным образом в висячем боку сланцев, а кварц-доломит-антимонитовые прожилки мощностью до 10—20 см распространены по всей пачке. Местами прожилки целиком состоят из антимонита с тонкими кварцевыми оторочками. А. Г. Бетехтин [23], изучавший руды месторождения, указывает, что антимонит под действием динамометаморфизма интенсивно гранулирован и рекристаллизован, вплоть до образования микрозернистых агрегатов типа свинчака.

На Полярном Урале известно своеобразное бертьерит-гудмундитовое проявление Комсомольское, характеризующееся по данным Е. Г. Прошенко и др. (1974 г.), А. М. Мареева и К. Н. Котова (1976 г.). Оно расположено в полиметаллической рудоносной зоне в 4 км севернее свинцово-цинкового месторождения Саурей. Оруденение приурочено к останцу метасоматически переработанных ордовикских песчаников, заключенных в серпентиниты. Песчаники полностью изменены альбитизацией и окварцеванием. По контакту метасоматитов и серпентинитов на протяжении 120 м прослежена зона рассланцевания с кварцево-жильной и прожилково-вкрапленной сурьмяной минерализацией. Главными рудными минералами являются гудмундит, бертьерит и пирротин, кроме того, присутствуют фрейбергит, сфалерит и галенит и в виде незначительных примесей — сульфоантимониты, брейтгауптит, ульманнит, антимонит, самородная сурьма. Гудмундит образует линзовидные скопления в сером катаклазированном кварце и вкрапленность идиоморфных метакристаллов размером до 1 см. Во многих случаях устанавливается развитие гудмундита по фрейбергиту, наличие в нем включений (реликтов?) буланжерита и сфалерита, графические срастания с пирротинном. Имеющиеся соотношения указывают на вероятное развитие сурьмяного гудмундитового оруденения после полиметаллического, путем его замещения и с использованием ресурсов сурьмы замещаемых сульфосолей.

Собственно антимонитовые и киноварно-антимонитовые проявления известны в разных частях Урала. Они представлены халцедон-кварцевыми и кварц-баритовыми рудными жилами, приуроченными к нарушениям разного направления, часто дискордантными к складчатости. Они накладываются на позднепалеозойские постбатолитовые дайки и соответственно имеют относительно молодой (пермский или мезозойский?) возраст.

На Аятском месторождении, находящемся в одной структурной зоне с Арамашевским, по-видимому, имеет место наложение молодой антимонит-киноварной минерализации на золото-кварцевое оруденение в дайках серицитизированных альбитофиринов и аплитов [2]. Золото отмечено в кварц-карбонатных жилах с пиритом, арсенопиритом, висмутином. Антимонит и ки-

новарь распределяются несколько изолированно, последняя — главным образом на отдельном Новоаятском участке (В. М. Ершов, 1958 г.). Они сопровождаются пиритом, реальгаром, адуляром. В жилах антимонит образует самостоятельные скопления с почти ненарушенными крупными кристаллами.

Казахстанская провинция

Проявления сурьмяного оруденения отмечаются в разнородных складчато-блоковых структурах геологически гетерогенной территории Казахстана. Они распространены как в североказахстанских каледонидах, так и в зонах герцинской консолидации Джунгаро-Балхашской и Зайсанской областей. Среди сурьмяных проявлений намечаются две главные группы, резко различные по характеру минерализации и условиям ее размещения. К первой относятся многочисленные сурьмосодержащие колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая (Белоусовское, Иртышское и др.), Джунгарского Алатау (Текелийское). Сурьма концентрируется в пластовых галенит-сфалеритовых залежах в виде примеси буланжерита, джемсонита, блеклых руд и извлекается попутно. Соотношения ее с главными рудными компонентами — $Sb : Pb = 1 : (30 \div 40)$, $Sb : Zn = 1 : (40 \div 80)$. Месторождения этой группы не имеют самостоятельного значения в экономике сурьмы, но свидетельствуют о существенном накоплении ее вместе с рядом других металлов на ранней стадии развития казахстанских эвгеосинклинальных зон.

Вторую группу представляют собственно сурьмяные — антимонитовые — проявления, в виде отдельных объектов распределяющиеся в зонах средне-позднепалеозойского субазрального вулканизма в пространственной и структурной близости к золото-сульфидно-кварцевой и золото-серебряной минерализации. Сурьмяное рудопроявление Науразбай, по данным Г. С. Шкелева [151], приурочено к монокварцевому ядру массива вторичных кварцитов в среднекарбонových туфах кварцевых порфиров. Монокварциты слагают удлиненную линзу площадью около 1000 км², падающую к северо-западу под углом 40°. Она окружена зоной серицитовых кварцитов и внешним ореолом аргиллизации и алунитизации. Антимонит и более ранние пирит и золото импрегнируют кварцит, причем интенсивность золото-серебряной минерализации падает с глубиной, а антимонитовая усиливается в 2—3 раза (В. В. Колесников и др., 1972 г.). Незначительную примесь образуют барит, галенит, серебросодержащий буланжерит, арсенопирит, сфалерит. На рудопроявлении установлены повышенные концентрации ртути.

В Восточном Казахстане в Жанан-Чинрауской зоне разломов выявлено сурьмяное оруденение в субвулканических телах

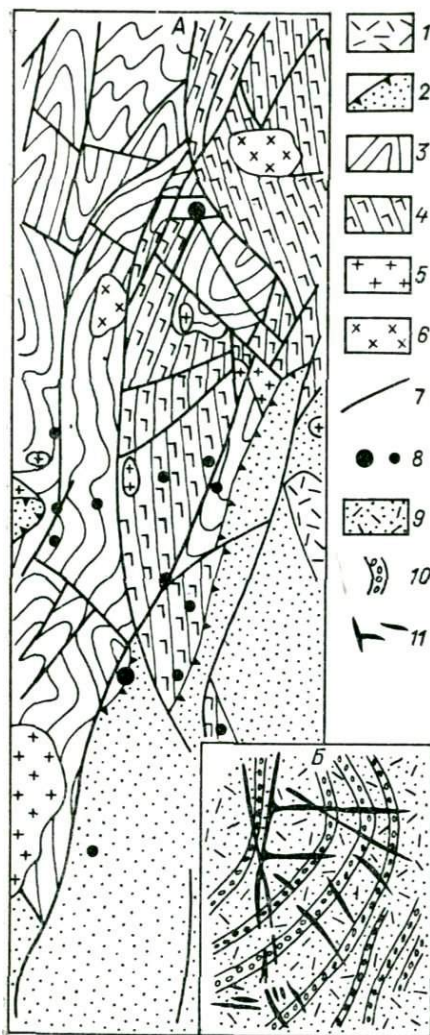


Рис. 5. Геологическая схема Атансорской зоны разломов в районе Тургайского сурьмяного месторождения, по данным Р. А. Борукаева, М. К. Аполлонова и др., 1964, 1967 гг. (А) и схема строения Кокчетавского участка Тургайского месторождения, по П. Н. Кузнецову и Л. Н. Глебовой (Б).

1 — покров липаритов триасового возраста; 2 — терригенные красноцветные и карбонатные отложения девон-карбонных наложенных впадин; 3 и 4 — каледонский геосинклинально-складчатый комплекс: существенно терригенная, частью флишондная толща ордовика (3) и терригенно-вулканогенная толща кембрия (4); 5 — граниты, граносениты, гранит-порфиры среднего — позднего палеозоя; 6 — диориты, кварцевые диориты степнякского комплекса силура; 7 — разрывные нарушения; 8 — сурьмяные месторождения и рудопроявления; 9 — туфопесчаники, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы; 10 — конгломераты; 11 — кварц-антимонитовые жилы и минерализованные антимонитом зоны дробления.

дацитов, рвущих вулканогенно-осадочные отложения карбона [47]. Минерализация приурочена к участкам пересечения нарушений северо-западной и близширотной ориентировки. Тела дацитов насыщены кварцевыми и кварц-карбонат-антимонитовыми прожилками, вплоть до образования локальных брекчий, сцементированных антимонитом. За пределы дацитовых штоков оруденение не распространяется. В окварцованных дацитах спорадически отмечается вкрапленность пирита и арсениопирита.

Месторождения Тургайское, Жаман-Карасу и ряд сурьмяных рудопроявлений приурочены к Атансорской зоне разломов близмеридионального простирания, имеющей блоковое строение (рис. 5, А). Зона протягивается вдоль восточного обрамления Кокчетавского массива почти на 100 км при ширине 20—25 км. Амплитуды вертикальных перемещений по сбросовым нарушениям, образующим зону, составляют, по данным Р. А. Борукаева, М. К. Аполлонова и др. (1964, 1967 гг.), первые тысячи метров. Сбросы разграничивают блоки, сложенные складчато дислоцированными терригенно-вулканогенными кем-

брийскими, терригенными ордовикскими толщами, а также красноцветами и карбонатными породами девон-карбоновых наложенных впадин. Блоки разного состава, размера и формы контрастно сочленяются между собой, образуя сложную мозаику, гармонирующую с общим блоковым структурным рисунком Северо-Казахстанского средне-позднепалеозойского сводового поднятия [1]. Зона разломов пронизана магматическими образованиями. Среди них выделяются штоки диоритов и кварцевых диоритов силурийского степняцкого комплекса, массивы средне-позднепалеозойских гранитов и граносиенитов, многочисленные дайки (от габбро-диоритов и диоритовых порфиритов до гранит-порфиров), секущие весь комплекс разновозрастных отложений. Сурьмяная минерализация отмечена в породах складчатого комплекса, девонских красноцветах и секущих их дайковых образованиях. М. А. Абдулкабирова (1971 г.) относит ее к карбонному этапу. Однако верхняя возрастная граница оруденения остается скорее неясной.

Тургайское месторождение было в прошлом объектом длительного изучения [4]. Оно размещается вблизи крупного разлома северо-северо-восточного простирания в карадокских песчаниках, туфобрекчиях, конгломератах, слагающих пологую антиклиналь. Минерализованные зоны дробления и брекчирования представляют главный тип рудных тел. Протяженность их достигает 400 м, мощность 2,7 м. Преобладают тела меридионального и близширотного простирания (рис. 5, Б), к сочленению которых приурочены рудные столбы [64]. Боковые породы осветлены и аргиллизированы в ореоле шириной до десятков метров, с глубиной интенсивность изменений падает. Среди жильных минералов главную роль играют кварц, халцедон, барит, кальцит, среди рудных — антимонит, пирит, сфалерит, марказит, киноварь; значительно развиты окисные руды. Выделяется несколько генераций кварца и антимонита. В главной ранней ассоциации антимонит образует зернистые агрегаты и сноповидные сростки призматических кристаллов длиной до 4 см. М. Н. Альтгаузен и С. С. Боришанская [4] указывают на последовательность выделения минералов ранней ассоциации — от кварца и антимонита к киновари и сфалериту. Барит и роговикоподобный халцедоновидный кварц относятся к поздним ассоциациям. Характерна серебристость руд, повышенные концентрации ртути (до десятых долей процента), мышьяка (до 0,8%).

В сопряженных металлогенических зонах — Степнякской, Бестюбинской — распространены золото-сульфидно-кварцевые месторождения, связанные с орогенным степняцким комплексом малых диоритовых интрузий [24, 144]. В месторождении Бестюбе сурьма представляет постоянный спутник золотого оруденения, образуя позднюю кварц-карбонат-антимонитовую ассоциацию. Местами антимонит составляет до 10% рудной

массы. Кроме того, в рудах присутствуют более ранние сурьмяные минералы — сульфосоли, самородная сурьма. В. А. Нарсеев (1973 г.) указывает, что в верхней части колонки вертикальной зональности обособляются зоны галенит-сфалеритовая с сульфосолями и теллуридами и выше антимонитовая с киноварью.

Среднеазиатская провинция

Среднеазиатская ртутно-сурьмяная провинция является одной из ведущих в СССР. В качестве особой металлогенической области она была выделена Д. И. Щербаковым и А. Е. Ферманом на основе результатов исследований Таджикско-Памирской экспедиции в 30-х годах. Выше уже говорилось, что систематическое изучение сурьмяных месторождений в нашей стране началось именно в этой провинции, получившей характеристику в работах А. А. Саукова, В. И. Смирнова, В. Э. Полякова, А. В. Королева, Н. М. Синицына, В. П. Федорчука, Н. А. Никифорова, В. Т. Сургая, Н. С. Мудрогиной, Н. А. Озеровой и других [85, 90, 96, 105, 126, 132, 142].

Провинция охватывает каледонские и герцинские структуры Тянь-Шаня и альпийские Памира и Копетдага. Ртутно-сурьмяные и сурьмяные месторождения пользуются преимущественным распространением в герцинидах Срединного и Южного Тянь-Шаня. Они составляют предмет дальнейшего рассмотрения.

В Тянь-Шане выделяются три главных рудных пояса [142]: Северо-Ферганский, Южно-Ферганский и Зеравшано-Гиссарский (рис. 6). Их западное продолжение намечается по отдельным фрагментам в Кызылкумах.

Северо-Ферганский пояс вытянут в близширотном направлении и примерно совпадает с позднепалеозойским Кураминско-Кызылкумским интрузивно-вулканогенным поясом, выделяемым по геолого-геофизическим данным [61]. Строение пояса неоднородно, он охватывает миогеосинклинально-складчатые зоны Срединного Тянь-Шаня, рассматриваемого некоторыми исследователями в качестве герцинского срединного массива, обрамляющую их с юга эвгеосинклинально-складчатую зону, сложные структуры районов Северного Нуратау, Букантау и др. Сурьмяная минерализация наиболее распространена в зонах, характеризующихся сочетанием среднепалеозойского терригенно-карбонатного комплекса с докембрийскими или раннепалеозойскими жесткими гранито-метаморфическими блоками при значительном развитии многофазных позднепалеозойских гранитоидов, субаэральных вулканитов и субвулканитов.

В разных частях пояса отмечены проявления полиметаллической и золотой минерализации, постоянно несущие в составе поздних минеральных ассоциаций сурьмяные сульфосоли. Рас-

пространены также комплексные сурьмяно-полиметаллические месторождения (Бугулутер и др.). В некоторых месторождениях скарного типа, связанных с позднепалеозойскими кислыми порфировыми интрузиями, обособляются рудные скопления антимонита, бертьерита, редко самородной сурьмы. Примерами такого рода являются скарно-полиметаллическое месторождение Пайбулак в Алтын-Топканском рудном поле, скарно-магнетитовое месторождение Аткулак и др.

Основные проявления сурьмы сосредоточены в Кассанском районе в тесной ассоциации с золотым оруденением (Терекское, Кассанское и др.). Они размещаются в позднепротерозойских метаморфических породах, слагающих широтный горст, обрамленный системой грабен, выполненных карбонатными отложениями позднего девона, позднекарбовыми — пермскими субаэральными вулканитами среднего и кислого состава [88].

Терекское сурьмяное месторождение (рис. 7) охарактеризовано по данным О. А. Виноградова, М. Г. Жарикова, К. Г. Мустафина и других [28, 49, 88]. Оруденение локализуется на границе верхнепротерозойских массивных и грубослоистых мраморизованных известняков и занимающих более высокое положение в разрезе кварц-слюдистых, амфиболовых, кварц-биотит-полевошпатовых сланцев. По контакту их прослеживается «переходная» пачка тонкого переслаивания кремнистых и карбонатных пород мощностью 10—12 м. Мраморизованные известняки обнажаются в ядрах брахиантиклиналей, осложняющих замковую часть крупной антиклинали северо-западного простирания, крылья которой сложены сланцами. В западном, относительно пологом крыле Терекской брахиструктуры распространены кварцевые метасоматиты типа джаспероидов, замещающие «переходную» пачку. Мощность прерывистой пластовой залежи джаспероидов изменчива, достигает максимума (35—40 м) на участке южной периклинали. Сурьмяное оруденение распределяется в джаспероидах неравномерно, концентрируясь в виде вкрапленности, линз и гнездобразных тел антимонита, главным образом по висячему боку залежи. Мощность рудных тел в среднем составляет 4—5 м. Их положение контролируется мелкими антиклинальными перегибами на крыльях складки. В сланцах над джаспероидной залежью прослежены зоны вкрапленного золото-сульфидного оруденения, сопровождающиеся серицитизацией.

В составе оруденения главную роль играют антимонит и кварц, меньше представлены пирит, арсенопирит, кальцит, барит, незначительные примеси — сфалерит, буланжерит, джемсонит, цинкениит, тетраэдрит, пирротин, золото, марказит, вольфсбергит, самородное серебро, редко встречаются халькопирит, галенит, бурнонит, мнаргирит, реальгар, аурипигмент, киноварь (на месторождении Кассанском и некоторых других проявле-

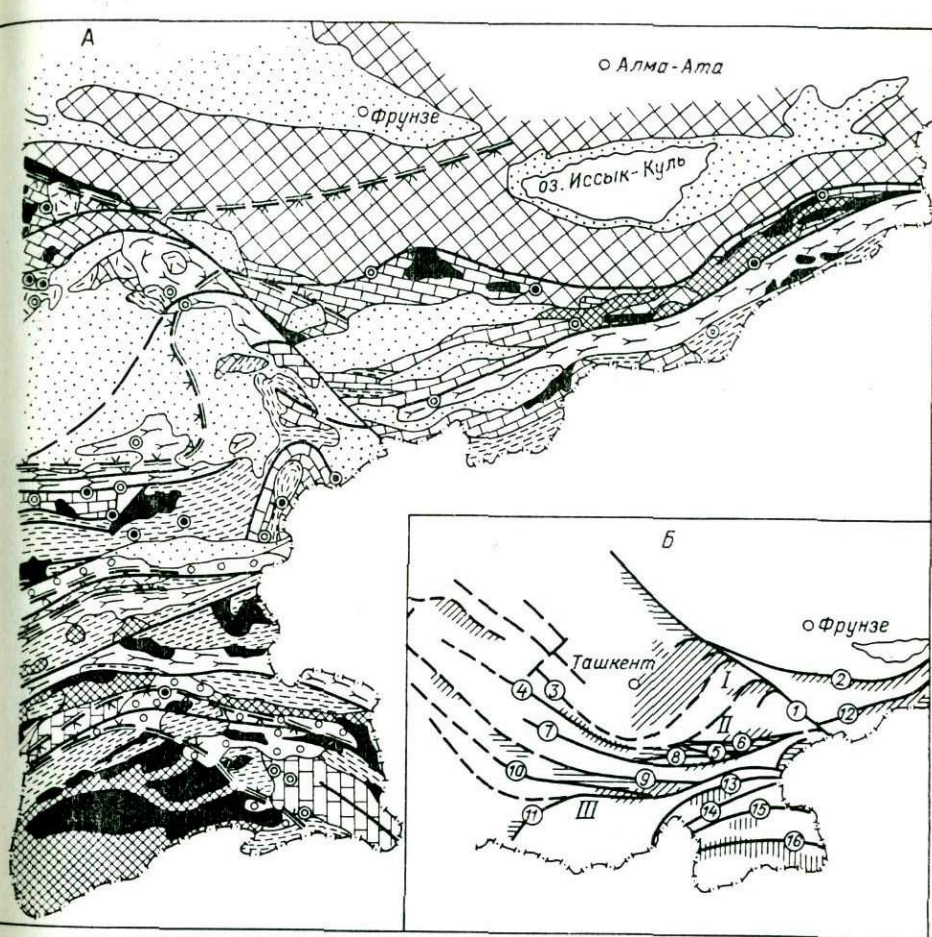
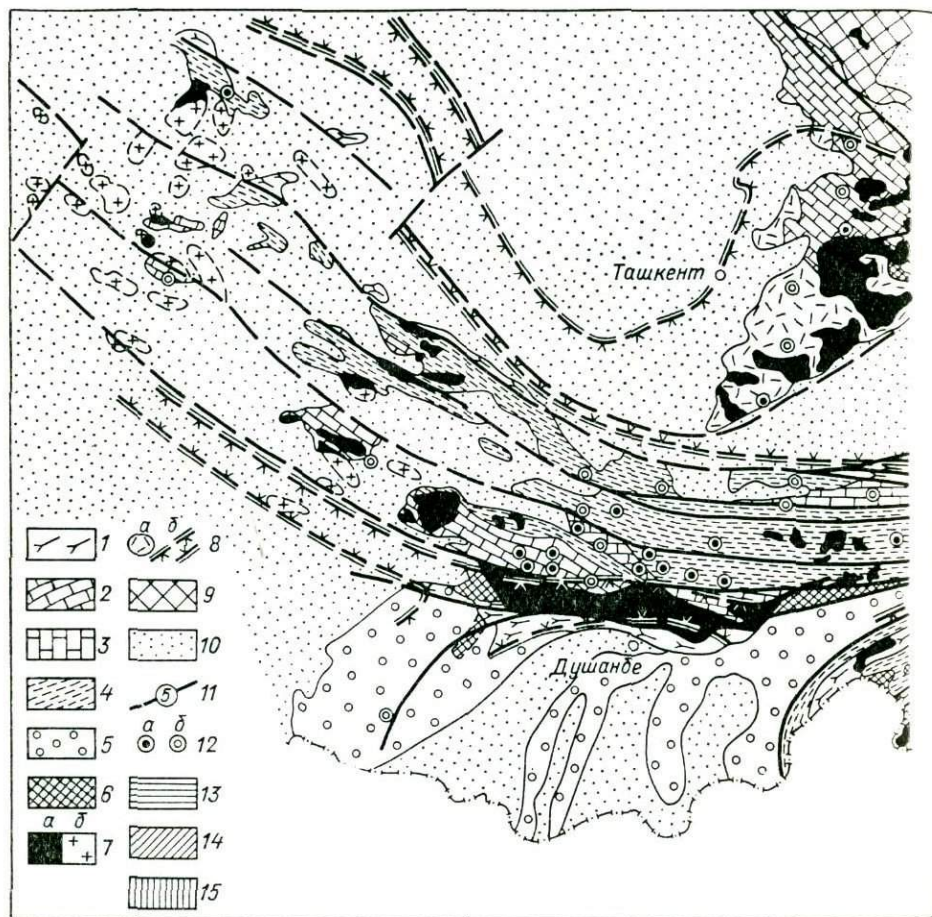


Рис. 6. Схема размещения сурьмяных и ртутных проявлений в геосинклиально-поясов и зон (Б) Среднеазиатской провинции. Составлено Н. С. Мудрогиной, Е. Д. Карповой, Н. А. Никифоров

складчатых формационных комплексах (А) и схема главных ртутно-сурьмяных и В. И. Бергером с использованием данных А. Е. Довжикова, Е. Н. Горещкой, ова, В. П. Федорчука и других.

1 — звгеосинклиально-складчатый среднепалеозойский комплекс (вулканогенно-терригенная и карбонатно-кремнисто-диабазовая формации, гипербазиты); 2—5 — многоэосинклиально-складчатые комплексы: карбонатная и терригенно-карбонатная формации, средне-верхнепалеозойская (2) и юрская (3), нижне-среднепалеозойская песчано-сланцевая формация (4), комплекс мезозойских и кайнозойских карбонатных и терригенных угленосных и соленосных формаций (5); 6 — метаморфические комплексы докембрийского возраста (?), гнейсы, кристаллические сланцы, уровень метаморфизма выше зеленсланцевой фации; 7 — полихронные гранитоиды, средне-позднепалеозойские в Тянь-Шане, мел-палеогеновые на Памире (а — выходящие на поверхность, б — выделенные по геофизическим данным); 8 — субаэральные вулканы; а — фрагменты вулканических покровов позднего карбона — перми и перми-триаса, б — палеорекострукция вулканогенных поясов и зон (пермо-триасовых в Тянь-Шане, мел-палеогеновых на Памире); 9 — область ранне-среднепалеозойской (каледонской) консолидации Северного Тянь-Шаня; 10 — мезо-

зойско-кайнозойский терригенный чехол наложенных впадин Тянь-Шаня и Туранской плиты; 11 — региональные разломы (цифры в кружках): Таласо-Ферганский (1), Главная структурная линия Тянь-Шаня (2), Кураминско-Кызылкумский (3), Северо-Нура-тинский (4), Хайдарканский (5), Южно-Ферганский (6), Каратау-Туркестанский (7), Талдыкко-Каравшинский (8), Зеравшанский (9), Гиссаро-Каратегинский (10), Южно-Гиссар-ский (11), Атбаш-Иныльчекский (12), Северо-Памирский (13), Уйбулакский (14), Акбай-тальский (15) и Рушанско-Пшартский (16); 12 — проявления сурьмяного (а) и ртутного (б) оруденения; 13 и 14 — площади позднепалеозойского ртутно-сурьмяного оруденения в Тянь-Шане в существенно амагматичных зонах (13), в зонах гранитоидного магматизма и субаэрального вулканизма (14); 15 — зоны кайнозойского сурьмяно-ртутного оруденения на Памире.

Рудные пояса: I — Северо-Ферганский, II — Южно-Ферганский, III — Зеравшано-Гиссарский.

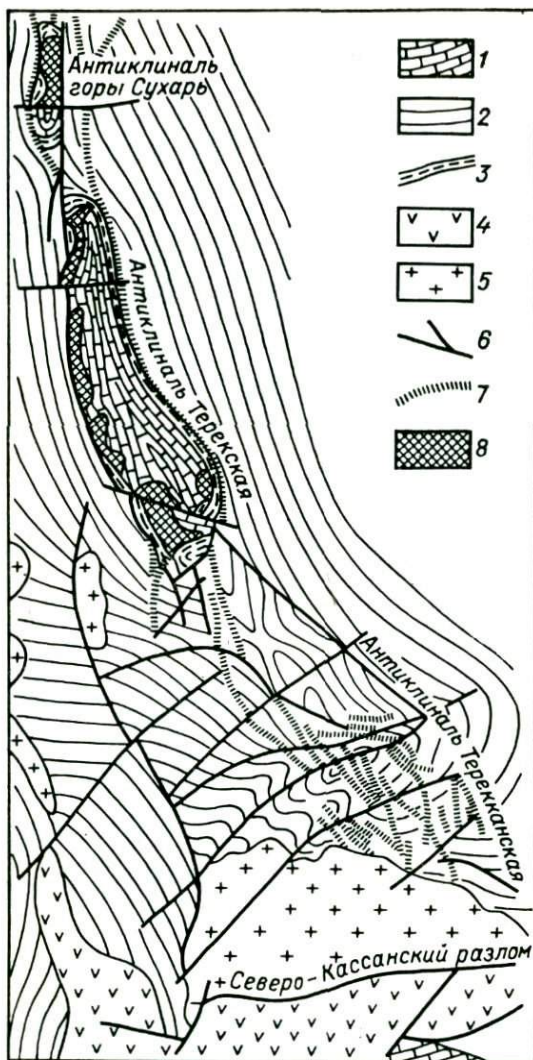


Рис. 7. Геологическая схема Терекского сурьмяного месторождения, по К. Т. Мустафину, М. Г. Жарикову и др. [49, 88].

1—3 — верхнепротерозойские отложения: мраморизованные известняки (1), кварцслюдистые сланцы (2) и кремнисто-карбонатные породы «переходного» горизонта (3); 4 — пермские андезитовые порфиры и их туфы; 5 — интрузии граносенит-порфира и плагногранитов; 6 — разломы; 7 — зоны дробления с золото-сульфидной минерализацией; 8 — межформационные джаспероидные брекчи с сурьмяным оруденением.

ниях), каолинит, накрит. Выделяется от трех до пяти генераций главных рудных и жильных минералов. По К. Т. Мустафину (1976 г.), могут быть намечены три основные стадии формирования месторождения. К ранней стадии относится образование мелкозернистых кварцевых метасоматитов (джаспероидов) с тонкой вкрапленностью золотоносного пирита и арсенипирита, сульфoантимонитов, галенита, сфалерита, антимонита и др. Рудная вкрапленность распределяется неравномерно, образуя иногда полосчатые агрегаты. Вторая стадия проявлена в форме кварц-антимонитовых гнезд и прожилков, цементирую-

ших раздробленные джаспероиды с ранней рудной вкрапленностью. Рудная брекчия приурочена к всяческому боку залежи. Кварц-антимонитовая брекчия в свою очередь раздроблена и цементируется баритом, кальцитом и кварцем третьей генерации с вкрапленностью и гнездами антимонита, блеклых руд, аурипигмента. Кальцит-баритовая брекчия локализуется по лежащему боку залежи.

По термобарометрическим данным Б. О. Манучарянца и др. [81], температурные пределы минералообразования второй — главной — антимонитовой стадии составляют 232—164, третьей — 90—65°С. Золотоносность антимонитовых руд низкая, отношение $Au : Ag = 1 : (3 \div 6)$. О. А. Виноградов (1972 г.) указывает на изменчивость пробности золота: Au I (в арсенипирите) — 900—940. Au II (в полиметаллической руде) — 830—840; Au III (в антимоните) — 600—610.

В целом для Кассанского района Ю. Ф. Баскаков, К. Т. Мустафин, А. И. Образцов отмечают наложение золото-мышьякового оруденения на пермские граносиенит-порфиры и андезитовые порфиры. В то же время оно сетется пермо-триасовыми дайками диабазовых порфиритов, после которых сформировались золото-серебряно-полиметаллические и сурьмяные проявления.

В Западном Узбекистане (Северном Нуратау, Тамдытау, Букантау и др.) отмечена цепь кварц-антимонитовых и халцедон-кварц-антимонитовых проявлений (Акбель, район Кокпатаса и др.), иногда с сопутствующей ртутной минерализацией, близких по составу и условиям размещения месторождениям Северной Ферганы. По данным Н. Р. Асатуллаева, А. Т. Бендика, Х. Р. Рахматуллаева, Ю. В. Финкельштейна они пространственно тяготеют к районам золото-сульфидно-кварцевого оруденения, ассоциирующего с позднепалеозойскими гранитоидами, сериями даек и субвулканических тел пестрого состава. Проявления размещаются в палеозойских карбонатно-сланцевых толщах. В распределении их большую роль играют разломы северо-восточного направления, поперечные к складчатым структурам. Оруденение характеризуется сереброносностью. На рудопроявлении Акбель (Северное Нуратау) наряду с кварц-антимонитовой выделяется самостоятельная овихит-буланжеритовая ассоциация [8].

Южно-Ферганский пояс протягивается близширотно вдоль северных склонов Алайского и Туркестанского хребтов, охватывая северную периферическую часть Южно-Тянь-Шаньской герцинской миогеосинклинально-складчатой системы. Наиболее изученные сурьмяные и ртутно-сурьмяные месторождения (Хайдаркан, Кадамджай, Абшир и др.) концентрируются в Сох-Исфайрамской рудоносной зоне, выделяемой в пределах структурной зоны Высоких предгорий Алая [123, 142]. Слагающие пояс отложения терригенно-карбонатного комплекса

имеют широкие возрастные пределы (от кембрия до карбона) и общую мощность 3,5—5 км, увеличивающуюся с запада на восток. Нижнюю часть комплекса образует кембрийская — силурийская песчанико-сланцевая формация, среднюю — девонская — среднекарбовая кремнисто-карбонатная формация, несущая большинство ртутно-сурьмяных проявлений, и верхнюю — флишоидные и молассоидные отложения московского яруса среднего карбона. В низах разреза, в общем практически амагматичного, отмечаются отдельные силлы и дайки диабазов. Более поздние магматические образования представлены спорадическими мелкими телами пермских гранодиоритов и пермо-триасовых щелочных пород.

Сох-Исфайрамская зона имеет существенно ртутно-сурьмяную специализацию. Ртутные и сурьмяные проявления несколько разобщены, образуют самостоятельные рудные кулисы, в то же время имеются рудные поля с комплексным ртутно-сурьмяным оруденением [91, 126]. Как сурьмяные, так и ртутно-сурьмяные и ртутные месторождения локализуются преимущественно в верхней части средне-позднепалеозойской кремнисто-карбонатной формации вдоль серии сближенных в разрезе меж- и внутриформационных несогласий — предмосковского, преднамюрского и др. В. Т. Сургай [132] выделяет эту часть толщ в качестве особой металлоносной сурьмяно-ртутно-карбонатной формации (D_2-C_2), подчеркивая тем самым явно выраженную тенденцию к стратифицированному распределению оруденения. Верхняя — рудоносная — часть разреза кремнисто-карбонатной формации отличается фациально, в ней появляются тонкослоистые известняки, оолитовые карбонатные породы, обильные кремнистые прослои и желваки и т. д. Вдоль поверхностей ранне-среднекарбовых несогласий отмечены бокситы (Л. П. Коннов, А. Г. Шмелев, 1972 г.), площадь распространения которых примерно совпадает с ртутно-сурьмяной зоной. Для бокситов характерны повышенные содержания ртути — до сотых долей процента (А. У. Абдуллаев, 1970 г.). В. П. Федорчук [141] указывает, что в пределах многих ртутно-сурьмяных рудных полей вдоль преднамюрского несогласия фиксируются линзы бокситоподобных ферриалитов, содержащих до 65% глинозема и до 50% окиси железа и подвергшихся гидротермальной переработке.

В Сох-Исфайрамской зоне преобладает согласное пластовое ртутно-сурьмяное оруденение, связанное с послойными кварцевыми метасоматитами — джаспероидами. Они распределяются, как указывалось, на определенных стратиграфических уровнях вдоль внутри- и межформационных несогласий. Вертикальный размах оруденения относительно таких уровней составляет 700—1000 м, хотя признаки минерализации иногда фиксируются в более широком диапазоне. Современный гипсометрический разброс ртутно-сурьмяного оруденения в молодых горных со-

оружениях Южного Тянь-Шаня составляет до 3400 м. Характерно, что в проявлениях, занимающих разное гипсометрическое положение в пределах этого большого интервала, состав оруденения, спектр элементов-примесей в антимоните, термометрические параметры практически не меняются [81, 141].

Н. М. Синицын (1960 г.), выделив районы с полным и неполным типами разреза среднепалеозойских отложений, указывал на размещение ртутно-сурьмяного оруденения вдоль границ «антиклинальных отmelей», узких зон интенсивной фациальной изменчивости, приуроченных к конседиментационным разломам. Г. С. Поршняков, В. С. Буртман и другие приводят материалы о неоднотипности формирования разнотипных нарушений в течение герцинского и альпийского циклов, интенсивном надвигообразовании, преваливании шарьяжной тектоники в рассматриваемой зоне. Все более пополняются данные о значительных масштабах и полихронности горизонтальных перемещений в Южном Тянь-Шане, маскирующих конседиментационные фациальные границы и ранние нарушения. Это затрудняет выделение рудоконтролирующих среди множества разновременных разломов, часть которых оказываются пострудными.

Месторождение Хайдаркан является одним из наиболее изученных типичных представителей комплексного ртутно-флюорит-сурьмяного оруденения в Сох-Исфайрамской зоне [91, 105, 117, 142]. Оно состоит из серии рудных участков, сменяющих друг друга в широтном направлении на протяжении 15 км. В строении рудного поля принимают участие разновозрастные отложения, находящиеся в сложных структурных соотношениях (рис. 8, А). Силурийская сланцевая толща надвинута по положу надвигу на ниже-среднекарбонные породы, несущие оруденение. Район месторождения расчленен постнадвиговыми крутопадающими разломами на ряд пластинообразных блоков, имеющих сложное покровное внутреннее строение. В некоторых блоках отложения смяты в антиклинальные складки, обрезаемые на крыльях разломами. В двух структурах такого типа — так называемых Северной и Южной антиклиналях — сконцентрированы рудные участки: в первой с существенно сурьмяным оруденением, сопровождающимся флюоритовой и реальгар-аурипигментовой минерализацией, во второй с преимущественно ртутным оруденением.

Оруденение приурочено к крупным пластообразным и линзовидным залежам кварцевых метасоматитов — джаспероидов, замещающих тонкослоистые известняки. Рудоносные джаспероиды располагаются на одном стратиграфическом уровне вдоль контакта кремнисто-известняковой газской свиты мощностью до 500 м (намюрский — башкирский ярусы) с перекрывающими углисто-глинистыми сланцами толубайской свиты (московский ярус среднего карбона) мощностью 300—400 м.

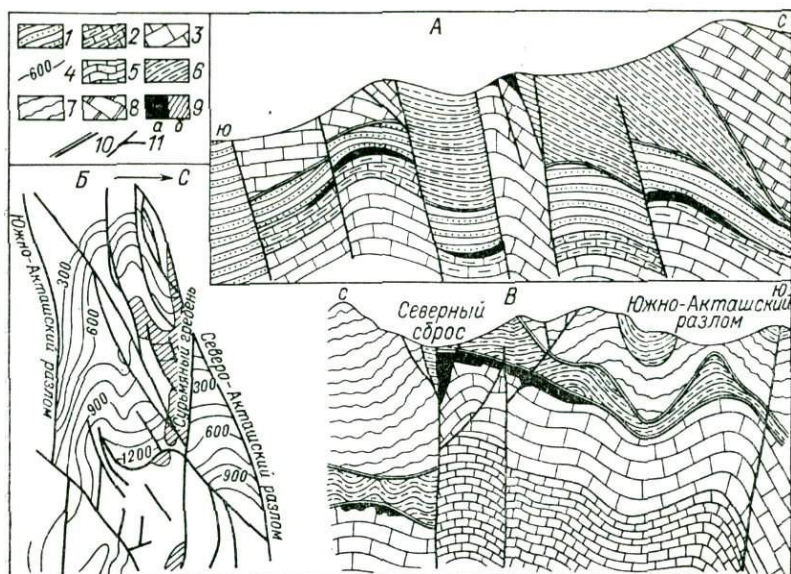


Рис. 8. Геологический разрез ртутно-сурьмяного месторождения Хайдаркан (А), структурная схема (Б) и геологический разрез (В) сурьмяного месторождения Кадамджай, по данным В. П. Федорчука, Н. А. Никифорова, М. Г. Жарикова, А. И. Гончарова, В. И. Кима, Г. А. Ярушевского и других [49, 91, 142 и др.].

1 — среднекарбонные глинистые сланцы, песчаники, кремнистые породы; 2 — ниже-среднекарбонные известняки с кремнистыми образованиями, ферриаллитами; 3 — нижекарбонные известняки массивные; 4 — изогилсы кровли нижекарбонных известняков; 5 — верхнедевонские тонкослоистые известняки и доломиты; 6 — верхнесилурийские — нижнедевонские сланцы, песчаники, кварциты; 7 — нижнесилурийские песчаники и сланцы; 8 — верхнесилурийские массивные и грубослоистые известняки; 9 — залежи рудоносных джаспероидов (а — на разрезах, б — на структурной схеме); 10 — надвиги; 11 — разломы.

На участках Плавиковая гора — Южная установлено сдвояние разреза по пологому чешуйчатому надвигу и связанная с этим двухъярусность оруденения. Предрудная джаспероидизация известняков сопровождалась значительным привносом кремнезема, оцениваемым В. П. Федорчуком [141] в масштабе всего рудного поля в 150 млн. т.

Богатое оруденение распределяется в джаспероидах непосредственно под сланцами или вблизи них (10—15 м) — в структурах экранирования, обусловленных разной проницаемостью боковых пород и пород кровли. По данным Н. А. Никифорова [91], в надрудных сланцах, образующих экранирующую покрывку, эффективная пористость составляет 0,83—1,43%, в рудоносных джаспероидах 1,56—6,03%, подстилающих массивных и грубослоистых известняках 0,25—0,92%. Сogласные пласто- и линзообразные рудные тела размещаются

главным образом в замковых частях антиклинальных складок с радиусом кривизны 100—700 м. Секущие жилы, гнезда, тела неправильной формы контролируются крутопадающими разрывами в джаспероидах. Жильные «апофизы» встречаются ниже и выше джаспероидных залежей в сланцах и массивных окварцованных известняках. На месторождении имеется большое число клиновидных, чечевицеобразных тел или полигональных рудных призм, отграниченных от пустых пород крутопадающими разрывами. Морфология и распределение их, скорее всего, могут быть объяснены пострудными перемещениями, сыгравшими, по-видимому, немалую роль в формировании современной структуры месторождения.

В составе оруденения преобладают антимонит и киноварь, второстепенную роль играют метациннабарит, реальгар, аурипигмент, пирит, примеси — фаматинит, гетчелит, бертьерит, блеклая руда, халькопирит; среди жильных главные — кварц (мелкозернистый, гребенчатый, друзовый), флюорит, кальцит, второстепенную роль играет барит. Для промышленных руд особенно характерны текстуры замещения — вкрапленная, прожилково-вкрапленная, гнездовая — и наряду с ними текстуры выполнения — крустификационная, кокардовая, брекчиевая и др. Отмечаются признаки неоднократного дробления, перекристаллизации, развития нескольких генераций главных минералов с резкой сменой текстур руд, появлением поздних крустификационных агрегатов. Выделяются четыре последовательные минеральные ассоциации, формирование которых было разделено импульсами трещиноватости и дробления: 1) предрудная кварцевая (джаспероидизация с сопутствующими изменениями), 2) кварц-флюорит-антимонит-киноварная с кальцитом и баритом, 3) кальцит-киноварная, 4) реальгар-аурипигментовая.

Температуры минералообразования, определенные Г. Г. Грушкиным по включениям в кварце второй ассоциации, находятся в пределах 286—160, кальцит-киноварной ассоциации 110—50° С. Н. А. Озерова [117] приводит данные об изотопном составе серы в сульфидах и барите Хайдарканского месторождения. Получены такие значения $\delta^{34}\text{S}$, ‰: антимонит — 7,9, гетчелит +6,3; киноварь I — 9,8; барит I +16,4 и +29,2; киноварь II от +6,3 до +10,0; барит II от 0 до +14,6; реальгар +4,7. По мнению Н. А. Озеровой, широкий разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ (20 ‰, в сульфидах от —9,8 до +10,0) и преобладание сульфидов, обогащенных тяжелым изотопом, свидетельствуют об участии в рудообразовании сульфатов морского происхождения.

С наиболее поздними генерациями игольчатого антимонита ассоциирует серицит, иногда приобретающий розовую окраску от включений тонкораспыленной киновари. Аргоновый возраст этого серицита по одним определениям равен 230—236 млн. лет

[142], по другим 244—268 млн. лет [12]. Эти близкие значения отвечают перми и дают, очевидно, верхнюю возрастную границу процесса минерализации на месторождении.

Сурьмяное месторождение Кадамджай (рис. 8, Б и В) также находится в Сох-Исфайрамской зоне и в главных чертах весьма сходно с месторождением Хайдаркан. Оно размещается в западной части сложной многопокровной шарьяжной структуры Каузанского антиклинория, выделяемого Г. С. Поршняковым (1973 г.). В пределах района средне-позднепалеозойская терригенно-карбонатная толща, несущая оруденение, перекрыта по системе пологих чешуйчатых надвигов тремя покровами, сложенными силуро-девонскими песчанико-сланцевыми отложениями. Складчато дислоцированные периоды автохтона и покровов разбиты системой позднегерцинских и альпийских крутопадающих разломов, значительно усложняющих структуру и обуславливающих ее блоковый характер.

Оруденение приурочено к пластовой залежи джаспероидов, тяготеющей к сводовой части Акташской антиклинали. Джаспероиды и темные мелкозернистые кремнистые роговикоподобные породы, замещающие сланцы, протягиваются по контакту визейских известняков и среднекарбонových сланцев толубайской свиты. Последние на большей части площади месторождения срезаны надвигом, так что оруденение по всякому боку перекрыто покровом девонских сланцев. Северная часть месторождения опущена примерно на 600 м по Северному сбросу. Оруденение получило преимущественное развитие вблизи Северо-Акташского разлома и Северного сброса, который рассматривается как рудораспределяющая структура [49].

На месторождении преобладают сложные согласные пластообразные рудные залежи, составляющие 47% рудных тел и несущие наиболее концентрированное оруденение [91]. Они локализируются преимущественно в верхней части горизонта роговико-джаспероидных брекчий на участках куполовидных складок высоких порядков.

Отмечаются признаки гипогенного выщелачивания и последующего переотложения антимонита в пустотах в виде игольчатых кристаллов и друз с кварцем и флюоритом. Выделяется ряд последовательных минеральных ассоциаций, в общем сходных с таковыми на месторождениях Хайдаркан. Г. К. Мирзапаязов и А. И. Бектемиров [84] специально подчеркивают значительную длительность второй — собственно антимонитовой стадии. Это запечатлено в неоднократном дроблении джаспероидов и цемента брекчий, отложении нескольких генераций кварца, антимонита, флюорита и др.

Зеравшано-Гиссарский ртутно-сурьмяный пояс был выделен в качестве самостоятельной металлогенической единицы П. Д. Виноградовым [29]. Строение и рудоносность пояса охарактеризованы в работах Р. Б. Баратова, А. С. Великого,

П. Д. Виноградова, А. Е. Довжикова, Н. С. Мудрогиной, Т. И. Новиковой, Р. Н. Сальниковой, В. Ф. Чернышева, Х. М. Юсупова и других [26, 29, 87, 92, 116, 148, 155].

Зеравшано-Гиссарский пояс расположен симметрично Южно-Ферганскому поясу, по южную сторону Южно-Тянь-Шаньской миогеосинклинально-складчатой системы. Он вытянут в близширотном направлении более чем на 200 км при ширине 30—35 км. Пояса разделены Зеравшано-Туркестанской геоантиклинальной зоной, сложенной преимущественно песчано-сланцевыми отложениями силура (А. Е. Довжиков и др., 1968 г.). С юга пояс ограничен гранитоидами Гиссарского плутона и Южно-Гиссарской средне-позднепалеозойской эвгеосинклинально-складчатой зоной. В пределах последней по сохранившимся фрагментам вулканических покровов, субвулканическим телам, эруптивным образованиям реконструируется пермо-триасовая зона субаэрального вулканизма с ртутной и сурьмяной минерализацией месторождения Кончоч и др. [21]. Основные структурные границы фиксируются протяженными региональными разломами.

Зеравшано-Гиссарский пояс сложен палеозойскими отложениями терригенно-карбонатного миогеосинклинально-складчатого комплекса, существенно амагматичного. Е. Н. Горецкая (1968 г.) указывает на весьма незначительное распространение покровов спилитов, диабазовых порфиритов среди раннесилурийских сланцев. Спорадически встречаются отдельные мелкие интрузии гранодиоритов и кварцевых диоритов, возраст которых определяется как раннекарбонный — позднепалеозойский [37].

Основание разреза палеозойского терригенно-карбонатного комплекса составляет раннесилурийская (возможно, раннепалеозойская или докембрийская) песчано-сланцевая формация. С несогласием на нижнюю толщу налегает карбонатная формация лудлова — раннего-среднего девона, мощность которой достигает 2500 м, обычно 1500—2000 м. Выше с угловым несогласием залегает терригенная толща, часто с кремнистыми слоями вблизи основания и карбонатными пачками. Возрастные пределы ее трактуются по-разному: от среднего девона — среднего карбона до среднего — позднего карбона. Послераннеживетский перерыв отвечает периоду поднятия (частной инверсии) и перехода от карбонатного к терригенному осадконакоплению. Верхняя терригенная толща относится к флишоидной формации, мощность ее не превышает 1000 м.

Сурьмяные и ртутные проявления пояса приурочены преимущественно к межформационному несогласию, разделяющему карбонатную и флишоидную формации. Этот факт, впервые отмеченный В. Р. Мартышевым и А. Е. Довжиковым (1949 г.), был затем подтвержден Н. С. Мудрогиной [87] и сейчас рассматривается Х. М. Юсуповым [156] и рядом других исследо-

вателей в качестве одной из главных региональных закономерностей размещения пластового сурьмяного оруденения в Зеравшано-Гиссарском поясе. Поверхность несогласия отчетливо фиксируется в разных частях пояса. Вдоль нее отмечаются реликты фосфатных кор выветривания, карстовые формы, проявления бокситов в известняках эйфельского и живетского ярусов, горизонт брекчий мощностью до 30 м, прослеживающийся местами непрерывно на 1,5—2 км [87, 148]. Верхняя граница горизонта окварцованных рудоносных брекчий обычно тектонически сглажена, нижняя неровная, уступчатая. Обломки сланцев тяготеют к кровле, а известняков — к подошве брекчий. В. Ф. Чернышев и И. З. Корин [148, с. 86] полагают, что «формирование брекчий началось еще в период осадконакопления терригенной толщи». А. Е. Довжиков и В. Р. Мартышев в свое время указывали, что широко распространенные на поверхности размыва брекчий несут признаки элювиальных, связанных с выветриванием карбонатных толщ.

В поясе преобладают сурьмяные и ртутно-сурьмяные месторождения, группирующиеся в нескольких районах и зонах. Они сопровождаются немногочисленными собственно ртутными (Зархок, Кавнок и др.) и флюоритовыми (Куликалон) месторождениями.

Сурьмяные месторождения принадлежат к двум главным структурно-морфологическим типам: согласным пластообразным залежам рудоносных джаспероидов и секущим кварцеворудным жилам. Первые включают в себя наиболее изученные объекты (Джизжикрут, Турк-Парида, Воланги-Дароз и др.), размещающиеся в карбонатных отложениях под терригенной покрывшей на выдержанном стратиграфическом уровне девон-карбонového несогласия. Месторождения на современном срезе группируются вблизи границ площадей, сложенных терригенными отложениями верхней толщи, представляющими сохранившиеся от эрозии фрагменты палеозойских флишевых прогибов третьей генерации [116]. Жильные сурьмяные месторождения (Уч-Кадо, Пиндар и др.) развиты главным образом в сланцах нижней терригенной толщи, прорванных телами гранитоидов. Они ассоциируют с золото-сульфидным, редкометальным и полиметаллическим оруденением, связанным с интрузиями и несущим сурьму и ртуть в виде минеральных и геохимических примесей (Н. А. Блохина, 1970 г.; Н. М. Мадалиев, 1975 г.).

Соотношения согласных пластообразных залежей и секущего жильного сурьмяного оруденения неоднозначны: жильные тела иногда сопровождают джаспероидные залежи в перекрывающих сланцах, представляя собой как бы секущие апофизы согласного оруденения. По данным Н. С. Мудрогиной, на месторождении Чор-Рога (Шинг-Магианский район) пластовая джаспероидная рудная залежь срезается (?) небольшой интрузией.

зией позднепалеозойских гранитоидов. Вблизи интрузии джаспероиды секутся серией более поздних кварц-антимонитовых жил. В жилах исчезает киноварь, ассоциирующая с антимонитом в пределах всего рудного поля (месторождение Бузинова).

Сурьмяные месторождения размещаются вблизи региональных разломов длительного развития на флангах крупных складчатых сооружений — Северо-Гиссарского и Зеравшанского антиклинориев [29]. Разломы фиксируются зонами сопряжения разнородных фаций, чешуйчатыми дислокациями, встречаемыми надвигами. Х. М. Юсупов [156] показал, что на месторождениях широко проявлена альпийская пострудная тектоника (включая омоложение древних разломов), искажающая первичное распределение оруденения.

Шинг-Магианский район включает в себя месторождения Воланги-Дароз, Турк-Парида, Кара-Камар, Гурдара, располагающиеся тесной группой в западной части пояса. Все месторождения представлены пластообразными залежами рудосных джаспероидов, размещающихся вдоль поверхности несогласия под кремнисто-сланцевой толщей среднего девона — нижнего карбона мощностью до нескольких сотен метров. Карбонатные породы основания залежей имеют ранне-среднедевонский, на месторождении Гурдара — лудловский возраст. Они представлены грубослонстыми и массивными известняками и доломитами.

Оруденение локализуется в сводовых частях Магианской и Нофинской горст-антиклиналей, вытянутых в близширотном направлении и срезанных на крыльях разломами. Складки имеют сундучную форму с шириной сводовой части 1,5—2 км. Углы падения пород в своде 3—15°, на крыльях в приразломных зонах 35—50°. Своды осложнены мелкими куполовидными брахискладками, разбиты нарушениями, несущими признаки неоднократного подновления. Оруденение распределено в горизонте джаспероидных брекчий неравномерно, оно представлено жилами, прожилками, рудными брекчиями, гнездами и вкрапленностью.

В. Ф. Чернышев и И. З. Корин [148], детально изучившие структуру месторождений района, установили, что развитие складчатых деформаций протекало и после формирования согласных джаспероидных залежей. В сланцах и джаспероидах отмечаются мелкие прожилки с крустификационными агрегатами кварца, флюорита и антимонита, выполняющими поперечные трещины отрыва. Эта прожилковая минерализация является постскладчатой. Форма рудных тел часто осложнена пострудными нарушениями, прерывающими оруденение по простиранию, разбивающими тела на блоки с резко меняющейся интенсивностью оруденения и т. п. [87, 156]. Вертикальный размах сурьмяного оруденения на отдельных месторождениях не превышает 450 м [59].

В составе оруденения на большинстве месторождений главную роль играет антимонит, иногда сопровождающийся киноварью, образующей также самостоятельные концентрации; второстепенные минералы и примеси — пирит, арсенопирит, сфалерит, халькопирит, реальгар, аурипигмент; среди нерудных преобладает кварц, в разных пропорциях встречаются флюорит, кальцит, барит и эпизодически — доломит, анкерит, серицит, диккит-каолинит.

На месторождениях Кара-Камар и Гурдара в числе главных компонентов руд присутствуют сфалерит и гетероморфит или цинкениит [59, 116]. В пластообразных рудных залежах джаспероидов установлена вертикальная зональность оруденения: сульфидно-сульфосольные руды (Sb, Pb, Zn) концентрируются в лежащем, а антимонитовые (Sb) — в висячем боку залежей [62]. Р. Н. Сальникова [116] указывает, что сульфосольно-антимонитовое безкиноварное оруденение распространено на реконструируемых палеоглубинах более 1000 м, антимонитовое со спорадической примесью киновари — в диапазоне 1000—500 м и киноварное — 500 м.

Выделяются четыре последовательные минеральные ассоциации, разделенные дроблением. К наиболее ранней ассоциации относятся роговикоподобные существенно кварцевые микрозернистые (0,02—0,03 мм) агрегаты, слагающие джаспероидные брекчии. В кварце отмечается рассеянная микровкрапленность сульфидов — пирита, арсенопирита, сфалерита, а также, возможно, антимонита и киновари.

Вторая ассоциация — кварц-флюорит-сульфосольная. На месторождениях Кара-Камар и Гурдара к ней относится кварц-флюорит-сфалерит-гетероморфитовый (или цинкениитовый) парагенезис, сменяющийся на других месторождениях почти бессульфидной кварц-флюоритовой ассоциацией. Она проявлена в форме цемента джаспероидной брекчии.

Третья ассоциация (главная рудная) кварц-киноварно-антимонитовая, также характеризуется брекчиевыми текстурами минеральных агрегатов, признаками неоднократной перекристаллизации рудных минералов, кварца, флюорита, барита. С четвертой кальцит-барит-антимонит-киноварной ассоциацией, распространенной главным образом на ртутных месторождениях, связаны поздние мелкие прожилки реальгара и аурипигмента.

По термобарометрическим данным Г. А. Ишан-Шо [59] и С. А. Морозова, формирование перечисленных минеральных ассоциаций протекало на фоне снижающейся температуры и значительной изменчивости давления: первая (и возможно вторая) ассоциация 300—260°С, 700—280 бар; третья ассоциация 250—130°С, 660—150 бар; четвертая ассоциация 160—40°С, 270—120 бар. Антимонит, согласно этим определениям, в основной массе выделился при 250—200°С.

Общие особенности минерализации на сурьмяных месторождениях Шинг-Магианского района позволяют сделать вывод о значительной длительности процесса их формирования. Определение аргонового возраста по поздним серицитам из месторождения Бузинова дало значения 234 и 315 млн. лет (В. П. Федорчук, П. Т. Шишкин, 1969 г.), что свидетельствует о возможной верхней возрастной границе минерализации в карбоне — перми.

Ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут, один из наиболее сложных и интересных объектов Зеравшано-Гиссарского пояса, находится в его центральной части. Оно представляет собой месторождение согласного типа, локализующееся вдоль поверхности среднепалеозойского межформационного несогласия. В строении месторождения участвуют нижнесилурийские сланцы, лудловские доломиты, нижнедевонские массивные известняки, нижнекарбонные (?) сланцы и кремнистые породы. Все они слагают среднепалеозойское блоковое поднятие, протягивающееся в широтном направлении на 4,5 км при ширине 2 км. Блоки этого поднятия объединены единой поверхностью несогласного залегания на них визе-намюрских сланцев с пачками кремнистых пород, мелкогалечных конгломератов и в верхней части — известняков (рис. 9, А). В ряде работ последних лет [92, 116, 148, 152] принята стратиграфическая схема А. А. Кашина, согласно которой нижняя часть этой перекрывающей толщи отнесена к верхнему девону — турнейскому ярусу раннего карбона, что, по-видимому, нуждается в дополнительном обосновании.

Трактовка структуры месторождения неоднозначна. Одни исследователи [152], указывая, что в целом структура рудного поля представляет собой ступенчатый грабен, большое значение придают крупноамплитудным пологим надвигам, по которым с севера в девонскую сланцевую толщу вдвинут клин доломитов и известняков силуро-девона. В брекчиях по контактам тектонического клина распределяется оруденение. По другим построениям [116, 148] главной структурой является опрокинутая к югу, почти лежащая антиклиналь. Складка по альпийскому надвигу надвинута на юрские угленосные и меловые гипсоносные отложения, слагающие узкую депрессию южнее месторождения. В более простых схемах структура поверхности среднепалеозойского несогласия и вышележащей толщи рисуется как пологая широтная синклиналь, осложненная антиклинальным перегибом на западном замыкании. К нему приурочено месторождение [49]. Слабая выразительность этих дислокаций позволила другим исследователям [26] рассматривать структуру месторождения как моноклиналь с пологим падением к востоку.

Современная структура рудного поля имеет сложный блоковый характер. По секущим сбросам рудовмещающие брек-

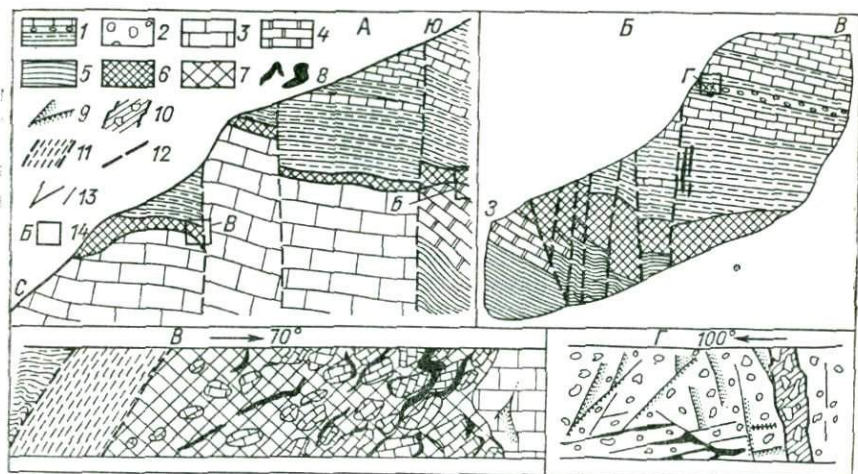


Рис. 9. Ртутно-сурьмяное месторождение Джижикрут. Составила Н. С. Мудрогина.

А — схематизированный геологический разрез месторождения; Б — разрез Центрального участка; В и Г — зарисовки стенок штолен: рудоносная карбонатная брекчия (В), ртутное и сурьмяное оруденение в конгломератах и песчаниках намюра (Г).

1 — нижнекарбонные (?) алеволиты, песчаники, глинистые и кремнистые сланцы надрудной толщи; 2 — песчаники и конгломераты намюра, частью каолинизированные; 3 — верхнесилурийские — нижнедевонские грубосланцы и массивные известняки; 4 — верхнесилурийские доломиты; 5 — нижнесилурийские серицит-хлоритовые сланцы и кварциты; 6 — рудоносные джаспероидные брекчии; 7 — кварц-карбонатный цемент рудоносных брекчий; 8 — антимонитовые оруденения; 9 — вкрапленность киновари; 10 — безрудная кальцитовая жила брекчиевого строения; 11 — зона милонитизации; 12 — сбросы; 13 — тектонические трещины; 14 — участки детальных зарисовок.

ции, приуроченные к несогласию, разнесены по вертикали на 700 м. Многие из разломов, заложенные еще до формирования предвизейского (или предсреднедевонского?) несогласия подверглись неоднократному омоложению, вплоть до пострудных движений [155]. Последние определили формирование выдержанных неминерализованных пострудных зон милонитизации и дробления (рис. 9, А—В).

Оруденение концентрируется в брекчиях, локализованных вдоль поверхности несогласия и отличающихся крайне невыдержанной мощностью (от метров до 100 м и более) и неоднородным строением — от мелкообломочных до крупноглыбовых. Брекчии являются основным рудовмещающим горизонтом и рассматриваются большинством исследователей как тектонические образования. В. Ю. Волгин, В. С. Иванов и др. [26, 30] дают убедительные свидетельства их палеокарстовой природы. Брекчии, представлявшие первично карстовые отложения, подверглись тектонической переработке и минерализации. Морфология и внутреннее строение палеокарстовых пустот и брекчий во многом предопределили неравномерное распределение и сложные формы рудных тел.

Брекчии, вмещающие оруденение, неравномерно окварцованы, в меньшей степени баритизированы и флюоритизированы. В составе руд преобладает антимонит, сопровождающийся киноварью, пиритом, марказитом, реальгаром, аурипигментом и на глубоких горизонтах сфалеритом, вплоть до образования клейофан-антимонитовых руд с содержанием цинка до 3% [152]. Второстепенные рудные минералы и примеси — галенит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, бертьерит, лорандит, халькостибит, метациннабарит и др. Примечательно присутствие в рудных парагенезисах валентинита, гипогенная природа которого доказана Т. И. Новиковой [92]. Главные нерудные минералы — кварц, доломит, кальцит, анкерит, второстепенные — барит, флюорит, гидрослюда, диккит, халцедон и др.

Минерализация протекала в три основные стадии: 1) прерудную кварцевую метасоматическую, 2) силикатно-сульфидную (основная масса антимонита) и 3) сульфидно-барит-карбонатную. Последней стадии отвечает карбонат-барит-антимонит-киноварная минеральная ассоциация, распространенная не только в джаспероидных брекчиях, но слагающая и секущие тела — Вертикальное рудное тело, Верхние рудные выходы и др. (рис. 9, Г), часто с колломорфными и крустификационными рудными агрегатами. Рудные залежи подвергались неоднократному дроблению и цементации с перекристаллизацией киновари, антимонита и сфалерита, их переотложением в жильных трещинах и друзовых полостях [30].

Переотложение и перекристаллизация рудных и нерудных минералов в результате наложения поздних процессов делают условной простейшую трехстадийную схему формирования месторождения. В этой связи термобарометрические данные [59, 152] [1) 366—255°С, 660—250 бар; 2) 285—125°С, 640—150 бар; 3) 210—40°С, 610—120 бар] воспринимаются скорее как свидетельство минимум троекратного оживления минерализующей системы.

По данным Н. А. Озеровой [117], изотопный состав серы в барите ($\delta^{34}\text{S}$ от +9,6 до +14,4‰), киновари (от -17,4 до -28,9‰) и антимоните (от -8,3 до -22,5‰) свидетельствует об использовании при образовании руд биогенной серы осадочных пород. Для поздних минералов друзовых пустот в качестве возможного источника серы указаны мезозойские гипсы со сходным изотопным составом серы.

Структурные и минералогические данные свидетельствуют о значительной длительности образования (и преобразования) месторождения. Это заключение подтверждается определениями аргонового возраста, полученными Ю. А. Шуликовской [152] по ранним гидромусковитам — 340—380 млн. лет (поздний девон — ранний карбон) и поздним серицитам — 252 млн.

лет (по данным В. П. Федорчука и П. Г. Шишкина, 1969 г.— 257—269 млн. лет).

На восточном фланге Зеравшано-Гиссарского пояса обособляется Ягнобская зона с сурьмяным оруденением иного типа по сравнению с рассмотренным выше. В нижнесилурийских (?) серицит-хлоритовых сланцах, прорванных позднепалеозойскими гранитоидами, распространены жильные антимонитовые месторождения Уч-Кадо, Пиндар, Парз и др. Они находятся в пространственной близости к оловянно-вольфрамовым проявлениям, связанным с гранитоидами и отличаются некоторыми специфическими особенностями. Гидротермальные изменения на них охватывают узкую околожильную зону и выражаются в серицитизации (беризитизации) и окварцевании, связанных с ранней кварц-пирит-арсенопиритовой ассоциацией, иногда слабо золотоносной. Поздняя кварц-антимонитовая ассоциация накладывается на раннюю, но иногда образует самостоятельные жильные тела. На месторождении Уч-Кадо антимонитовое оруденение ассоциирует с полиметаллическим (сфалерит, галенит, тетраэдрит и др.) и киноварным, образующим самостоятельные скопления в линзах известняков.

Рассмотренные сурьмяные месторождения Южного Тянь-Шаня размещаются в породах палеозойского комплекса или более древних образованиях и связаны в основном с герцинской рудогенией [91, 123, 142]. Наряду с ними в регионе отмечены молодые альпийские сурьмяные и ртутные проявления, образование которых обусловлено процессами кайнозойской тектонической активизации Тянь-Шаня. К ним относятся: киноварная минерализация в современном карсте, находки самородной ртути в четвертичных лёссах и аллювии; киноварно-гематитовая минерализация в базальных юрских горизонтах, перекрывающих ртутное месторождение Зархок (М. И. Розинов, 1970 г.; В. И. Попов и др., 1974 г.). По данным Ю. А. Шуликовской и А. А. Брагинского (1976 г.), в восточной части Зеравшано-Гиссарского пояса выявлено сурьмяно-ртутное рудопроявление Хшерт, представленное антимонитовыми прожилками и вкрапленностью киновари, ассоциирующими с кварцем и диккитом, в нижнеюрских алевролитах и углисто-глинистых сланцах. Рудные минералы лишены примеси селена, теллура, мышьяка, столь характерных для антимонита и киновари палеозойских месторождений [142].

Кавказская провинция

В Кавказской провинции известно несколько десятков сурьмяных месторождений. Археологические находки свидетельствуют, что добыча сурьмы на некоторых из них осуществлялась во II—III тысячелетии до нашей эры [137]. В изучении их значительное участие принимали И. Г. Магакьян, Г. А. Твалчре-

лидзе, Г. О. Григорян, Э. А. Сагателян, Г. И. Тогошдзе, З. Я. Церцвадзе, К. И. Чичинадзе и другие.

Большой Кавказ представляет собой полициклическую складчатую систему с последовательно мигрировавшими с севера на юг зонами байкалид, герцинид и альпид, пережившими общую позднеальпийскую тектоно-магматическую активизацию в неогеновый период и, по-видимому, в четвертичное время. Именно с этой эпохой, завершающей металлогеническое развитие провинции, связано сурьмяное оруденение, ассоциирующее с субаэральным вулканизмом и субвулканизмом [79, 134]. Кроме того, в палеозойской зоне Передового хребта проявлена малозначительная герцинская антимонитовая минерализация [37].

Основная масса сурьмяных месторождений сосредоточена на южном склоне Главного Кавказского хребта в рудном районе Горной Рачи. Отдельные месторождения распространены на Северном Кавказе (Гитче-Тырныауз и др.). В альпийской эвгеосинклиналино-складчатой зоне Малого Кавказа известны проявления антимонитовой минерализации, тесно связанной с золотым и серебряно-полиметаллическим (Азатекское, Зодское) и ртутным (Амасия) оруденением.

Район Горной Рачи относится к Рача-Осетинской рудоносной зоне, имеющей ртутно-сурьмяно-вольфрамовую специализацию [127]. Район включает в себя сурьмяные, вольфрамово-сурьмяные, ртутные и мышьяковые месторождения и рудопоявления, размещающиеся вблизи южной границы кристаллического ядра горст-антиклинория Главного хребта с мезозойским флишевым прогибом (рис. 10, А). Антимонитовые (Зопхито, Картишо и др.) и ферберит-антимонитовые (Сагеби, Ноцара и др.) месторождения, сходные по строению и условиям размещения, залегают в интенсивно складчато дислоцированных юрских глинистых сланцах и палеозойских гранитоидах. Они образуют цепочку, вытянутую на 40 км параллельно Главному надвигу, по которому кристаллические породы надвинуты на сланцевую толщу. Южнее, в более погруженной части флишевого прогиба прослеживается полоса ртутных и далее к югу — реальгар-аурипигментовых проявлений. В зоне оруденения вблизи надвига распространены дайки и силлы юрских диабазов и третичные субвулканические «неоинтрузии» альбитофиров и дацитов. С ними связываются [134, 137] сурьмяные и ртутно-мышьяковые проявления, образующие единый комплекс с хорошо выраженной латеральной рудной зональностью по отношению к Главному надвигу. Третичной вольфрамово-сурьмяной минерализации в пределах антиклинория предшествовало позднемезозойское шеелитовое, кварц-вольфрамитовое, молибденитовое и медно-пирротинное оруденение [37].

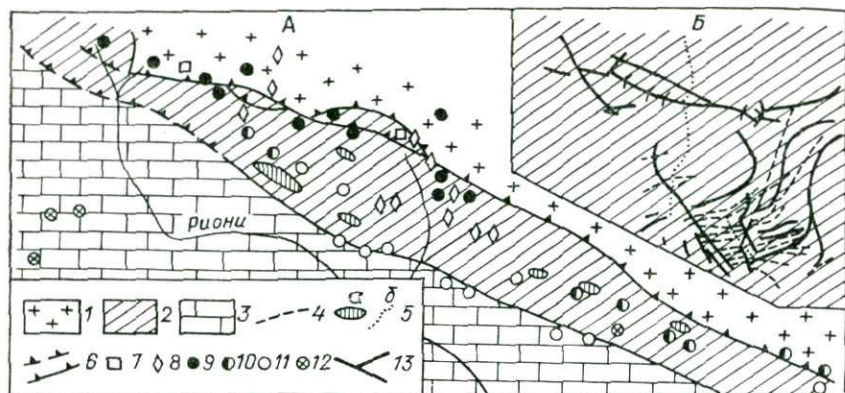


Рис. 10. Геологические схемы рудного района Горная Рача (А) и западной части месторождения сурьмы Зопхито (Б), по Г. А. Твалчрелидзе, Г. И. Тонгидзе [134, 137].

1 — кристаллическое ядро антиклинария Главного Кавказского хребта; 2 — нижнеюрские глинистые сланцы; 3 — верхнеюрский карбонатный флиш; 4 — юрские дайки диабазов; 5 — штоки (а) и дайки (б) третичных дацитов и альбитофиров; 6 — надвиги; 7—12 — проявления оруденения: молибденового (7), медно-пирротинового (8), антимонитового (9), ферберит-антимонитового (10), киноварного (11) и реальгар-аурипигментового (12); 13 — кварцево-рудные жилы месторождения Зопхито.

Месторождение Зопхито (рис. 10, Б) представлено серией кварц-халцедон-антимонитовых жил, размещающихся на площади 4 км² в раннеюрских сланцах, ороговикованных и метаморфизованных в зоне Главного надвига, имеющей здесь чешуйчатое строение. В сланцевой толще широко распространены дайки диабазов, милонитизированные в зоне надвига, и постнадвиговые дайки альбитофиров. Рудные жилы имеют преимущественно близширотную и близмеридиональную ориентировку, изгибаются и сложно сочленяются в плане. Некоторые жилы размещаются в контактах даек диабазов. Состав оруденения не меняется в пределах эрозионного вреза, составляющего около 800 м [137].

Минеральный состав этого месторождения и ряда других детально изучен М. С. Сахаровой [118] и Т. А. Твалчрелидзе (1959 г.). Главную роль в составе рудных жил играют антимонит и кварц (в том числе поздний халцедоновидный), обычно отмечается присутствие некоторых количеств ферберита и карбоната; подчиненную роль играют арсенопирит, пирит, бертьерит, сфалерит, пирротин; редкие примеси — шеелит, халькопирит, марказит, галенит, станнин, золото. Антимонит образует полосчатые и радиально-лучистые агрегаты, зернистые скопления в цементе брекчий, содержит серебро. Боковые породы около жил серицитизированы, хлоритизированы, местами превращены в глины. Характерно, что бартьерит является поздним минералом. Он содержит тончайшую эмульсионную вкрапленность самородной сурьмы и замещает антимонит. На

месторождении Сагеби в симметрично-зональных жилах отмечается зона совместного развития ферберита и антимонита, свидетельствующая об их практически одновременном отложении. В целом в сурьмяных и сурьмяно-вольфрамовых месторождениях Горной Рачи выделяются три последовательные минеральные ассоциации, образующие иногда самостоятельные рудные тела: I — арсенопирит-пиритовая, II — кварц-ферберитовая, III — кварц-антимонитовая. Ферберит-антимонитовые месторождения, близкие к рассмотренным, распространены на западном продолжении района Горной Рачи и значительно восточнее (Хулаиджийское) [134].

В Севано-Амасийской позднемиоценовой эвгеосинклинально-складчатой зоне Малого Кавказа немногочисленные проявления сурьмяного оруденения ассоциируют с золотой и ртутной минерализацией, связанной с миоплиоценовыми вулканическими образованиями (покровами, малыми телами) [79]. Обращает на себя внимание месторождение А м а с и я, представляющее достаточно редкий случай антимонитового оруденения в листовниках. Минерализованная зона дробления и листовенитизации прослеживается в крупном клиновидном теле мел-эоценовых гипербазитов на 1 км. Она содержит короткие жилы и гнезда антимонита, которому сопутствуют реальгар и аннабергит. Месторождение изучено недостаточно. По условиям размещения оно сходно с многочисленными ртутными месторождениями листовенитового типа, распространенными в восточной части Севано-Амасийской зоны.

Азатекское сурьмяно-полнметаллическое месторождение находится в южной части Малого Кавказа. Пологие пластовые и секущие крутопадающие рудные жилы залегают в эоценовых порфиритах и туфопесчаниках. Жилы имеют брекчиевое строение и сопровождаются каолинизацией и серицитизацией боковых пород в ореоле шириной до нескольких метров. Антимонитовое оруденение концентрируется преимущественно в пологопадающих жилах. Э. А. Сагателян [114] выделяет четыре последовательные минеральные ассоциации: I — кварц-пирит-галенит-сфалеритовую; II — кварц-сульфосольную с галенитом и пиритом (главные минералы — буланжерит, плагионит, геокронит и др.); III — кварц-антимонитовую и IV — баритовую. Серебро и золото концентрируется в кварц-сульфосольной ассоциации. Г. О. Григорян [42], рассматривая парагенезис сульфосолей свинца и сурьмы, установил антагонизм галенита и антимонита.

Забайкальская провинция

Забайкальская провинция входит в трансрегиональный Центральноеазиатский сурьмяно-ртутный пояс, выделенный В. А. Кузнецовым [70]. Она охватывает в западной части Бай-

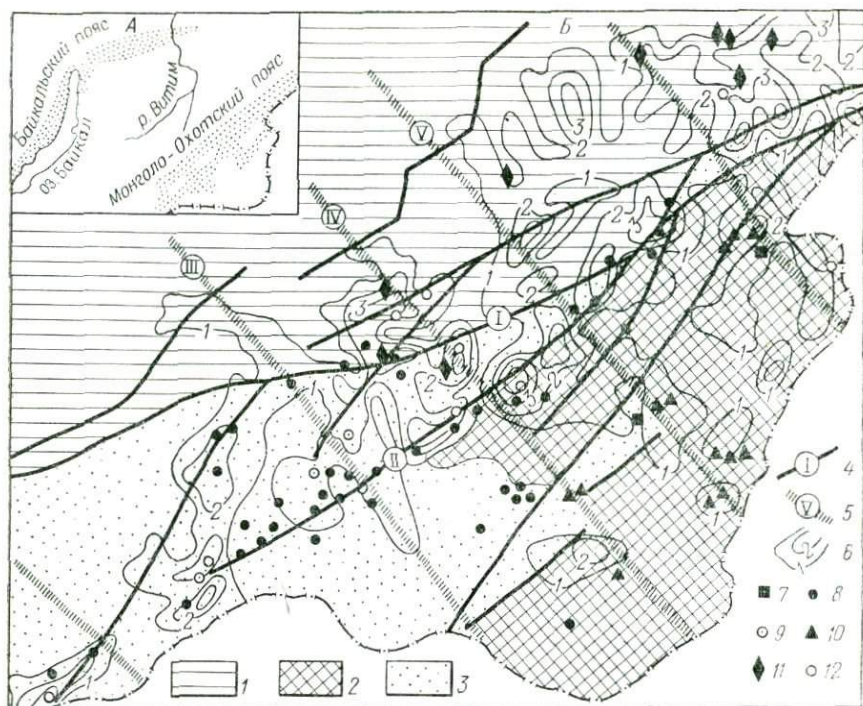


Рис. 11. Пояса сурьмяной и ртутной минерализации Забайкальской провинции (А) и схема размещения сурьмяных и ртутных проявлений в главных структурах Восточного Забайкалья (Б) [18].

1 — гранитно-метаморфические комплексы протерозойд Становой области (PR); 2 — гранитно-метаморфические и карбонатные комплексы Аргунского массива, Байкальды (PR—PZ); 3 — вулканогенно-терригенные и терригенные комплексы Монголо-Охотской полициклической геосинклиналино-складчатой области (PR, PZ, MZ); 4 — главные региональные разломы Монголо-Охотского пояса (I — Шилка-Ингодинский, II — Удинский); 5 — скрытые поперечные разломы фундамента, по Г. И. Менакеру, В. В. Старченко, И. Н. Томсону и другим (III — Читинско-Агинский, IV — Байлейско-Дарасунский; V — Нерзаводско-Сретенский); 6 — изолинии концентраций киновари в аллювии (в условных единицах); 7—12 — проявления: сурьмяные в пластообразных залежах джаспероидов (7), ртутно-сурьмяные и сурьмяные жильные (8), ртутно-сурьмяно-вольфрамовые (9), сурьмяно-полиметаллические (10), сурьмяные, ассоциирующие с кварц-сульфидной минерализацией (11), ртутные (12).

кальский сурьмяно-ртутный пояс, в пределах Восточного Забайкалья — западную ветвь Монголо-Охотского пояса (рис. 11, А). Первые сведения о ртутно-сурьмяных проявлениях провинции суммированы С. С. Смирновым (1933 г.) в сводке по забайкальским полиметаллическим месторождениям. Сейчас насчитывается около сотни сурьмяных и ртутно-сурьмяных проявлений. Условия их размещения, возраст, генетические особенности и типизация рассмотрены в работах А. Д. Щеглова, В. С. Кормилицына, З. В. Сидоренко, В. И. Бергера, В. М. Кандера и других [18, 66, 120, 130, 154].

Байкальский пояс, включающий в себя Келянское сурьмяно-ртутное месторождение, серию рудопроявлений и ореолов рассеяния ртути и сурьмы, дугообразно огибает оз. Байкал. Пояс расположен в области докембрийских и раннепалеозойских структур ранних байкалид, подвергшихся в кайнозойе глыбовым дислокациям и рифтогенезу. Минерализация локализуется среди нижнекембрийских терригенно-карбонатных отложений, тяготея к горизонту доломитов в основании ленского яруса. Мощность доломитового горизонта 200—700 м. К нему приурочены все коренные проявления и большинство ореолов рассеяния ртути, обнаруживающие тенденцию к стратифицированному распределению.

Келянское месторождение, детально охарактеризованное в отдельной статье [130], размещается в северо-западной части «карбонатной» грабен-синклинали, входящей в систему блоковых структур, окружающих Северо-Муйскую жесткую глыбу. Последняя обрамлена с запада и юга древними разломами северо-западного и северо-восточного простирания, проявлявшими длительную активность вплоть до этапа кайнозойского рифтогенеза. Месторождение находится вблизи пересечения разломов. В кремнисто-доломитовом горизонте, несущем оруденение, в пределах грабен-синклинали отмечена рассеянная вкрапленность флюорита и спорадические повышенные концентрации ртути (до $10^{-2}\%$ при фоне 10^{-4} — $10^{-5}\%$).

Рудные тела Келянского месторождения имеют форму пластообразных залежей и согласно залегают в переслаивающихся массивных черных битуминозных микролитовых доломитах и кремнисто-карбонатных породах, содержащих линзы конседиментационных брекчий (рис. 12). Карбонатные породы смиты в субширотную приразломную изоклиналную антиклиналь, наклоненную к северу, с углами падения слоев на крыльях 60—80°, при размахе крыльев 0,5 км. С юга и запада складка обрезана разломами.

Пластообразные рудные тела сложены джаспероидами и осветленными перекристаллизованными доломитами, часто раздробленными и брекчированными. Оруденение представлено вкрапленностью, прожилками, гнездовыми скоплениями киновари, меньше флюорита и антимонита. Оруденение крайне неравномерное, концентрируется на пересечениях трещин, в участках многократного дробления, у контактов джаспероидов с тонкослонстыми кремнисто-карбонатными породами. Протяженность залежей джаспероидов 600—900 м при мощности до 10 м. Они нарушены системой мелких пострудных сбросов северо-восточного и северо-западного простирания с амплитудами перемещений до первых сотен метров.

Предрудные кварцевые метасоматиты — джаспероиды — замещают осветленные перекристаллизованные доломиты и тонкослонстые кремнисто-карбонатные породы. По данным хи-

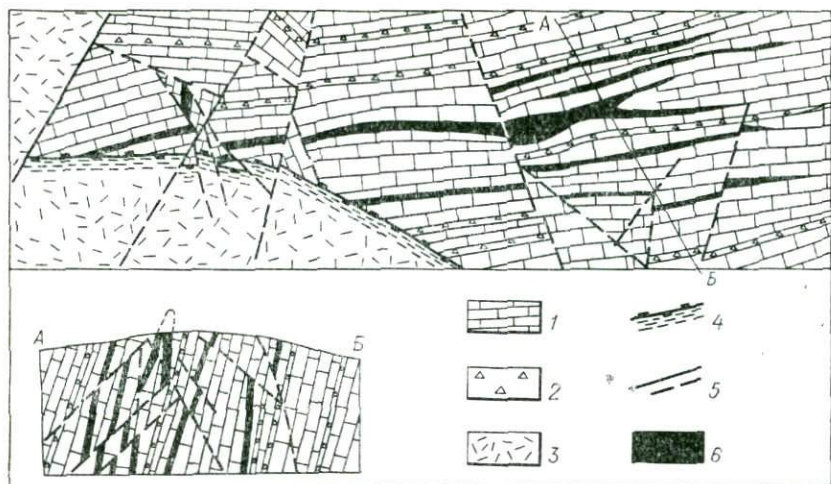


Рис. 12. Геологическая схема Келянского сурьяно-ртутного месторождения [130].

1 — нижнекембрийская кремнисто-доломитовая толща; 2 — конседиментационные брекчии; 3 — слюисто-хлоритовые сланцы, порфиroidы нижнего протерозоя; 4 — Келянский разлом; 5 — мелкие сбросы, зоны трещиноватости; 6 — залежи джаспероидов с киноварным и антимонитовым оруденением.

мических анализов джаспероидизация сопровождается значительным привносом кремнезема (до 0,8 т на 1 м³) и выносом кальция, магния и других компонентов, образующих ореол кальцитовых, доломитовых, кварц-карбонат-баритовых прожилков в пределах рудного поля. Эффективная пористость джаспероидов и перекристаллизованных слабо окварцованных доломитов (1—2,2%, среднее по 8 измерениям 1,5%) несколько возрастает против исходных пород (0,4—1,2%, среднее по 10 измерениям 0,92%).

В неизмененных доломитах ртуть содержится в количествах 0,01—0,05%, в джаспероидах и перекристаллизованных доломитах, не несущих видимого киноварного оруденения — 0,0015—0,06%. Локальная отрицательная ртутная аномалия скомпенсирована киноварным оруденением в джаспероидах.

Главную роль в составе оруденения играют киноварь, антимонит и флюорит, в восточной части месторождения в заметных количествах присутствуют гематит, гидроромеит и в виде примесей — пирит, галенит, сфалерит, бурнонит, халькопирит, аурипигмент. Выделяются четыре последовательные рудные ассоциации: 1) гематит-гидроромеитовая, 2) флюорит-антимонитовая (включаящая в себя в малых количествах киноварь, галенит и другие сульфиды), 3) киноварь I-карбонатная, 4) киноварь II-гидросульфидная. Главную роль в составе оруденения играет третья ассоциация, несколько меньшую — вторая. По результатам термометрических измерений выделяются три тем-

пературных интервала, отвечающие дорудной джаспероидизации (от 320—300 до 200—160°), флюорит-антимонитовой (140—120°) и карбонатно-киноварной (100—80°) ассоциациям.

Проанализирован изотопный состав серы и получены такие значения $\delta^{34}\text{S}$: ранний барит от +22,0 до +22,7‰ (4 анализа), антимонит от -0,9 до -12,2‰ (6), киноварь I от +0,3 до +7,0‰ (11) и киноварь II +20,0‰ (1). Широкие вариации $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах (32,2‰) и значения этого показателя в барите позволяют говорить о слабой гомогенизированности серы и, вероятно, биогенном ее происхождении. По изотопному составу свинца сульфиды и неминерализованный рудовмещающий доломит оказались весьма близкими, что, по-видимому, свидетельствует об участии свинца карбонатных пород в составе руд [130]. Верхний предел модельного возраста свинца сульфидов 600—800 млн. лет примерно отвечает стратиграфическому возрасту нижнекембрийской карбонатной толщи, несущей оруденение. Данные изотопного анализа серы и свинца указывают на вероятное заимствование этих компонентов руд из нижнекембрийского рудоносного карбонатного горизонта.

Келянское месторождение относится к немногим рудным проявлениям, на которых имеются достаточно объективные реперы для определения верхней возрастной границы оруденения в перми [18]. Такими реперами являются поздняя киноварно-гидрослюдистая ассоциация и пострудный палеокарст. По двум пробам получены калий-аргоновые определения возраста гидрослюда 245 ± 5 и 240 ± 5 млн. лет, что соответствует перми. В восточном, наименее эродированном блоке месторождения вскрыты пострудные палеокарстовые песчаники, в которых обнаружены миоспоры, являющиеся постоянными компонентами пермских споро-пыльцевых комплексов. Эти данные свидетельствуют о палеозойском возрасте джаспероидного сурьмяно-ртутного оруденения Северо-Западного Забайкалья.

На Огнейском рудопроявлении ртути, расположенном в 150 км западнее Келянского месторождения и относящемся к тому же типу, встречены проявления дорудного палеокарста. В карбонатных породах распространены трубообразные палеокарстовые «полости» до 0,7 м в поперечнике, частью выполненные брекчиями обрушения, в остальном заполненные кварц-кальцит-баритовым материалом с убогой вкрапленностью киновари. Этот материал служит также цементом брекчий. Ориентировка поверхности брекчий обрушения внутри «полостей» отвечает, очевидно, законсервированному уровню палеогоризонта периода образования палеокарста и цементации брекчий. Отмечается близкая ориентировка поверхностей брекчий обрушения и напластования карбонатных пород. Это свидетельствует, вероятно, о развитии палеокарста, брекчий обрушения и цементирующей минерализации в карбонатной толще, залегающей горизонтально или близко к этому. Приведенный факт по-

звояет предполагать, что формирование сурьмяно-ртутного джаспероидного оруденения Байкальского пояса началось до складчатых дислокаций, по-видимому, в раннем палеозое.

Западное звено Монголо-Охотского пояса несет существенно сурьмяную минерализацию, распространенную в пределах гетерогенной области Восточного Забайкалья. Сложность и неоднородность его строения определяется положением на стыке докембрийских структур Становой области, обрамляющей Сибирскую платформу, и байкалид Аргуньского массива (рис. 11, Б). Эти структуры разделяет Агинская эвгеосинклинально-складчатая зона, развивавшаяся полициклически от рифея до мезозоя с переходом от вулканогенно-терригенных к существенно терригенным формационным комплексам [66]. В позднем мезозое регион подвергся тектоно-магматической активизации. Формирование протяженного Даурского свода сопровождалось интенсивной интрузивно-вулканической деятельностью и горсто-грабеновыми дислокациями [143].

Основные структурные элементы разграничены Монголо-Охотской системой шовных глубинных разломов, протягивающейся на многие сотни километров и на всем протяжении контролирующей сурьмяную и ртутную минерализацию [120, 121]. В Восточном Забайкалье развита система скрытых поперечных разломов фундамента. К пересечениям их с шовными разломами тяготеют ртутные и многие сурьмяные проявления. Ортогональный структурный узор отражается на характере региональной ртутной аномалии, показанной на рис. 11, Б изолиниями равных концентраций киновари в аллювии [18]. Ртутные проявления размещаются в максимумах региональной аномалии, сурьмяные — как внутри нее, так и за ее пределами.

Сурьмяные проявления Восточного Забайкалья многообразны по составу и морфологии, условиям размещения, связям с другими рудными месторождениями и возрастному положению. В карбонатном чехле Агинского массива отмечено пластовое сурьмяное оруденение в джаспероидах, предположительно палеозойского возраста (месторождение Солонечное). В среднепалеозойской золотоносной зоне Зачикойской горной страны имеется комплексное сурьмяное месторождение Нижнесергинское, в котором антимонит ассоциирует с золотом и шеелитом (А. Д. Шеглов, 1966 г.). Кварцевожилые сульфоантимонитовые и барит-антимонитовые месторождения (Почкуевское и др.) связаны со скарновым и жильным полиметаллическим оруденением в районах позднеюрского-раннемелового гранитоидного магматизма на Аргуньском массиве [66, 69].

В золото-сульфидно-кварцевых месторождениях Дарасун, Апрельковском, И така и других обособляется поздняя халцедон-антимонитовая минерализация. Месторождения относятся к Дарасунско-Могочинской металлогенической зоне

(по Д. И. Горжевскому и др., 1970 г.), охватывающей краевую активизированную часть протерозоид Становой области. Халцедон-антимонитовая минерализация размещается в периферических частях ареалов рудной зональности месторождений, но часто телескопированно накладывается на золотое оруденение, быстро выклиниваясь на глубину. По данным Д. А. Тимофеевского, Н. В. Петровской, М. С. Сахаровой выделяются четыре основные стадии рудообразования:

I — золото-молибденовая (с магнетитом, титаномagnetитом, пиритом), гидротермальные изменения выражены калишпатизацией;

II — ранняя сульфидная (пирит, арсенопирит, золото с кварцем, турмалином, серицитом), турмалинизация, хлоритизация;

III — полисульфидно-сульфосольная (галенит, сфалерит, халькопирит, золото, блеклые руды, сульфосоли меди и висмута и серебра и висмута, теллуриды, сульфоантимониты свинца с кварцем, карбонатами), березитизация;

IV — антимонитовая (антимонит, иногда киноварь, джемсонит с кварцем, халцедоном, карбонатами), аргиллизация.

Фиксируется направленное усиление активности сурьмы в рудном процессе, отмечаемое последовательным образованием минералов со все более высокими содержаниями сурьмы. В рудах ранней сульфидной стадии она выступает в роли изоморфной примеси в пирите и арсенопирите (содержания сотые — десятые доли процента); в следующей ассоциации сурьма образует сложные сульфосоли. А. А. Филимоновой (1967 г.) прослежен последовательный ряд геокронит—семсейит—буланжерит—цинкениит с возрастанием отношения $Sb/(Pb+Sb)$. Р. М. Константинов, И. Н. Томсон и О. П. Полякова [65] показали, что формирование таких сложных золото-сульфидно-кварцевых месторождений ряда $Mo-Au-Pb$, $Zn-Sb$ было растянуто во времени от 180 до 145 млн. лет.

Наиболее широко в Восточном Забайкалье представлены монометалльные халцедон-кварц-антимонитовые жильные месторождения Жипкошин, Тыргетуй, Дырбылкей и др. Они концентрируются вдоль разломов Монголо-Охотской системы — Ундинского, Шилка-Ингодинского, Тура-Ононского, вблизи границ позднемезозойских приразломных впадин, в тесной ассоциации с ртутно-сурьяно-вольфрамовыми (Барун-Шивей), ртутными (Усть-Егъё, Лучинное) проявлениями и золото-серебряным оруденением балейского типа. Намечается единый формационный ряд $Au, Ag-Sb-Hg$, связанный с раннемеловым липаритоидным и базальтоидным вулканизмом [17, 66, 131, 143]. Возраст оруденения этого ряда в северо-восточной части региона, по данным Г. В. Александрова (1966 г.), составляет 90—100 млн. лет, в центральной части, на Балее — 125 млн. лет [65]. В юго-восточной части региона халцедон-антимонитовые жилы секут дайки гранит-порфиров и андези-

тов с возрастом, определенным калий-аргоновым методом, 122—127 млн. лет.

Большинство проявлений рассматриваемой группы относится к типу простых секущих, реже согласных жил и минерализованных зон дробления протяженностью десятки — первые сотни метров, мощностью 1—2 м. Они размещаются в палеозойских и нижнемезозойских складчато дислоцированных породах и только около 15% — в позднемеозойских вулканитах и субвулканитах, а также молассоидных отложениях. На месторождении Жипкошин, расположенном в южном борту Нижнеингодинской мезозойской впадины, близ меридиональная зона дробления пересекает 200-метровый горизонт позднеэриасовых базальных конгломератов. Антимонитовое оруденение сосредоточено в этом горизонте, а на продолжении зоны в подстилающих и перекрывающих песчаниках прослеживается интенсивная аргиллизация. В слабо деформированных меловых молассовых конгломератах встречается и иная форма избирательного распределения оруденения в виде субгоризонтальных пластообразных халцедон-кварцевых метасоматических залежей с минерализацией киновари (Усть-Егъё) или антимонита, пирита, марказита (некоторые залежи в Балейском грабене). Эти образования принадлежат, в сущности, к оруденению опалитового типа [21].

На месторождениях Дырбылкей и Тыргетуй жильное и штокверковое прожилково-вкрапленное оруденение приурочено к экструзивным штокам и эксплозивным брекчиям кислых вулканитов (J_3-K_1 или K_1), подвергшимся интенсивной аргиллизации и силификации по всему объему. На первом месторождении минерализация прослежена без изменения состава и интенсивности до глубины 300 м [18]. В жилах обособляется ранний безрудный гребенчатый кварц, образующий призальбандовые оторочки мощностью 0,5—1 см. Центральную часть слагает халцедоновидный кварц с карбонатом и диккитом, содержащий тонкую вкрапленность антимонита I, пирита, марказита, арсенопирита, иногда темной ранней киновари. На месторождении Тыргетуй, приуроченном к эруптивному аппарату [143] наряду с антимонитом присутствует бертьерит. Антимонит II образует крупнокристаллические лучистые агрегаты в позднем гребенчатом кварце. Он цементирует обломки халцедоновидного кварца с антимонитом I и местами явно сформирован за счет перекристаллизации последнего. В отдельных жилах разных месторождений отмечены признаки интенсивного выщелачивания антимонита.

Месторождение Барун-Шивея представляет особый тип ртутно-сурьмяно-вольфрамового оруденения. В Восточном Забайкалье имеется еще несколько проявлений такого рода (Новоивановское, Новоказачинское, Дондог). Все они располагаются цепочкой вдоль Удинской ртутно-сурьмяной зоны на

участке ее наложения на Центральный оловянно-вольфрамовый пояс [17].

А. Д. Щеглов [154], детально изучавший ртутно-сурьмяно-вольфрамовые месторождения Восточного Забайкалья, отмечает, что они сформированы в несколько стадий, причем существенно антимонитовые руды образовались до ферберитовой стадии, а основная масса киновари — после ферберитовых руд, таков же порядок выделения этих минералов внутри стадий. В. С. Кормилицын [66] рассматривает указанные взаимоотношения минералов как следствие дифференциации и сепарации рудного вещества в едином рудоносном растворе.

Исследования, проведенные автором [17] на месторождении Барун-Шивея, дали дополнительные данные о его строении. Месторождение приурочено к горизонту кварцито-сланцев ононской свиты верхнего протерозоя, слагающих ядро асимметричной опрокинутой к северу субширотной антиклинали с размахом крыльев до 1 км (рис. 13). Мощность кварцитового горизонта 150—200 м, он залегает среди кварцево-сланцевых сланцев. Антиклиналь разбита на блоки серий крутопадающих сбросо-сдвигов северо-западного, реже северо-восточного простирания. Амплитуды горизонтальных перемещений по ним достигают сотен метров.

В кварцито-сланцах отмечаются линзовидные тела послонных брекчий, особенно интенсивно развитые вблизи сбросо-сдвигов. Брекчии содержат главную массу ферберитового оруденения. Кварцито-сланцы перекристаллизованы и переходят на отдельных участках в массивные мономинеральные кварциты. Оруденение распределяется неравномерно, прослеживаясь с перерывами на протяжении 3,5 км и достигая особой интенсивности в наиболее нарушенных блоках. В западной части рудного поля концентрируется преимущественно ферберит-антимонитовое оруденение, в восточной — киноварное. На месторождении выделяются три главные минеральные ассоциации.

1. Ферберит-пирит-арсенопиритовая (с антимонитом?) ранняя ассоциация. Представлена микровкрапленностью рудных минералов, послонно распределяющейся в кварцито-сланцах. В зонах катаклаза и перекристаллизации ферберит выносятся и переохлаждается в непосредственной близости в виде хорошо оформленных кристаллов в микропрожилках. Раннее микровкрапленное оруденение фиксируется фрагментарно, главным образом на флангах месторождения, в удалении от участков интенсивного дробления и гидротермальной переработки. Именно послонное распределение ранней ферберит-сульфидной микровкрапленности определяет, видимо, стратифицированное обогащение кварцитового горизонта вольфрамом, на которое указывают У. А. Корчагин и В. В. Сагло (1976 г.).

2. Антимонит-ферберитовая ассоциация с киноварью и примесью сфалерита, золота. Она слагает главную массу руд,

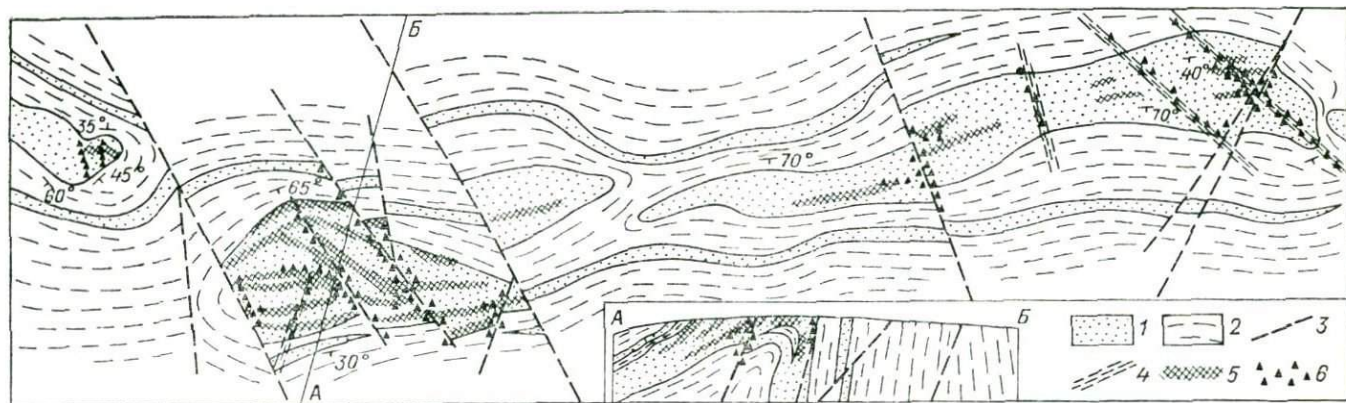


Рис. 13. Геологическая схема ртутно-сурьмяно-вольфрамового месторождения Барун-Шивья [17].

1 — кварциты; 2 — кварц-сланцевые сланцы; 3 — сбросо-сдвиги; 4 — зоны трещиноватости; 5 — антимонит-ферберитовая ассоциация с фрагментами ранней ферберит-сульфидной ассоциации; 6 — поздняя киноварно-диккитовая ассоциация.

имеющих брекчиевую, полосчатую, друзовую текстуру и приуроченных к линзам послынных брекчий. Развитие этой ассоциации сопровождается превращением кварцито-сланцев в почти мономинеральные кварциты с реликтами серицита. Выделение антимонита опережает кристаллизацию ферберита.

3. Киноварно-диккитовая ассоциация с антимонитом, ферберитом, сульфидами. Преимущественно прожилковое, реже вкрапленное оруденение, локализованное в зонах нарушений. При пересечении более ранних руд в составе прожилков появляется ферберит. В ряде случаев устанавливается более раннее выделение киновари I по отношению к фербериту III. Киноварь I — темная буровато-красная с металлическим блеском, образует плотные криптозернистые скопления, содержащие тонкую вкрапленность пирита, арсенопирита. Киноварь I замещается частично светло-малиновой киноварью II, образующей с микрогребенчатым кварцем самостоятельные прожилки. Процесс минерализации завершается повсеместным развитием прожилков браунита и браунит-гётитовых колломорфных агрегатов, цементирующих пострудные брекчий. По термометрическим данным второй ассоциации отвечает температурный интервал 240—180, а третьей 120—100°С.

Верхояно-Колымская провинция

Верхояно-Колымская провинция относится к числу рудных провинций Северо-Востока СССР (рис. 14). Тектоническое и металлогеническое районирование этой огромной (около 2,5 млн. км²) геологически разнородной территории претерпевает в последние годы изменения, связанные с пересмотром представлений о строении бывшего Колымского массива. На его месте, по данным И. М. Русанова, Н. А. Шило, В. М. Мерзлякова и других исследователей, выделяется пока еще проблематичная Алазейско-Олойская эвгеосинклинально-складчатая система, обрамляемая с юго-запада и северо-востока терригенными складчатыми системами — Верхояно-Колымской и Чукотской. Они представляют самостоятельные сурьмяные рудные провинции.

Верхояно-Колымская складчатая система (рис. 15) граничит на западе с Сибирской платформой, на северо-востоке — с целью поднятий, сложенных палеозойскими и более древними образованиями. На юго-востоке мезозойские складчатые структуры дискордантно обрезаются позднемезозойским Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Палеозойские терригенно-карбонатные комплексы поднятий «ныряют» под структуры Верхояно-Колымской системы, образуя по распространенному мнению [39, 135] фундамент мезозойской эпикратонной терригенной геосинклинали.

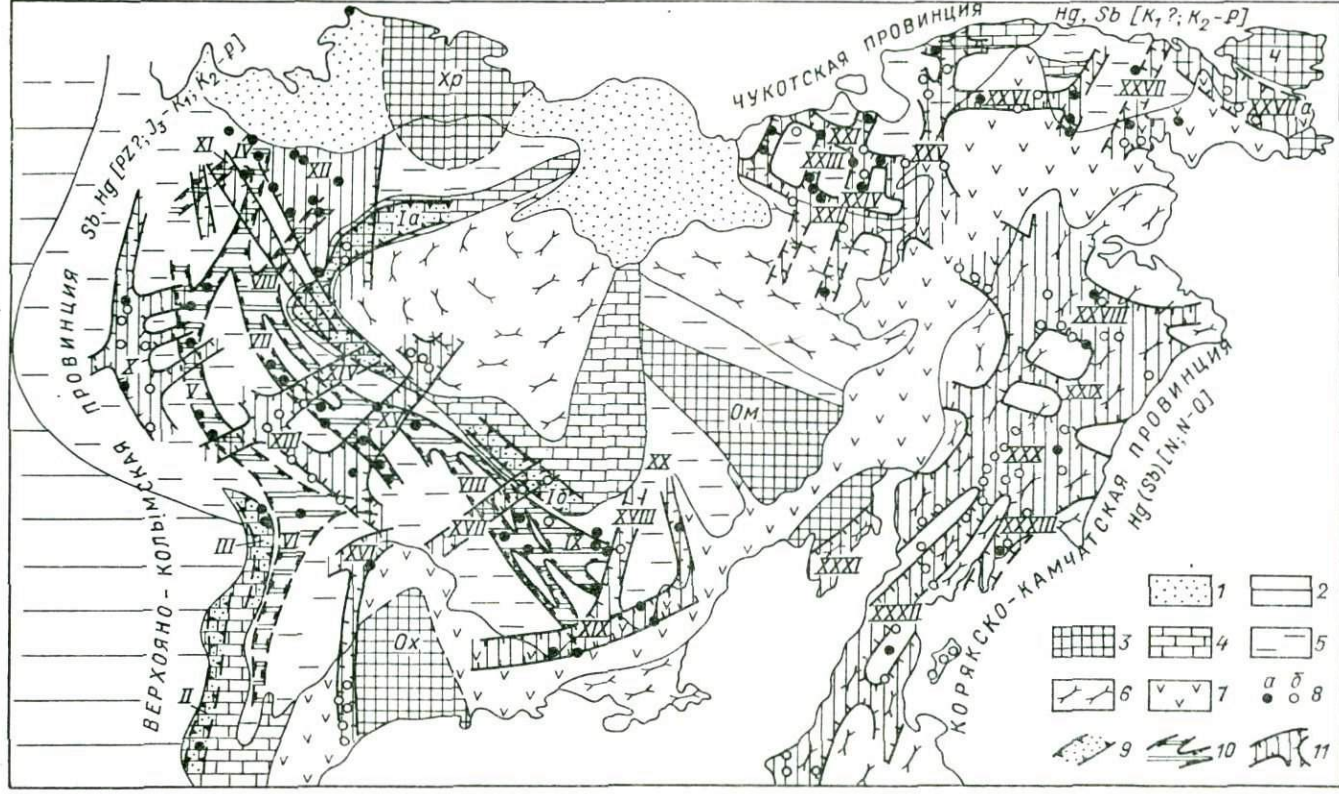


Рис. 14. Схема размещения сурьмяных и ртутных поясов и зон в рудных провинциях Северо-Востока СССР (на упрощенной тектонической основе). Составлена с использованием карт и схем П. В. Бабкина (1975 г.), В. И. Бергера (1976 г.), З. В. Сидоренко и др. (1972 г.), дополненных по данным А. В. Анасенко, Ю. В. Архипова, В. А. Биланенко, М. А. Галкина, Т. В. Тарасенко, И. П. Титова, И. С. Розенблюма и других.

1 — кайнозойские отложения Приморской низменности; 2 — Сибирская платформа; 3 — жесткие срединные и краевые массивы (Ч — Чукотский, Ом — Омолонский, Ох — Охотский, Хр — Хромынский, погорбленный); 4 — блоки палеозойской консолидации; 5 — Верхояно-Колымская и Чукотская мезозойские терригенные геосинклинально-складчатые системы; 6 — Алзайско-Ойюкская палеозойско-мезозойская и Корьяско-Камчатская мезозойско-кайнозойская эфеосинклинально-складчатые системы; 7 — Охотско-Чукотский вулканический пояс; 8 — сурьмяные (а) и ртутные (б) проявления; 9 и 10 — сурьмяные и ртутные пояса и зоны; 9 — зоны пластового и жильного кинварного и Гоксано-Омулевского (10) звенья денудации в терригенно-карбонатных комплексах блоков палеозойской консолидации — Селеннякское (Ia) и Тоскано-Омулевское (Iб) звенья палеозойско-кайнозойского пояса, Восточно-Алданская (II) и Сетте-Дабанская (III), 10 — зоны жильного кварц-бертьерит-антимонитового комплексного оруденения в складчатых структурах верхоянского комплекса, проаных поздне-мезозойских гранитоидов, Нижнеянская (IV), Янско-Томпоская (V), Аллах-Юньская (VI), Адыча-Тарынская (VII), Иньяли-Дабинская (VIII) и Крохалинская (IX) Яно-Колымского пояса; 11 — зоны жильного халцедон-антимонитового и дикинт-метацианбарит-киноварного оруденения в сводово-глыбовых структурах с развитием поздне-мезозойских — кайнозойских субэразовых вулканических тел и экзотрузий: Дулгаинская (X), Кючюкская (XI), Иргиданская (XII), Бронгадинская (XIII), Дзолакаг-Делининская (XIV), Верхояно-Колымская (XV), Хетажинская (XVI), Малды-Сунская (XVII), Буюндийская (XVIII), Челомдживская (XIX) и Омсучкая (XX) Верхояно-Колымской провинции; Рачунская (XXI), Южно-Анольская (XXII), Атыквеевская (XXIII), Енчимыневская (XXIV), Яблонь-Лелюевская (XXV), Палаевская (XXVI), Вельмайская (XXVII) и Восточно-Чукотская (XXVIII) Чукотской провинции; Северо-Корьяская (XXVIII), Централно-Корьяская (XXIX), Южно-Корьяская (XXX), Тайганоская (XXXI), Тигильско-Гальвальская (XXXII) и Олоторско-Восточно-Камчатская (XXXIII) Корьяско-Камчатской провинции.

Первые находки сурьмяного оруденения в провинции относятся к началу 30-х годов; сейчас насчитывается более сотни сурьмяных проявлений. Обобщение данных по ним, их морфологическая и минералогическая типизация, а также установление общих закономерностей размещения сделаны М. А. Галкиным, З. В. Сидоренко и В. И. Бергером (1969 г.) при составлении сводной специализированной карты [121]. Результаты интенсивных исследований сурьмяных месторождений в последние годы отражены в работах А. В. Анасенко, Ю. В. Архипова, В. И. Бергера, В. А. Биланенко, Б. Г. Бычка, В. Г. Владимирова, Е. П. Данилогорского, Л. Н. Индолева, Г. Н. Шарова, Ю. Я. Жданова и других [5, 7, 15, 20, 27, 54, 55, 168].

Для разнотипных рудных месторождений провинции (полиметаллических, оловянно-полиметаллических, золото-рудных) характерна общая широкая зараженность сурьмой в форме сульфоантимонитов свинца, серебра и др. В некоторых серебряно-полиметаллических месторождениях небольшие, но весьма устойчивые содержания сурьмы связаны с рудами главной сульфоантимонит-галенитовой ассоциации.

Среди антимонитовых месторождений выделяется три типа: 1) пластовые антимонит-киноварные и антимонитовые, 2) комплексные антимонит-бертьеритовые с золотом (золото-сурьмяные) кварцево-жильные и 3) халцедон-анти-

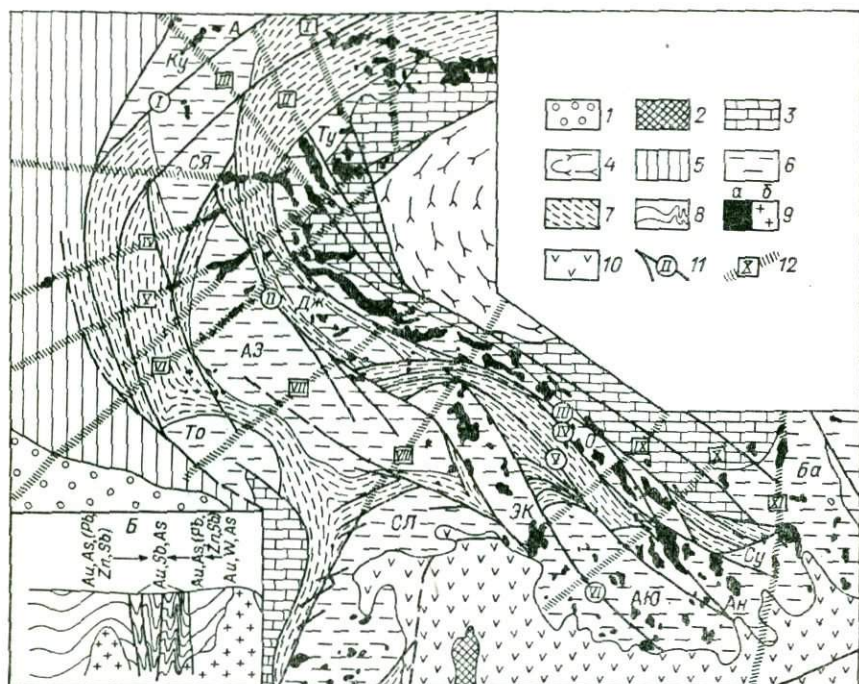


Рис. 15. Тектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой системы (А). Составлена с использованием тектонических карт и схем В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталова (1958 г.), Л. И. Красного (1964 г.), В. Ф. Белого, А. А. Николаевского, С. М. Тильмана и Н. А. Шило (1965 г.), Н. П. Аникеева, А. П. Васюковского, И. Е. Даркина, Г. Г. Попова и В. А. Титова (1967 г.), К. Б. Мокшанцева, Д. К. Гробиштейна, Г. С. Гусева и др. (1969, 1975 гг.); И. М. Русакова и В. А. Виноградова (1969, 1972 гг.); Д. А. Кирикова и В. В. Русса (1970 г.), Н. А. Шило и В. М. Мерзлякова (1972 г.), В. Г. Владимирова (1975 г.). На врезке (Б) — принципиальный разрез зоны интенсивной линейной складчатости.

1 — Сибирская платформа; 2 — выходы метаморфического фундамента Охотского массива; 3 — зоны палеозойской консолидации (терригенно-карбонатные и терригенно-вулканогенные комплексы верхнего протерозоя — среднего палеозоя); 4 — Алазейско-Олойская эвгеосинклинально-складчатая система (терригенно-вулканогенные комплексы среднего палеозоя — мезозоя); 5—9 — Верхояно-Колымская геосинклинально-складчатая система (терригенный комплекс карбона — юры). 5 — Верхоянская зона ранней (пермской) консолидации; Яно-Колымская зона поздней (позднеюрской — раннемеловой) консолидации; 6 — блоки пологих складчатых дислокаций (Ку — Куларский, СЯ — Среднеянский, Ту — Туостакский, АЭ — Адыча-Эльгинский, Дж — Джолакагский, То — Томпонский, СЛ — Сунарто-Лабынкырский, ЭК — Эльты-Кулинский, О — Оханджинский, АЮ — Аян-Юряхский, Ан — Анначагский, Су — Сугойский, Ба — Балагычанский); 7 — зоны интенсивной линейной складчатости (изоклинали, расслаивание, слабый зеленосланцевый метаморфизм), 8 — терригенные отложения верхоянского комплекса (на разрезе); 9 — позднемезозойские полихронные гранитоиды — комплекс колымских батолитов и др. (а — на схеме, б — на разрезе); 10 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 11 — главные «продольные» региональные разломы: Янский (I), Адыча-Тарымский (II), Дарпирский (III), Дебинский (IV), Чай-Юрьинский (V), Омчакский (VI); 12 — главные трансрегиональные «поперечные» разломы: Иргичанский (I), Куйгинский (II), Кююсский (III), Эгехайский (IV), Тирехтяжский (V), Дербек-Нельгехинский (VI), Джолакаг-Делиньинский (VII), Верхнендигирский (VIII), Малык-Сиенский (IX), Хейджаю-Мылгинский (X), Буюндийский (XI).

монитовые жильные. Первые распространены в палеозойских и рифейских карбонатных комплексах краевых поднятий. Вторые — в терригенных отложениях верхоянского комплекса в пределах Яно-Колымского пояса (за исключением одного месторождения Пологого в ордовикских известняках [33, 94]). Третьи встречаются в отложениях разного возраста и состава.

В терригенно-карбонатных комплексах блоков палеозойской консолидации отмечается широкое развитие ртутных, сурьмяно-ртутных и редко чисто сурьмяных проявлений (зоны 1—3 на рис. 14). Они имеют форму пластовых залежей, жил, гнездовых и трубообразных тел, сопровождающихся окварцеванием и доломитизацией пород. Местами в Селеннях-Уяндинской зоне намечается приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим горизонтам. М. А. Галкин [33] указывает, что киноварное оруденение наложено на дайки габбро-диабазов с возрастом 75 млн. лет, т. е. является молодым — палеогеновым. З. В. Сидоренко [119] предполагает присутствие в зоне палеозойского сурьмяно-ртутного стратиформного оруденения. Собственно сурьмяные проявления в карбонатных толщах насчитываются единицами и изучены слабо. Но даже имеющиеся недостаточные данные позволяют сопоставить их со среднеазиатскими сурьмяными месторождениями джаспероидного типа. Особый интерес вызывают Восточно-Алданская и Сетте-Дабанская зоны. В пределах первой в рифейских карбонатных отложениях в верховьях р. Улахан-Крестях имеются признаки джаспероидного сурьмяного оруденения.

Антимонит-бертьеритовые с золотом комплексные месторождения Сарылах, Сентачан, Крохалиное сосредоточены в Яно-Колымском золотоносном поясе и сопряженных с ним региональных рудных зонах (рис. 14, зоны 4—9). Пояс намечен еще на заре исследований золотоносности Колымы Ю. А. Библиным (1935 г.). Золото-антимонитовая минерализация выделялась им в качестве минерального типа золото-кварцевого оруденения. Подобным образом рассматривали ее В. Т. Матвеев и Е. Т. Шаталов [82]. П. И. Скорняков (1953 г.) выделял самостоятельную золото-сурьмяную формацию, входящую в единый комплекс с золото-кварцевой и золото-сульфидной формациями.

Золото-сурьмяные проявления размещаются в восточной части складчатой системы в обширной мегасинклинорной зоне позднеюрской — раннемеловой консолидации [39, 68, 135]. Они локализируются в песчанико-глинисто-сланцевых отложениях главного карбонового — юрского верхоянского геосинклинального комплекса, концентрируясь преимущественно в двух стратиграфических интервалах — средне-позднетриасовом (примерно 60% проявлений) и ранне-среднеюрском (25%). Около 10% проявлений размещается в дайковых породах, пересекающих отложения указанного возраста.

Тектоника пояса. Яно-Колымский пояс протягивается на 1200 км от низовьев р. Яны до среднего течения р. Колымы, дугообразно изгибаясь согласно общему простиранию складчатых структур, вдоль цепи крупных гранитных плутонов главного батолитового пояса [82]. Внутри него золото-сурьмяные проявления распределяются неравномерно, образуя линейные зоны, положение которых контролируется протяженными региональными разломами, разграничивающими блоки пологих дислокаций и зоны интенсивной линейной складчатости. Адыча-Тарынская рудоносная зона протягивается вдоль одноименного разлома по северо-восточной границе Адыча-Эльгинского и восточной границе Среднеянского блоков пологих дислокаций.

Пространственные соотношения главных рудоконтролирующих структурных элементов отражены на тектонической схеме (см. рис. 15). Она построена с выделением региональных складчатых элементов внутри Яно-Колымского пояса по одному признаку — морфологии и напряженности складчатых дислокаций. Блоки пологих дислокаций и зоны интенсивной линейной складчатости являются традиционными для тектонического районирования провинции: еще на самых ранних схемах С. В. Обручева (1934—1938 гг.) выделялась «зона слабых дислокаций». Анализ новых материалов показал, что блоки пологих дислокаций распространены шире, чем предполагалось ранее. Они выделяются также внутри структур, включаемых обычно в широкие зоны интенсивной складчатости (например, внутри Иньяли-Дебинского синклиория). В пределах блоков, относимых к антиклинориям (Аян-Юряхскому, Джолакагскому и др.), в удалении от пограничных разломов обособляются «ядра» с пологой складчатостью. Тектоническое районирование, проведенное на основе выделения двух контрастных типов складчатых дислокаций, дифференцируемых по данным геологической съемки, хорошо выражает современную структуру провинции.

Блоки пологих дислокаций различаются по размерам (от 3—5 до 50 тыс. км²) и по форме (клиновидные, пластинообразные, удлинённо-полигональные и др.). В остальном они сходны по строению и развитию. Складчатость в их пределах имеет пологий брахиформный или сундучный характер. Углы падения слоев на крыльях складок 10—30, редко до 50°. Многие брахискладки могут быть отнесены к надинтрузивному купольному или штамповому типу. В блоках пологих дислокаций концентрируется основная масса (более 80%) позднемезозойских гранитоидных интрузий батолитового комплекса. Даже в таких внешне «амагматичных» блоках, как Адыча-Эльгинский, по периферии отмечаются зоны, пронизанные отдельными телами гранитоидов, выделяемыми по геофизическим данным (В. В. Еловских и др., 1973 г.).

Некоторые крупные блоки — Эльги-Кулинский, Аян-Юрхский и др. — характеризуются региональными отрицательными аномалиями силы тяжести (Ю. Я. Ващилов, 1963 г.). Анализ мощностей и фаций, проведенный с использованием данных Ю. В. Архипова, Ю. М. Бычкова, Л. Н. Попова, показал, что блокам пологих дислокаций, за редкими исключениями, свойственна устойчивая тенденция к относительному поднятию на геосинклинальном и последующих этапах. Это выражается в пониженных мощностях верхоянского комплекса (4—5 км), преимущественно песчаных фациях, выпадении отдельных стратиграфических интервалов, отвечающих частным структурным перестройкам (ранний триас, ранняя юра).

Зоны интенсивной линейной складчатости (Иньяли-Дебинская, Бохачинская, Ат-Юрхская, Адычанская и др.) разделяют и обрамляют блоки пологих дислокаций. Они имеют протяженность сотни километров и ширину до десятков километров, но местами пережимаются, переходя в узкие зоны смятия и расщепления вдоль региональных разломов. Зоны состоят из серий крутых сжатых до изоклинальных линейных складок, контрастно сочленяющихся с блоками пологих дислокаций. Они отвечают в современной структуре синклинорным зонам или крупным синклиналям, а в палеотектоническом плане — трогам с максимальной мощностью отложений верхоянского комплекса до 10—11 км [135]. Дайки «добатолитового» комплекса, для которых всегда отмечалось тяготение к синклиналям и отдельное размещение по отношению к гранитоидам [39], большей частью (свыше 85%) сконцентрированы в зонах интенсивной линейной складчатости. Эти зоны отличаются от блоков пологих дислокаций положительными гравиметрическими аномалиями, линейными знакопеременными магнитными аномалиями, параллельными простираению зон, при общем положительном фоне [39].

По данным Ю. Я. Ващилова (1963 г.), Г. И. Штеха (1968 г.), для некоторых площадей, отвечающих Ат-Юрхской, Иньяли-Дебинской, Южно-Верхоянской, отчасти Адычанской зонам интенсивной линейной складчатости, характерно резкое утонение «гранитного» слоя коры — до 5—10 км против 15—20 км в блоках пологих дислокаций. Г. И. Штех считает возможным, что в таких зонах осадочные образования залегают местами непосредственно на «базальтовом» слое коры. Особенности физических полей, по мнению А. А. Николаевского (1964 г.), С. Г. Котляра (1968 г.), С. М. Тильмана и др. [99], свидетельствуют о наличии на глубине в основании осадочных толщ Иньяли-Дебинского синклинория основных и ультраосновных пород (меланократового фундамента). Это предположение в какой-то мере подтверждается единичными находками основных и ультраосновных пород, а также анортозитов в виде ксенолитов в гранитах и дайках или небольших тел в зоне раз-

лома. Их можно рассматривать, по-видимому, как примеры отторженцев меланократового фундамента.

Сопоставление данных по тектонике и магматизму Яно-Колымского пояса привело автора к заключению о раздвиговой (рифтогенной) природе троговых зон, несущих золото-сурьмяное оруденение [15]. Близкое предположение высказано С. М. Тильманом, А. Д. Чеховым и др. [99] о формировании Иньяли-Дебинского синклиория на утоненной коре, образовавшейся вследствие растяжения дорифейского континентального блока. Значительное совпадение контуров блоков пологих дислокаций при совмещении (примерно 75%) в виде целостной мозаики позволяет рассматривать их как фрагменты единого палеозойского кратона — крупного геоблока (в понимании Л. И. Красного [68]) с континентальной корой. Дробление кратона в раннем — среднем палеозое по системе региональных разломов и раздвижение фрагментов континентальной коры, позднее преобразованных в относительно приподнятые блоки пологих дислокаций, обусловили формирование рифтогенных трогов с меланократовым фундаментом.

В последующем в мобильных троговых зонах развилась интенсивная линейная складчатость. Последовательные импульсы рифтогенеза с миграцией раздвигов с юго-запада на северо-восток отмечены вспышками субмаринной вулканической активности (C_1 ; P_2-T_1 ; T_3-J_1), что фиксируется появлением отдельных покровов диабазов и туфов андезитов в соответствующих частях разреза. В этой связи «добатолитовые» дайки, локализующиеся в троговых зонах, могут рассматриваться, видимо, как пластинчатый комплекс параллельных даек, фиксирующий собой зоны растяжения в земной коре [52]. Такой подход объясняет концентрацию даек в раздвигах, наследуемых зонами линейной складчатости. С позиций раздвиговой модели становится более понятной приуроченность батолитов к блокам — микрократонам с хорошо развитым гранитным слоем коры.

Золото-сурьмяное оруденение Яно-Колымского пояса размещается в синклиорных зонах интенсивной линейной складчатости вдоль границ сиалических блоков пологих дислокаций. Эти границы фиксируются протяженными «продольными» разломами, ограничивающими региональные складчатые структуры. Разломы сопровождаются зонами смятия, рассланцевания, дислокационного метаморфизма шириной от первых километров до 10 км. Они насыщены кварцевыми и кварц-карбонатными жилами, иногда рудоносными. В отдельных участках жилы составляют до 60—70% объема зоны рассланцевания (рис. 16). Они имеют четковидную и линзовидную форму, распределяются по сланцеватости или секут ее, подвергаясь разлинзованию и деформациям.



Рис. 16. Серия кварцевых жил с антимонитовой минерализацией в зоне расланцевания Адыча-Тарынского разлома. Береговое обнажение р. Эльги.

Основной структурный шов зоны разлома сопровождается сопряженными нарушениями, оперяющими фронтальными надрывами, системами виргирующих складок, часто поперечных к общему направлению складчатости (на северо-восточных торцевых окончаниях Аян-Юряхского и Эльги-Кулинского блоков и в ряде других мест). Дислокации такого рода свидетельствуют о сдвиговых перемещениях по Чай-Юрьинскому, Адыча-Тарынскому и другим разломам. Последние квалифицируются как левые взбросо-сдвиги, круто падающие к северо-востоку. Амплитуды вертикальных перемещений оцениваются в 3—5 км, сдвиговая составляющая на отдельных отрезках разлома — до 10 км, суммарно, возможно, до сотни километров. Разломы проявляются как резкие фациальные границы, что особенно отчетливо показано В. Г. Владимировым [27] на примере Адыча-Тарынского разлома.

Золото-сурьмяные месторождения размещаются цепочками в зонах «продольных» разломов или в оперяющих их нарушениях. Локализация рудных узлов во многом определяется долгоживущими «поперечными» разломами, радиально рассекающими Верхояно-Колымскую систему (см. рис. 15). Разломы носят «скрытый» характер, прослеживаются в соседних струк-

турных зонах [135], переходят по простиранию в продольные нарушения.

«Добатолитовые» дайки. Широко распространенные в зонах золото-сурьмяного оруденения «добатолитовые» дайки выделены Ю. А. Билибиным [24] в самостоятельный комплекс малых интрузий, с которым связано золотое оруденение. Форма малых интрузий разнообразна — от секущих плитообразных крутопадающих даек и изометричных штоков до согласных с напластованием силлов. В отдельных дайках на месторождении Крохалином, проявлениях Дарьял, Ылен и ряде других размещаются кварцевые жилы с золото-сурьмяным оруденением. Во многих районах пояса они несут золото-кварцевое оруденение [82]. Дайки образуют скопления («свиты» параллельных тел) в зонах наибольшего прогибания. В отдельных свитах встречаются 1—2 дайки и более на километр сечения [39]. Простирание дайковых свит в большинстве случаев согласуется с направлением складчатости. На участках северо-восточных торцевых окончаний ряда блоков пологих дислокаций (Анначагского, Аян-Юряхского, Эльги-Кулинского и др.) наблюдаются серии «поперечных» даек, ориентированных близко к направлению виргирующих складок, обрамляющих блоки.

Дайки отличаются пестрым составом: от анамезитов и габбро-диабазов до порфириров, андезитов, дацитов, плагио- и кварцевых порфириров. Все они имеют субвулканический облик и подвержены интенсивному натриевому метасоматозу — альбитизации, а также серицитизации, сульфидизации и другим видам изменений. Часть их связана с автометасоматозом, другие захватывают и дайки и боковые породы и являются следствием метаморфизма и гидротермальной переработки. А. П. Васьяковский (1936 г.) показал, что догранитные и постгранитные дайки резко разделяются по степени и характеру наложенных изменений. Ф. Р. Апельцин (1959 г.) указывает, что морфология отдельных «добатолитовых» тел часто определяется наложенными деформациями, связанными со складчатостью. Пересечение таких даек гранитами, их приконтактный метаморфизм установлены в разных частях пояса [39]. Позднеюрский возраст многих добатолитовых тел Иньяли-Дебинской зоны вытекает из факта пересечения ими среднеюрских терригенных отложений. Однако в среднеюрских отложениях бассейна р. Артык Ю. М. Бычковым в 1959 г. была обнаружена галька измененных дайковых пород, подобных диоритовым порфирирам и кварцевым порфирам типичных «добатолитовых» малых интрузий. В бассейнах рек Малый Тарын и Эльги автором подобные гальки встречены в верхнетриасовых конгломератах. Эти данные наводят на мысль, что «добатолитовые» дайки представляют собой неоднородную по времени образования группу. Они, по-видимому, внедрялись в троговые зоны на протяжении всего этапа накопления осадков верхоян-

Таблица 1

**РЕЗУЛЬТАТЫ КАЛИЙ-АРГОНОВЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ВОЗРАСТА
ДАЙКОВЫХ ПОРОД ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ
ЯНО-КОЛЫМСКОГО ПОЯСА**

Номер образца	Место взятия пробы. Порода	К, %	⁴⁰ Ar и/г	⁴⁰ Ar/ ⁴⁰ K	Возраст, млн. лет
111в	Крохалиное. Кварцевый диоритовый порфирит	1,62	15,5	0,0079	136±4
1073	Дарьял. Диоритовый порфирит	3,64	38,3	0,0086	148±4
1054	Тройное. Кварцевый альбитофир	2,46	23,6	0,0079	136±4
3	Сарылах. Кварцевый диоритовый порфирит (шток)	2,23	18,8	0,0069	120
57	Сарылах. Кварцевый плагиопорфир (силл)	2,81	26,5	0,0077	133±8
106	Малтан. Диоритовый порфирит	1,35	13,3	0,0081	140±8
2506	Биллях. Кварцевый плагиопорфир	2,27	24,1	0,0083	143±7
2510	То же	2,16	20,6	0,0078	135±5
1667в	Среднее течение р. Адычи. Кварцевый плагиопорфир	1,66	16,6	0,0082	141±6

ского комплекса, являясь редуцированным аналогом эвгеосин-клинальной андезито-базальтовой серии.

Может показаться, что этому выводу противоречат калий-аргоновые определения возраста «добатолитовых» малых интрузий. Данные, полученные И. А. Загрузиной, Н. И. Ненашевым, Л. В. Фирсовым [39, 135, 150] дают интервал 130—164 млн. лет. Определения в лаборатории ВСЕГЕИ возраста малых интрузий, распространенных на участках золото-сурьмяных проявлений дают разброс 120—148 млн. лет [20], т. е. близки к указанным выше пределам. Результаты определений приведены в табл. 1.

При интерпретации радиологических определений следует учитывать, что все они сделаны по валовым пробам дайковых пород, несущих признаки наложенных изменений. Поэтому полученные значения возраста характеризуют не время становления даек, как обычно принимается, а время их метаморфизма или гидротермального метасоматоза. Следует подчеркнуть, что возраст дайковых образований, распространенных на золото-сурьмяных проявлениях Яно-Колымского пояса, по калий-аргоновым определениям не выходит за пределы раннего мела.

Гранитные батолиты колымского комплекса. Гранитоиды представляют важный элемент строения Яно-Колымского пояса. Они локализируются в блоках пологих дислокаций по краям рудных зон и оказывают существенное влияние на распределение золотого, в том числе золото-сурьмяного оруденения. Проявления последнего размещаются на удалении 5—20 км от гранитных массивов за пределами ореолов ороговикования. Батолиты достигают размеров несколько тысяч квадратных километров и имеют в разрезе уплощенно-линзовидную форму. Толщина гранитных линз (4—7 км) соизмерима с мощностью верхоянского комплекса на поднятиях [39, 82]. Некоторые гранитные интрузии несут черты формирования на месте путем магматического замещения (В. А. Серебряков, 1964 г.). Батолиты представляют собой многофазные плутоны. Состав гранитоидов меняется от ранних диоритов, адамеллитов, гранодиоритов к роговообманковым, биотитовым, двуслюдяным гранитам и лейкогранитам. В целом колымские батолиты принадлежат формации высокоглиноземистых гранитоидов натриевого ряда [39]. Становление их относится, по В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталову, к складчатому этапу (поздняя юра — ранний мел) [82]. По определениям Н. И. Ненашева (1965 г.), формирование единого комплекса гранитоидов в пределах Верхояно-Колымской системы было растянутом в интервале 190—40 млн. лет. Максимум батолитообразования, по И. А. Загрузной (1977 г.), приходится на ранний мел — 120 млн. лет.

Зональный метаморфизм. В зонах золото-сурьмяного оруденения установлен [14] зеленосланцевый метаморфизм низких ступеней, накладывающийся на терригенные отложения верхоянского комплекса и на «добатолитовые» дайки. М. Л. Гельман (1976 г.) показал, что сложные полигенетические метаморфические преобразования характерны для золоторудных районов Северо-Востока. Зональный метаморфизм, влияющий на распределение золото-кварцевого оруденения, описан им в Аюйской зоне Чукотки (1961 г.). Подобные образования описаны Н. Г. Андриановым и И. М. Симановичем (1973, 1974 гг.) в Аллах-Юньской зоне Южного Верхоянья.

Автором совместно с С. В. Мамоновым проведено специальное изучение метаморфизма пород на ряде сурьмянорудных участков в западной части Яно-Колымского пояса. Выявлен зональный метаморфизм, проявляющийся на значительных площадях с относительно небольшой интенсивностью так, что визуальный облик песчаников, алевролитов, аргиллитов во внешних метаморфических зонах почти не меняется. Распределение метаморфических зон около батолитовых гранитоидов отражает положение «термальных куполов». Гранитоиды протыкают такие купола или устанавливаются под ними геофизическими методами.

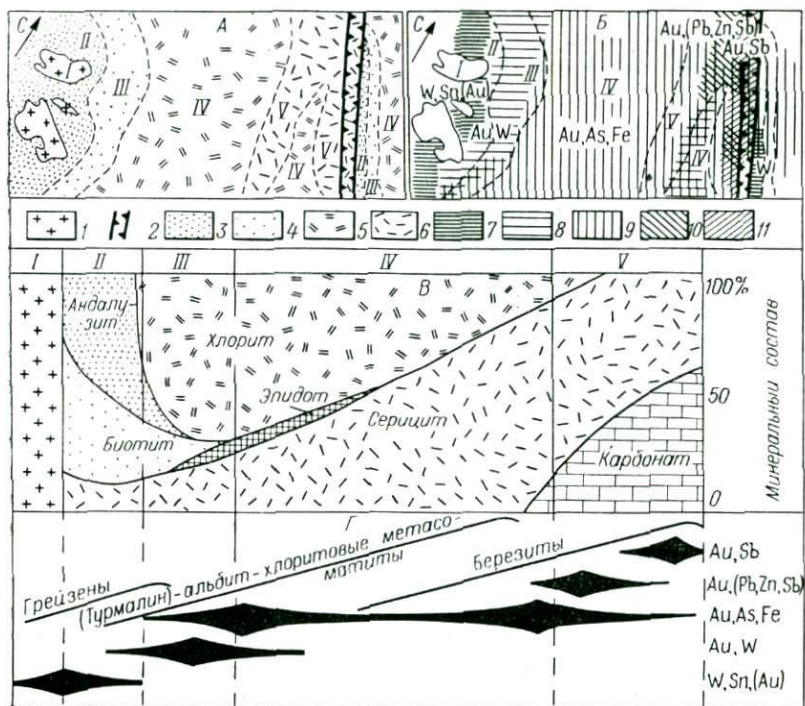


Рис. 17. Метаморфическая (А) и рудная (Б) зональность на одном из участков Яно-Колымского пояса, состав метаморфических зон (В) и изменение состава гидротермальных метасоматитов и оруденения в метаморфических зонах (Г) (обобщенная схема по Яно-Колымскому поясу).

1 — позднемезозойские баболовые гранитоиды (Ирюнджинский массив и др.); 2 — зона Адыча-Тарынского разлома; 3—6 — метаморфические зоны: андалузит (кордиерит)-биотитовая (3), биотит-хлоритовая (4), хлорит-серicitовая (5) и серицит-карбонатная (6); 7—11 — ареалы рудной минерализации: касситерит-вольфрамитовой грейзеновой (с золотом?) (7), золото-сшеелитовой кварцевой (8), золото-пирит-арсенопиритовой кварцевой (9), золото-сульфоантимонитовой кварцевой (10) и золото-бертьерит-антимонитовой кварцевой (11).

Пример метаморфической зональности в одном из рудных районов Яно-Колымского пояса изображен на рис. 17, А. Район расположен в северо-восточной периферической части Адыча-Эльгинского блока пологих дислокаций, ограниченного Адыча-Тарыньским разломом, имеющим на этом участке северо-северо-западное простирание. В западной части территории примерно параллельно краю блока протягивается цепочка гранитных массивов, сливающихся на глубине в единый pluton. В однородных триасовых песчано-глинистых отложениях прослежено зональное распределение метаморфических парагенезисов, состав которых отражен на рис. 17, А. От гранитов (1) на восток происходит смена изоград: II — андалузита — кордиерита (ширина

зоны 1—2 км), *III* — биотита (2—4 км), *IV* — хлорита — эпидота (5—15 км), *V* — карбоната (до 6 км). Серицит (как и графит) имеет сквозное развитие, но особенно распространен в зонах *IV* и *V*. Серицит-карбонатная субфация охватывает полосу смятия и расслаивания вдоль Адыча-Тарынского разлома.

Метаморфические новообразования составляют до 40—60% объема терригенных пород, несущих местами отчетливые признаки бластеза с переходом в слюдистые и графитовые филлиты, серицит-хлоритовые сланцы и т. п. Появление больших масс карбоната (доломита, железистого доломита) в зоне *V* не может быть объяснено изохимическим метаморфизмом, так как исходные породы практически не содержат карбонатного материала, что заставляет предполагать активное участие углекислоты в составе метаморфизирующих растворов. Общее распределение метаморфических зон на рассмотренном и других изученных участках отвечает типу регионального зонального метаморфизма с переходом от контактовой модификации амфиболитовой фации в гранитизированных ядрах «термальных антиклиналей» к низким ступеням зеленосланцевой фации по их периферии.

По соотношению минералов внутри зон устанавливается регрессивная тенденция, проявившаяся на стадии затухания метаморфизма. Она выражается в замещении новообразованных минералов более высоких ступеней минералами низких ступеней метаморфизма: карбонат замещает серицит и хлорит, серицит развивается по хлориту, хлорит замещает эпидот и биотит.

Латеральная золоторудная зональность. Золото-сурьмяное и малосульфидное золото-кварцевое оруденение накладываются на метаморфизованные породы (рис. 17, Б, Г). Устанавливается упорядоченное — зональное — размещение золоторудной минерализации разного состава, согласующееся с метаморфической зональностью. Имеется в виду как распределение оруденения, так и положение ореолов рассеяния главных рудных комплексов и разнотипных гидротермальных метасоматитов. Хотя зоны рудной минерализации разного состава частично перекрывают друг друга, намечается общая тенденция их последовательной смены.

В гранитоидах и пригранитной андалузит (кордиерит)-биотитовой субфации (см. рис. 17, зоны *I* и *II*) распространена слабо золотоносная кварцево-грейзеновая касситерит-вольфрамитовая минерализация. В биотит-хлоритовой субфации (зона *III*) находится максимум золото-шеелит-кварцевого оруденения, отчасти выходящего также в хлорит-серицитовую субфацию (зона *IV*).

Золото-пирит-арсенопирит-кварцевое оруденение является сквозным, проходит через метаморфические зоны *III—V*, но отчетливые максимумы образует в хлорит-серицитовой субфации. При этом сопровождающие его (турмалин)-альбит-хлорит-

товые гидротермальные метасоматиты сменяются по мере удаления от внутренних метаморфических зон околорудными березитами. В периферической метаморфической зоне локализуется золото-сульфоантимонит-кварцевое и золото-антимонит-кварцевое оруденение. Последнее постоянно тяготеет к серицит-карбонатной субфации и сопровождается березитизацией. Некоторые минеральные соотношения позволяют четко разграничить регрессивно-метаморфические и гидротермально-метасоматические парагенезисы близкого состава: в первых железистый карбонат развивается по серициту, во вторых наблюдается обратное соотношение — карбонат замещается серицитом.

Рудная зональность подобного рода была рассмотрена С. И. Гавриковым [32] в Верхнеиндигирском районе. По данным этого исследователя, оловянно-вольфрамовая минерализация размещающаяся в апикальных частях позднемезозойских гранитоидов, сменяется в 3—15 км от контактов интрузий золотым оруденением, по периферии которого распределяются золото-свинцово-цинковые и золото-сурьмяные проявления. Сходную зональность отмечает в южной части Янско-Томпонской зоны В. А. Амузинский (1974 г.). Во всех случаях золото-сурьмяное оруденение представляет наиболее поздний периферический член ряда золоторудной зональности.

В региональном плане отдельные зональные ареалы большей частью сливаются. В масштабе всего пояса возникает симметричная картина размещения золото-сурьмяной минерализации в осевых частях широких полос золото-кварцевого оруденения [7, 54] (см. принципиальный разрез на рис. 15, Б). Разнотипные золото-кварцевые проявления распределяются в крайних частях смежных блоков пологих дислокаций в относительной близости к гранитоидам, образуя широкие полосы коренной и россыпной золотоносности. В их центральной части — в наибольшем удалении от гранитоидов, в шовных зонах интенсивной линейной складчатости, в самой низкой зеленосланцевой субфации зонального метаморфизма размещается золото-сурьмяное оруденение.

Рудная зональность, рассмотренная выше, находит отражение в изменении геохимического параметра — отношения Au/Ag . В ряду зональности закономерно меняется пробность золота. Л. Н. Пляшкевич в 1955 г. отметила, что низкая проба золота характерна для проявлений арсенопиритового типа, а в золото-сульфоантимонитовых проба возрастает до 950 и более. А. И. Скрябин [124], приведя подробные данные по распределению пробы золота в разных типах оруденения Верхнеиндигирского района (табл. 2), показал закономерное нарастание этого параметра от золото-касситерит-вольфрамитового типа (550—680) к золото-антимонитовому (940—999).

При этом зональность золотого оруденения, устанавливаемая относительно гранитных массивов, сопровождается направ-

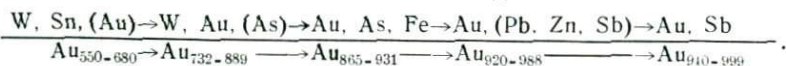
Таблица 2

ПРОБА ЗОЛОТА В ЗОЛОТО-КВАРЦЕВЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ РАЗНОГО ТИПА
(ВЕРХНЕИНДИГИРСКИЙ РАЙОН ЯНО-КОЛЫМСКОГО ПОЯСА,
ПО А. И. СКРЯБИНУ [124] И ДР., С ДОПОЛНЕНИЕМ ПО ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫМ
ПРОЯВЛЕНИЯМ)

Тип золото-кварцевого проявления	Количество определений	Проба золота (в скобках среднее значение)
Золото-касситерит-вольфрамитовый		550—680
Золото-шеелит-арсенопиритовый	15	732—889 (842)
Золото-пирит-арсенопиритовый	8	865—931 (899)
Золото-сульфоантимонитовый	17	920—988 (954)
Золото-антимонитовый	21	940—999 (974)

ленным увеличением пробы золота, достигающей максимума в периферической зоне (рис. 18). По пробности золота россыпи и коренные источники незначительно различаются между собой. Б. Г. Бычок (1968 г.) обратил внимание на связь высокопробного золота в россыпях Верхнеиндигирского района с участками золото-антимонитового оруденения. Общее распределение пробности золота в россыпях Яно-Колымского пояса показано на рис. 19. Положение изолиний указывает на приуроченность широких площадных минимумов пробности (не более 800) к районам развития гранитоидов и четко очерченных локальных максимумов — к участкам в отдалении от интрузий, несущим золото-сульфоантимонитовую и золото-антимонитовую минерализацию. При этом существует общая тенденция падения пробности золота к югу в направлении к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, отмеченная ранее Н. П. Аникеевым и др. (1966 г.).

Опубликованные данные о пробности золота в золото-сурьмяных проявлениях Яно-Колымского пояса суммированы в табл. 3, включающей в себя также результаты, полученные автором. Определения сделаны атомно-абсорбционным методом (14 проб, ЦНИГРИ, аналитик Н. Л. Фишкина) и с помощью микрозонда (16 проб, ВСЕГЕИ, оператор В. Д. Никитина). По этим данным проба золота, связанного в поздней ассоциации с антимонитом, постоянно остается высокой (940—999), но в ранних ассоциациях в тех же месторождениях может опускаться до 747. Общая формула латеральной золоторудной зональности Яно-Колымского пояса выглядит так.



Вектор зональности направлен центробежно от гранитоидов, или в более общем виде, от блоков пологих дислокаций к зонам интенсивной линейной складчатости.

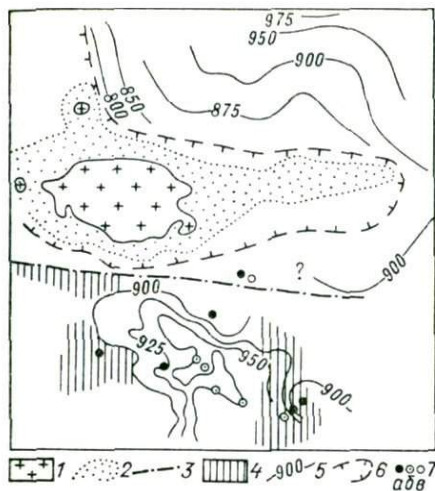


Рис. 18. Зональное распределение пробности золота в районе Тоноро-Арангаского гранитного массива и нескрытых интрузий Талалахского рудного поля, по А. И. Скрыбину [124], схематизировано.

1 — граниты; 2 — контактово-метаморфизованные породы; 3 — Адыча-Тарынский разлом; 4 — положительные магнитные аномалии над нескрытыми интрузиями; 5 — изолинии пробности золота в россыпях и коренных источниках, залегающих в триасовых терригенных отложениях; 6 — границы зоны оловянно-вольфрамового оруденения; 7 — проявления золото-арсенипирит-пиритовой (а), золото-сульфоантимонитовой (б) и золото-антимонитовой (в) минерализации.

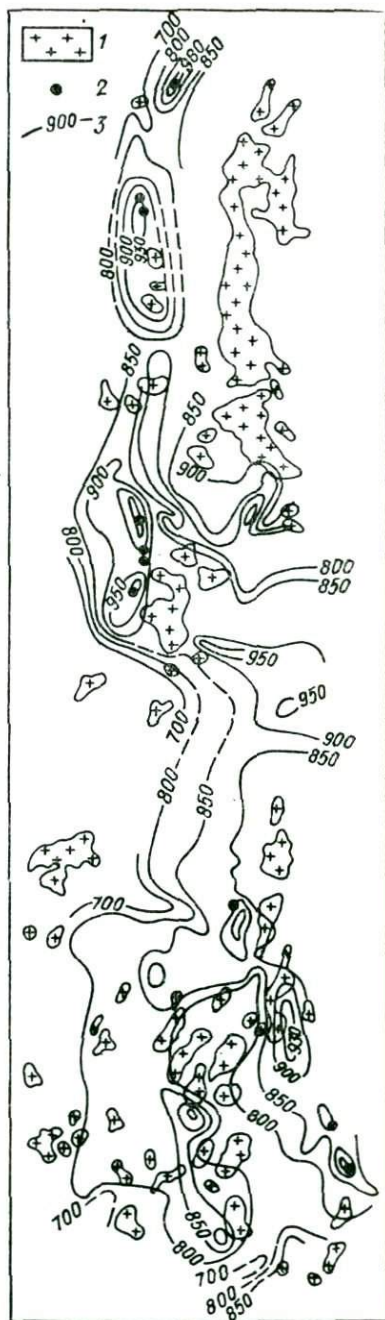


Рис. 19. Распределение пробности золота в Яно-Колымском поясе.

1 — позднемезозойские гранитоиды; 2 — золото-сурьмяные проявления; 3 — изолинии пробности золота.

Таблица 3

ПРОБА ЗОЛОТА В ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЯХ
ЯНО-КОЛЫМСКОГО ПОЯСА

Проявление	Минеральная ассоциация		
	Золото-пирит-арсено-пиритовая	Золото-сульфантимоитовая	Золото-антимонитовая
Сарылах	747	878—880 917** 976**; 870 850—890**	920—940*; 946—990
Сентачан			960—999
Малтан			950—980**; 950—985
Киньясь-Юрях			988**; 950—985
Тунгусское			940—960**
Крохалиное			980
Биллях			967—980
Пологое			977—979***

* По данным А. В. Анасенко и Б. Г. Бычка [5].

** По данным Г. Н. Гамянина (1974 г.).

*** По данным М. А. Галкина [33].

Золото-сурьмяные проявления Яно-Колымского пояса. Представлены кварцево-рудными жилами разной морфологии, зависящей от структурно-литологических условий размещения. Общим для всех них является локализация рудных жил в зонах смятия и рассланцевания, сопровождающих региональные разломы и оперяющие их нарушения. Рудовмещающие зоны рассланцевания прослеживаются вдоль локальных нарушений типа взбросо-сдвигов. Сланцеватость имеет крутое падение (65—90°) и, как правило, под разными углами счет напластование. Особенно интенсивное рассланцевание отмечается в углистых филлитах и алевролитах, превращенных в «шелковистые» сланцы, облекающие кварцевые жилы и будинированные пласты песчаников. Сланцеватость наложена на складчато дислоцированные породы, подвергшиеся зональному зеленосланцевому метаморфизму. Она сопровождается развальцеванием пород, дислокационным метаморфизмом. Развитие трансляционных подвижек по сланцеватости в условиях продолжавшегося сжатия привело во многих местах к формированию сложных дисгармоничных складок ламинарного течения (С. В. Кэри, 1954 г.; Е. И. Паталаха, 1970 г.).

Кварцево-рудные жилы выполняют полости отслоения вдоль сланцеватости или пересекают ее. И в том и в другом случае они подвержены последующим малоамплитудным пластическим деформациям — разлинзованию, S-образному скручиванию, смятию в складки течения и волочения. Таким образом, период формирования кварцево-рудных жил предварялся и заключался развитием сланцеватости и связанных с ней пластических деформаций.

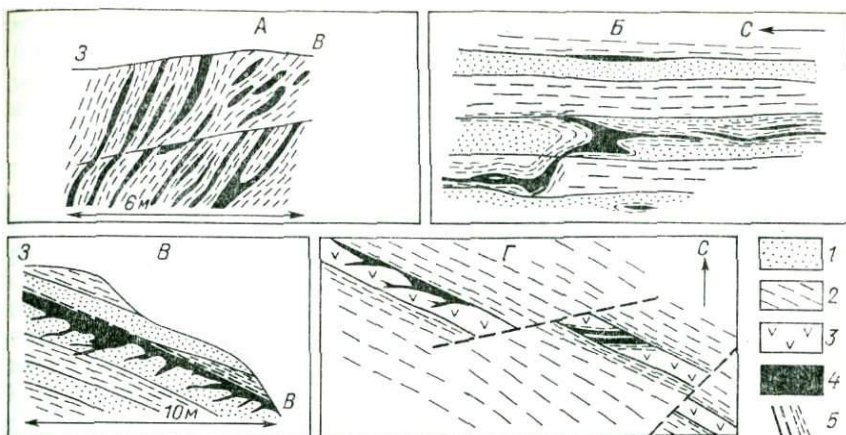


Рис. 20. Структурно-морфологические типы золото-сурьмяных проявлений Яно-Кольмского пояса.

А — система линзовидных жил в зоне интенсивного расщелачивания (Эльги-Тонорский район); Б — согласная жила с коленообразным изгибом в зоне послынного взбросо-сдвига (Малтан, с использованием данных А. Ф. Адрианова, Е. П. Данилоторского); В — сложная жила в песчаниках в зоне надвига, оперяющей взбросо-сдвиг (Улахан-Наган); Г — лестничные и контактовые жилы в дайке кварцевых диоритовых порфиритов (Крохалино, с использованием данных И. А. Панычева и А. И. Федотова [100]). 1 — песчаники; 2 — филлитовые сланцы, филлитизированные алевролиты; 3 — дайка кварцевых диоритовых порфиритов; 4 — антимонит-кварцевые жилы; 5 — разрывные нарушения и зоны расщелачивания.

В. Г. Владимировым (1973 г.) выделены пять главных структурно-морфологических типов золото-сурьмяных месторождений Адыча-Тарынской зоны. С незначительными изменениями разработанная им типизация применима ко всему поясу.

1. Зоны прожилково-жильного окварцевания в расщелачиванных существенно глинистых отложениях. Примером являются проявления Эльги-Тонорской группы (рис. 20, А). Линзовидные, быстро выклинивающиеся кварцевые жилы и системы коротких прожилков распространены в зоне расщелачивания, концентрируясь преимущественно вблизи поперечных флексуорообразных изгибов зоны. Антимонит распределяется по трещинам в жильном кварце, а также в виде вкрапленности в черных сульфидизированных и серицитизированных сланцах. Кварц значительно преобладает над антимонитом и бертьеритом.

2. Отдельные кварцево-рудные жилы или системы жил, приуроченные к смесителям рудовмещающих взбросо-сдвигов. Согласные жилы (рис. 20, Б) размещаются в участках крутых сжатых складок, сложенных толщами переслаивания песчаников и глинистых пород. Рудовмещающие взбросо-сдвиги развиваются послынно на границе литологически разнородных пластов (месторождения Кинясь-Юрях, Малтан). Жилы имеют изменчивую мощность, резко возрастающую на участках гор-

зонтальных изгибов и отслоений, связанных с мелкими складками и поперечными разрывами. На участках интенсивной сложной дисгармоничной складчатости (Сарылах) или относительно пологих складок (Сентачан) рудные жилы, связанные с крутопадающими взбросо-сдвигами, секут напластование. При этом они сохраняют простирание, близкое к общему направлению складчатости. Характеристика наиболее изученного месторождения Сарылах приведена ниже. В рудных жилах рассматриваемого типа, как согласных, так и секущих, антимонит развит в равной мере с жильным кварцем или преобладает.

3. Системы сложных сетчатых, ветвящихся, лестничных жил и прожилков в крупных пластах песчаников среди глинистых пород. На рис. 20, В показано строение сурьмяного проявления Улахан-Нагаин (Иньяли-Дебинская зона). Сложная кварцеворудная жила с системой мелких ответвляющихся прожилков приурочена к послыльному надвигу, оперяющему взбросо-сдвиг северо-северо-западного простирания. Стержневая жила, сложенная кварц-карбонатным материалом, несет слабую рудную минерализацию. Основная масса антимонита и бертьерита сосредоточена в лестничных прожилках, секущих пласт песчаника в лежащем боку надвига. Песчаник интенсивно карбонатизирован и серицитизирован.

4. Системы лестничных и контактовых жил в дайках «доба-толитового» комплекса, залегающих в существенно глинистых толщах. Такого рода оруденение на месторождении Крохалином приурочено к протяженной (до 4 км) дайке альбитизированного и березитизированного кварцевого диоритового порфира, залегающей в юрских филлитах (рис. 20, Г). Оруденение отмечено на ограниченных участках дайки, разобщенных безрудными интервалами и постминерализационными сбросами. На западном участке преобладают жилы в зоне расланцевания по северо-восточному контакту дайки, на центральном участке — лестничные жилы в мелких зонах расланцевания, диагонально рассекающих дайку. Измененные диоритовые порфиры обильно импрегнированы пиритом и арсенопиритом. Антимонит и бертьерит местами обособляются от кварца и образуют самостоятельные прожилки [100]. «Дайковый» тип золото-сурьмяного оруденения распространен в Крохалинской и Иньяли-Дебинской зонах, отдельные его представители встречаются и в западной части пояса (Биллях). Особенно этот тип характерен для золото-кварцевых месторождений пояса [82].

Месторождение Сарылах является одним из наиболее изученных объектов Яно-Колымского пояса. Особенности состава и строения месторождения освещены в ряде публикаций [5, 49, 55, 80], положенных в основу его характеристики, дополненной автором по собственным наблюдениям.

Месторождение находится в зоне Адыча-Тарынского разлома на пересечении его Верхнеиндигирским «скрытым» попереч-

ным разломом (рис. 21, А), выделяемым в той или иной форме разными исследователями. Адыча-Тарынский разлом сопровождается зоной смятия шириной 10—15 км, разграничивающей Адыча-Эльгинский и Эльги-Кулинский блоки пологих дислокаций. В пределах последнего в 15 км к северо-востоку от месторождения обнажается крупный Нельканский батолит и серия более мелких гранитных массивов. Сарылахское рудное поле размещается в Тордочанской синклинали, сложенной норрийскими песчано-сланцевыми отложениями. Размах крыльев складки 12 км, она осложнена мелкой складчатостью с углами падения пластов на крыльях 60—90°. В северной части поля в 2 км от рудных жил норрийские породы прорваны штоком кварцевых диоритовых порфиритов субвулканического типа. Размер штока в поперечнике 500 м. Порфириты, имеющие возраст 120 млн. лет, пересечены безрудными кварц-анкеритовыми прожилками. Вблизи штока в терригенных отложениях почти на 4 км прослеживается силл кварцевых плагиопорфиров. Возраст их, по данным автора, 133 ± 8 млн. лет, по Л. Н. Индолеву и др. [55] — 162 млн. лет. Плагиопорфиры на одном участке пересечены кварцевыми прожилками с пиритом, арсенипиритом и антимонитом.

Среди серии кварцево-рудных жил выделяется центральное жильное тело (рис. 21, Б), приуроченное к зоне рассланцевания и смятия протяженного взбросо-сдвига, представляющего собой одну из ветвей Адыча-Тарынского разлома. Зона имеет мощность до 10—20 м и общее северо-западное простирание 310° с крутым падением к северо-востоку под углом 55—85° [55]. В ней выделяется «стержневая» жила, прослеживающаяся вдоль сместителя нарушения. Она сопровождается массой различно ориентированных прожилков. Висячий бок жилы сложен мелко-среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с отдельными пластами и пачками алевролитов и глинистых сланцев мощностью до 15—20 м. В лежащем боку преобладают темносерые до черных углистые алевролиты и глинистые сланцы, на нижних горизонтах появляются песчаники. Амплитуда взбросо-сдвиговых перемещений оценивается в несколько сотен метров. Правосдвиговое направление перемещений установлено по подворачиванию пластов около сместителя, зеркалам скольжения, ориентировке оперяющих прожилков, приоткрытию близмеридиональных (340°) граней сместителя. К изгибам, приоткрывавшимся при сдвиговых перемещениях, приурочены рудные столбы, прослеживающиеся на значительную глубину.

Поперечные нарушения северо-восточного простирания представляют собой, по-видимому, локальные элементы Верхнеиндигирского поперечного разлома. Эти небольшие крутопадающие разрывы в виде притертых трещин или с глиной трения по сместителю ориентированы под углами 40—90° к простиранию рудной жилы. Они относятся к дорудным образованиям и

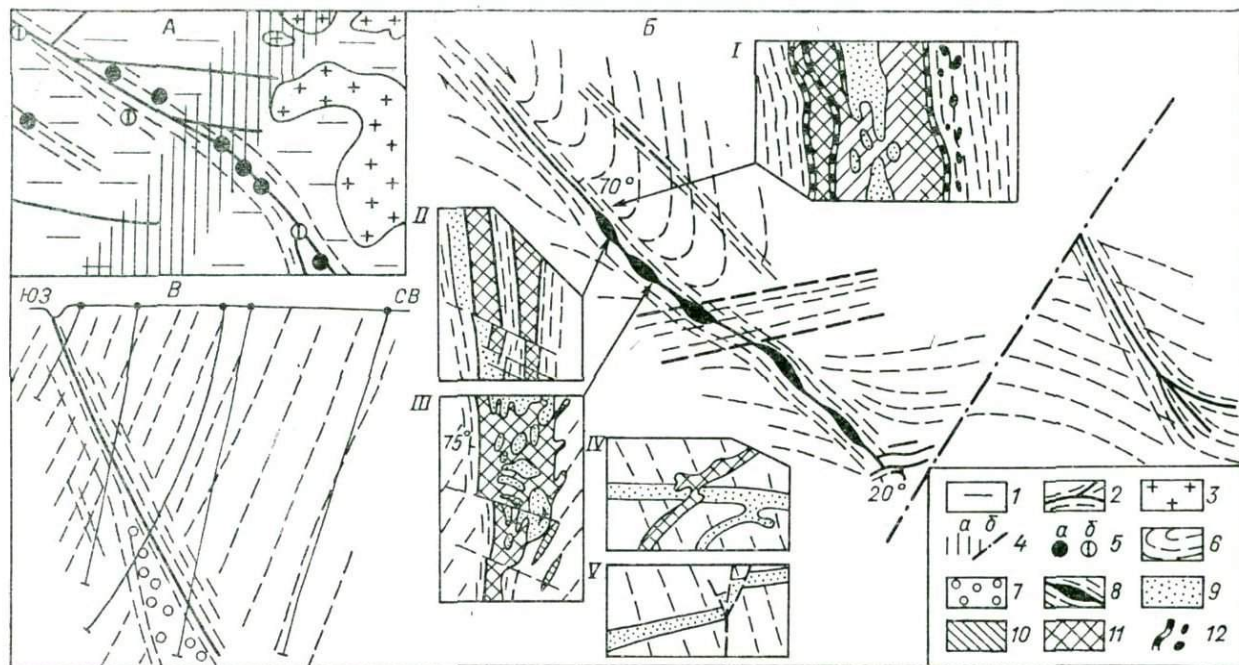


Рис. 21. Схема размещения в региональной зоне смятия (А), схематический план и зарисовки деталей строения (Б) и геологический разрез (В) месторождения Сарулах. Составлено с использованием материалов А. В. Анащенко и Б. Г. Бычка [5], П. М. Полянского и И. М. Кошкина.

1 — блоки пологих дислокаций; 2 — зоны смятия и расслабления вдоль разломов; 3 — позднемезозойские гранитоиды; 4 — зона поперечного разлома и входящие в нее локальные нарушения (а — на схеме размещения, б — на схематическом плане); 5 — проявления золото-сурьмяного (а) и золото-сульфидантимонитового (б) оруденения; 6 — дислоцированные песчано-сланцевые порфирские отложения; 7 — песчаники; 8 — кварцево-рудная жила в зоне взбросо-сдвига; 9 — жильный кварц; 10 — кварц с антимонитом; 11 — гранулированный антимонит; 12 — подосы и обломки микрозернистого антимонит-милонита.



Рис. 22. Частично гранулированный антимонит с реликтами первичной крупнопризматической текстуры.

явно влияют на морфологию жилы в прилегающих участках, но в то же время обновлены на пострудном этапе. Амплитуда пострудных сбросовых подвижек по большинству из них не превышает 1—3 м. В юго-восточной части жила пересечена крупным поперечным сбросом. С приближением к нему жила разветвляется, постепенно разворачивается, приобретая субгоризонтальное залегание (см. рис. 21, Б, детальные зарисовки IV и V). Восточнее по другую сторону сброса расположена зона разветвляющихся кварцевых жил. Если рассматривать их как продолжение главной рудной жилы, а к этому есть все структурные основания, то амплитуда вертикальных пострудных перемещений по поперечному пострудному сбросу составит около 1 км. В юго-восточном поднятом и существенно эродированном блоке, представляющем, видимо, корневую часть месторождения, кварцевые жилы несут значительную арсенипирит-пиритовую и слабую сурьмяную минерализацию.

На участках раздувов (в рудных столбах) жила имеет несимметричное полосчатое строение (см. рис. 21, Б, детальные зарисовки I и II). На других участках происходит резкое сужение жилы, дезинтеграция кварца, распределяющегося в виде обломков в массе антимонита (зарисовка III). В расширениях жилы отмечаются реликты первичных текстур выполнения: шестоватых, друзовых, параллельнопризматических. Длина отдельных призм антимонита превышает 15 см (рис. 22). Участки рудных столбов в период формирования месторождения представляли собой, видимо, неоднократно приоткрывавшиеся полости. Пострудное сдавливание и малоамплитудные подвижки вдоль взбросо-сдвига прослеживаются по всей длине жилы.

Они не нарушили ее целостности, но привели к почти полной перестройке внутренней структуры, обусловив повсеместно интенсивную деформацию первичных агрегатов. Более или менее сохраняемыми оказываются скопления антимонита внутри крупных обособлений кварца, действующего при деформациях как жесткий каркас.

Руды несут признаки грануляции, развальцевания и милонитизации. Преобладают две разновидности: 1) гранулированные зернистые агрегаты рекристаллизованного антимонита гранобластовой структуры с размером отдельных зерен 1—5 мм; 2) тонкозернистые кварц-антимонитовые катаклазиты, вплоть до ультрамилонитов с размером зерен 0,01—0,1 мм. По характеру сложения и скола они получили у якутских геологов меткое название «чугунная руда». Кварц-антимонитовые ультрамилониты образуют полосы шириной до нескольких десятков сантиметров по зальбандам и во внутренних частях жилы. Они часто имеют струйчатую текстуру, обнаруживающую узор складок нагнетания, волочения и т. п. (рис. 23). Округлые, заглаженные порфиороклеты кварца, рассеянные в тонкозернистом антимоните, иногда сохраняют форму правильных кристалликов со стертymi ребрами.

В составе оруденения участвует около 30 минералов, но большинство их относится к незначительным примесям, составляющим вместе менее 1% объема жилы. Главные минералы — антимонит и кварц; на отдельных отрезках жилы первый существенно преобладает над вторым. Второстепенные минералы (1—10% объема жилы): пирит, арсенопирит, бертьерит, анкерит, светлые слюды (серицит, парагонит и др.), графит. Примеси — золото самородное, серебро самородное, сурьма самородная, гудмундит, аурустибит, ульманнит, халькостибит, сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, цинкениит, джемсонит и др. Кроме того, в рудах отмечаются гипергенные (?) прожилки гипса и леонгардита. В окисленных рудах, развитых в целом незначительно, присутствуют сера, валентинит, стибиконит, кермесит, мелантерит, скородит, алуноген, мельниковит и др. Эта группа минералов, как и минеральный состав первичных руд, особенно детально изучены Л. Н. Индолевым и др. [55].

Намечается ряд последовательных минеральных ассоциаций. Наиболее ранними являются безрудные кварц-карбонатные прожилки, иногда несущие рассеянную вкрапленность пирита. Они распределяются по всей зоне смятия Адыча-Тарынского разлома и вряд ли могут рассматриваться как ранняя минеральная ассоциация применительно к месторождению. Эти прожилки секутся более поздними образованиями, среди которых наиболее ранней является кварц-пирит-арсенопиритовая, относительно слабо золотоносная ассоциация. Интенсивная вкрапленность арсенопирита и пирита характерна для зоны

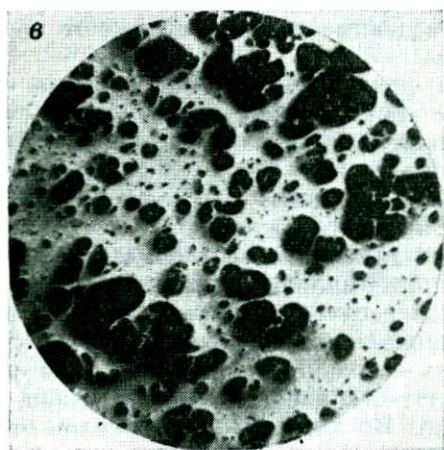


Рис. 23. Милонитизированный антимонит со струйчатой микроскладчатой текстурой.

а — контакт жилы в кровле штольни; *б* — деталь строения динамометаморфизованной руды; *в* — антимонит-кварцевый милонит, полированный шлиф, ув. 45.

рассланцевания вблизи контактов главной жилы, особенно в ее висячем боку. Вторая — кварц-сульфосольная — ассоциация выражена весьма слабо в виде единичных мелких прожилков и минеральных включений акцессорного характера — цинкени-та, тетраэдрита, галенита и др.

Наиболее распространена третья — кварц-антимонит-бертьеритовая с золотом — ассоциация, в которую входят также ауристит, халькостит, сфалерит и др. Бертьерит замещается антимонитом; в нем обнаруживаются включения самородной сурьмы, ульманнита и др. Золото представлено несколькими генерациями. Основная масса его в динамометаморфизованных рудах заключена в контактах кварцевых и антимонитовых зерен, а также в кварце. Некоторое количество золота выделилось после антимонита, но большая часть — в конце кристаллизации кварца перед отложением антимонита. Л. Н. Индолев пришел к выводу, что высокопробное золото, связанное с поздней ассоциацией, является продуктом регенерации и самоочистки раннего «арсенопирит-пиритового» золота. В стержневой жиле, где поздняя ассоциация резко преобладает, установлена сильная прямая корреляция золота с сурьмой и обратная с мышьяком [5]. В зоне рассланцевания проявляется также прямая корреляция золота с мышьяком.

На глубоких горизонтах месторождения относительное содержание бертьерита возрастает. Его соотношение с антимонитом становится равным примерно 1:5 (у поверхности до 1:10). На других месторождениях пояса, которые по ряду признаков можно считать значительно эродированными (Крохалиное, Улахан-Нагаин), антимонит и бертьерит представлены почти в равной мере. С глубиной на месторождении Сарылах более чем вдвое возрастает содержание мышьяка. В приподнятом юго-восточном блоке, где вскрыта глубокая часть месторождения, преимущественное развитие имеет ранняя, пирит-арсенопиритовая ассоциация. Приведенные данные отражают вертикальную рудную зональность.

Месторождение Сарылах фокусирует в себе основные особенности состава и строения всей большой группы золото-сурьмяных проявлений Яно-Колымского пояса. В главных чертах они сходны между собой. Излагаемые далее сведения даны в обобщенной форме, они содержат данные по Сарылаху, дополненные материалами по другим месторождениям.

Кварцевые жилы с золото-антимонитовым оруденением сопровождаются ореолами гидротермальных изменений типа березитизации. Ширина ореолов десятки — первые сотни метров, но видимые изменения устанавливаются только вблизи жил (на месторождении Сарылах — только в границах зоны рассланцевания). Березиты имеют стандартный состав: кварц, серицит, анкерит, альбит, пирит. Во внешней зоне ореолов отмечены, кроме того, эпидот, хлорит, турмалин а во внутренней —

микрочешуйчатый слюдястый серицит-парагонит-пирофиллитовый парагенезис [16]. Изменения предшествуют или отчасти сопутствуют ранней пирит-арсенопиритовой ассоциации. Более поздние рудные ассоциации, в том числе главная антимонит-бертьеритовая с золотом, сопровождаются слюдястыми минералами поздних генераций, сформировавшимися за счет перекристаллизации и перераспределения ранних слюд. В березитизированных породах слюдястый парагенезис составляет до 60% объема и замещает все другие минералы березитов, включая анкерит.

Диагностика слюд произведена с помощью рентгено- и термографического методов (В. И. Бергер, Ю. С. Дьяконов и др., 1977 г.). Выявлено участие в их составе мусковита модификации 2M1, парагонита (смешаннослойного, с 10% слоев монтмориллонита), пирофиллита с отдельными пакетами слоев каолинита и донбассита в качестве незначительной примеси, не устанавливаемой микроскопически. Общая тенденция выражается в возрастании роли парагонита и пирофиллита от ранней генерации слюд к поздней. Важно подчеркнуть, что присутствующие в слюдах в виде слоев или пакетов слоев «глинистые» минералы — каолинит и монтмориллонит — являются структурными примесями и не играют пороодообразующей роли. Выделение рядом исследователей аргиллизации в качестве самостоятельного типа гидротермальных изменений на золото-сурьмяных месторождениях пояса лишено оснований. Прожилковидные скопления каолинита и диккита появляются здесь спорадически в малых количествах и отчетливо секут все другие гидротермальные образования, включая динамометаморфизованный антимонит. Иными словами, они не участвуют в строении ореолов гидротермальных изменений и являются постройными.

В рудах и гидротермально измененных породах установлены чрезвычайно низкие содержания ртути. Из месторождений Сарылах, Сентачан, Малтан были проанализированы 260 проб на модернизированных атомно-абсорбционных приборах повышенной точности в лабораториях ВИТР (Г. А. Вильнер) и ЛГУ (Б. П. Виноградов). Чувствительность приборов $10^{-6}\%$. Присутствие ртути в концентрациях выше $10^{-5}\%$ установлено в 10% проб: в одной пробе $1,2 \cdot 10^{-4}\%$, в 25 пробах $1,5 \cdot 10^{-5}$ — $9 \cdot 10^{-5}\%$. Средние содержания оказываются ниже кларка ртути для сульфидных месторождений [117]. В рудах главной антимонит-бертьеритовой с золотом рудной ассоциации в виде минеральной примеси присутствует самородное серебро. Устанавливается отчетливая прямая корреляция серебра с золотом и сурьмой.

Генетические особенности золото-сурьмяного оруденения. По данным термометрии в золото-сурьмяных месторождениях пояса установлено направленное прерывистое снижение темпера-

тур минералообразования от ранней рудной ассоциации к поздней: 380—280, 240—190 и 180—130°C (без поправки на давление, составляющей до +50°C). В реликтовых призматических кристаллах антимонита с помощью инфракрасного микроскопа выявлены полиэдрические и трубчатые газовой-жидкие включения размером до 0,08 мм. Они гомогенизируются при температурах 130—180°C (В. И. Бергер, Ю. Ф. Левицкий, 1976 г.). Подобные температуры дают первичные включения в головках кристаллов хрусталевидного кварца, ассоциирующего с антимонитом. Б. О. Манучарянц и Э. А. Маркова [80] показали, что давление при формировании месторождения Сарылах сохранялось достаточно высоким (600—1600 бар), незначительно понижаясь в этих пределах от ранней ассоциации к поздней.

Для выяснения некоторых генетических особенностей золото-сурьмяного оруденения изучено распределение изотопов серы в рудах и боковых породах (В. И. Бергер, М. Н. Голубчина, С. Л. Миркина, 1976 г.). Результаты $\delta^{34}\text{S}$ определения изотопного состава серы в золото-сурьмяных проявлениях Верхнеиндигирского района приведены в табл. 4.

Узкие границы вариаций изотопного состава серы в сульфидах, не превышающие —7‰, свидетельствуют о гомогенности серы в разных минеральных ассоциациях. Наблюдается общее небольшое обогащение легким изотопом относительно метеоритного стандарта, при направленном сдвиге в сторону увеличения содержания легкого изотопа серы от сульфидов ранней ассоциации (пирита и арсенопирита) к поздней (бертьерита и антимонита) и далее к поздним сульфатам.

Изучен изотопный состав серы в диагенетических пиритах из рудовмещающих триасовых толщ. Пирит образует в них мелкозернистые линзовидные скопления, овоиды, кубические метакристаллы размером до 0,7 см. В отдельных углистых пач-

Таблица 4

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ В МИНЕРАЛАХ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ВЕРХНЕИНДИГИРСКОГО РАЙОНА

Минерал	Количество проб	$\delta^{34}\text{S}$, ‰		
		От	До	Среднее
Пирит	9	—0,3	—4,7	—2,9
Арсенопирит	5	—1,5	—4,1	—2,7
Бертьерит	4	—0,2	—6,1	—3,0
Антимонит	19	—1,7	—6,9	—4,0
Леонгартит, гипс	4	—7,1	—10,7	—8,8
Диагенетический пирит из триасовых терригенных отложений	11	—4,9	+3,9	Около 0

ках он составляет до 5% объема. Значения $\delta^{34}\text{S}$ в диагенетических пиритах разбросаны от $-4,9$ до $+3,9\%$; почти симметрично около стандарта. Подавляющее большинство значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах золото-сурьмяных проявлений укладывается в диапазон вариаций изотопного состава серы диагенетических пиритов. Это подтверждает геологически обоснованную возможность использования сульфидной серы боковых пород при золото-сурьмяном рудообразовании.

Возраст золото-сурьмяного оруденения. Вопрос о возрасте золото-сурьмяных месторождений, их металлогеническом положении среди других рудных образований Верхояно-Колымской провинции является дискуссионным. Подход к этому вопросу влияет на методику и направление поисков и прогноза месторождений сурьмы, общую оценку региона. В решении его намечаются две альтернативные тенденции. Согласно первой все сурьмяное оруденение провинции является одновозрастным, наиболее молодым среди рудных образований и относится к позднему мелу — палеогену. Золото-сурьмяное оруденение рассматривается как продукт совмещения (гибридизма) позднечюрского малосульфидного золото-кварцевого оруденения и наложенного молодого антимонитового, оторванного от первого не менее чем на 50 млн. лет. Эту точку зрения наиболее последовательно развивает Л. Н. Индолев [54]. С теми или иными отклонениями близкой позиции придерживаются М. А. Галкин [33], А. А. и Р. В. Оболенские [94], Г. Н. Гамянин (1974 г.), В. Г. Владимиров, Э. Я. Прушинская и др. (1975 г.), Э. А. Ефременко и О. П. Иванов (1975 г.).

Согласно другим представлениям, развиваемым автором совместно с В. Г. Кузьминым [20], золото-сурьмяное оруденение принадлежит к золото-кварцевому комплексу Яно-Колымского пояса, сформировавшемуся в поздней юре — раннем мелу, т. е. в инверсионную стадию развития Верхояно-Колымской геосинклинально-складчатой системы. Такой подход определился уже на ранних стадиях изучения пояса в работах Ю. А. Билибина, В. Т. Матвеевко, П. И. Скорнякова, Е. Т. Шаталова. Близко к этому рассматривают металлогеническое положение золото-сурьмяного оруденения С. И. Гавриков (1976 г.), Ю. П. Ивенсен и В. И. Левин (1975 г.) и другие.

Принадлежность золото-антимонит-кварцевого оруденения к единому золото-кварцевому комплексу подтверждается в первую очередь геологическими данными, детально рассмотренными выше: общностью региональных рудоконтролирующих структур и условий размещения, наличием единого ряда латеральной рудной зональности, близостью вещественных особенностей (минералогическая преемственность, березитовый тип гидротермальных метасоматитов и т. д.), сходным характером эпигенеза месторождений (пластические деформации жильного кварца и рудных агрегатов), наконец, однонаправленным раз-

витием процесса минерализации от ранней золото-пирит-арсенипиритовой к поздней золото-антимонит-бертьеритовой ассоциации.

Для дополнительного обоснования возрастного положения золото-сурьмяного оруденения произведены калий-аргоновые определения возраста по слюдам группы серицита — парагонита — пирофиллита из разных месторождений. Результаты определений приведены в табл. 5.

По Сарылаху Л. Н. Индолев и др. [55] приводят калий-аргоновые определения возраста гидромусковита, ассоциирующего с молочно-белым кварцем, — 145 млн. лет. Полученный в лаборатории ВСЕГЕИ возраст поздних слюд имеет сходные значения. Близость цифр свидетельствует о вероятном почти одновременном развитии (или во всяком случае завершении развития) золото-сурьмяного оруденения в раннем мелу на всем протяжении пояса. Эти данные также согласуются с известными определениями возраста золото-кварцевых месторождений пояса (И. А. Загрузина, 1970 г.). В то же время они близки к статистическому хронологическому максимуму батолитового гранитообразования — 120 млн. лет. В первом приближении можно сказать, что золото-сурьмяное оруденение синхронизируется с гранитоидами колымских батолитов. В самих гранитоидах золото-сурьмяные месторождения пока не установлены. Л. Н. Индолев [54] ссылается на проявление Улахан-Нагаин, где А. А. Терновским и А. И. Судаковым (1942 г.) в гранитном массиве Еллу были встречены тела сурьмяноносных кварц-серицитовых и хлорит-серицитовых метасоматитов. Специальная проверка этого района была предпринята автором совместно с В. Г. Кузьминым и сотрудником ВИГРЭ ЯТГУ Е. П. Данилогорским. Она показала, что указанные метасоматиты в гранитах Еллу относятся к типу оловоносных мусковит-сидерофиллитовых грейзенов. Сурьмяная минерализация в них не была выявлена ни визуально, ни микроскопически. Опробование показало, что содержания сурьмы не превышают $10^{-5}\%$.

Таблица 5

РЕЗУЛЬТАТЫ КАЛИЙ-АРГОНОВЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ВОЗРАСТА СЛЮД ИЗ ЗОЛОТО-СУРЬМЯНЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ПОЯСА

Номер образца	Место взятия	K, %	^{40}Ar , нг/г	$^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$	Возраст, млн. лет
535в	Крохалинное	5,32	48,3	0,0074	128
15	Сарылах	4,35	37,4	0,0071	124 ± 4
11026	Сентачан	2,34	19,3	0,0068	118 ± 2
2783	"	2,14	18,2	0,0070	122 ± 5
2505	Биллях	2,41	21,4	0,0074	128
2516	"	2,23	20,2	0,0074	128 ± 5

Повышенные концентрации сурьмы в этих образованиях, видимо, были определены ошибочно. В этом же районе вблизи южной границы экзоконтактового ореола интрузии Еллу в юрских песчаниках и алевролитах встречены слабо золотоносные кварцевые жилы с антимонит-бертьеритовым оруденением, открытые названными выше геологами.

Имеются три случая размещения золото-сурьмяных проявлений в ороговикованных породах экзоконтакта интрузий гранитоидов. Г. Н. Гамяниным [34] описаны кварцевые жилы с самородной сурьмой в биотитовых роговиках экзоконтакта Тобычанского гранитного массива (Адыча-Тарынская зона). В рудках намечены две устойчивые парагенетические ассоциации: пирротин — бертьерит — гудмундит и бертьерит — гудмундит — самородная сурьма. Как указывается, пирит и антимонит выделились позже этих минералов. Правда, по приводимым в работе [34] микрофотографиям взаимоотношения антимонита с самородной сурьмой могут быть истолкованы и как обратные.

В районе Сентачана, по данным В. В. Шошина, на одном из участков в слабо ороговикованных и милонитизированных песчаниках в кварцевых прожилках установлено замещение антимонита, бертьерита и пирита самородной сурьмой и пирротинном.

В бассейне р. Буркандья в экзоконтактовых роговиках Оханджинского батолита В. В. Кудиным обнаружена кварцевая жила с самородной сурьмой и антимонитом. При детальном обследовании выявлены также пирит, бертьерит, пирротин. По наблюдениям автора, жила состоит из стекловатого гранулированного кварца со скоплениями биотита по зальбандам, местами отмечается поздний шестоватый кварц. Тщательное минераграфическое изучение руд показало, что антимонит замещается самородной сурьмой, которая отчетливо пересекает сдвойникованные индивиды антимонита. Местами самородная сурьма образует псевдоморфозы по микрозернистому «чугунному» антимониту, наследуя его ультрамилонитовую текстуру.

Рассмотренные проявления обладают некоторыми специфическими чертами: биотитизацией измененных пород и жил, появлением специфического стекловатого гранулированного кварца, пирротина и больших количеств самородной сурьмы, часто замещающих пирит, антимонит и другие исходные минералы. Эти признаки могут быть расценены как свидетельства термального метаморфизма золото-сурьмяного оруденения. Подобные признаки, кроме развития самородной сурьмы, указывались Ю. А. Билибиным и П. И. Скорняковым в доказательство контактового метаморфизма догранитных золото-кварцевых жил Яно-Колымского пояса.

Халцедон-антимонитовое оруденение. Одним из наиболее убедительных доказательств существования в поясе двух разновозрастных кварц-антимонитовых парагенезисов являются факты их совмещения или прямого пересечения на отдельных уча-

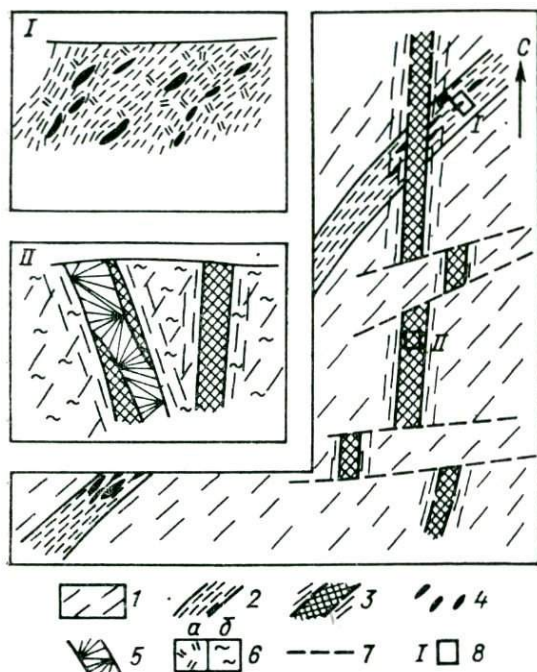


Рис. 24. Соотношение двух типов антимонитового оруденения на участках Байдах и Омук (I и II — детали строения минерализованных зон в разрезе). Составлено с использованием данных Л. П. Персикова.

1 — переслаивающиеся алевролиты, глинистые сланцы и песчаники триасового возраста; 2 — зона смятия и рассланцевания; 3 — зона дробления и брекчирования с халцедон-кварцевым и глинистым цементом; 4 — линзы и прожилки гранулированного и милонитизированного антимонита (раннее оруденение); 5 — радиальнолучистые и параллельнопризматические агрегаты не динамометаморфизованного антимонита (позднее оруденение); 6 — гидротермальные изменения (а — березитизация, б — аргиллизация); 7 — пострудные нарушения и трещиноватость; 8 — участки минерализованных зон, представленные на разрезах.

стках. В нижнем течении р. Яны на участках Байдах и Омук в зоне смятия и рассланцевания северо-восточного простирания среди триасовых песчано-глинистых отложений распространены слабо золотоносные кварц-карбонат-антимонитовые прожилки и линзы (рис. 24). Они сопровождаются березитизацией пород и интенсивно деформированы (жилы разлинзованы, антимонит гранулирован и милонитизирован и т. д.). В восточной части площади Л. П. Персиковым обнаружена меридиональная крутопадающая зона дробления и брекчирования мощностью более 5 м. Она сечет зону рассланцевания и несет «угловатые» брекчии, сцементированные белым фарфоро- и халцедонвидным кварцем. В нем на отдельных участках наблюдается вкрапленность, параллельнопризматические и друзовые агрегаты антимонита без признаков динамометаморфизма. Песчаники и алевролиты в зоне дробления значительно осветлены и аргиллизированы. Обе зоны хорошо трассируются вторичными ореолами рассеяния сурьмы. Ореолы золота группируются только вблизи зоны рассланцевания с ранним антимонитовым оруденением.

В Кючюсском золото-ртутно-сурьмяном месторождении (Нижнеянская зона), по данным Ю. П. Ивенсена и др. [53], О. В. Плышевского и др. (1975 г.), на золото-антимонитовое оруденение наложена диккит-киноварно-карбонатная минерализация. Выделяется ранний динамометаморфизованный «чу-

гунный» антимонит и поздний, ассоциирующий с киноварью, призматический, радиально-лучистый, игольчатый, не несущий признаков деформаций. В позднюю ассоциацию также входят реальгар, халцедоновидный кварц, манганосидерит. Ранние антимонит и кварц местами интенсивно перекристаллизованы. По данным В. П. Самусикова и А. И. Серебрякова (1974 г.), золото Кючюса является низкопробным, содержит 6,37—7,38% серебра и отличается исключительно высокими концентрациями ртути (11,9%). Проведенный анализ золота Кючюсского месторождения с применением микрозонда показал, что раннее реликтовое золото, ассоциирующее с «чугунным» антимонитом и местами сохраняющееся в перекристаллизованном кварце, имеет высокую пробу 961 и 948, характерную для золото-сурьмяного оруденения. Позднее (переотложенное?) золото, распределяющееся по трещинкам в халцедоновом кварце вместе с игольчатым антимонитом и киноварью, имеет низкую пробу (772—783). Содержания ртути в нем оказались еще более высокими (17,2—19,3%). В одних зернах ртуть распределяется равномерно, в других концентрируется в периферической оболочке.

А. А. Внуковым выявлена в триасовых терригенных отложениях серия сурьмянорудных жил, среди которых отчетливо обособляются золото-антимонит-кварцевые и халцедон-антимонитовые (рис. 25). Первые локализируются в зонах смятия северо-западного простирания, связанных с Адыча-Тарынским разломом, и имеют признаки динамометаморфизма. Вторые приурочены к зонам дробления северо-восточной ориентировки, входящим в систему нарушений Джолакаг-Делинбинского поперечного разлома. Брекчии в зонах дробления сцементированы глобулированным колломорфным халцедоновидным и опаловидным кварцем с вкрапленностью и призматическими агрегатами антимонита, редкой мелкой вкрапленностью киновари, арсенопирита, марказита, сульфосолей. А. А. Внуков, В. Г. Владимиров и ряд других исследователей рассматривают зоны с халцедон-антимонитовой минерализацией как один из типов золото-сурьмяного оруденения, как возможные верхние части месторождений. Такой подход представляется неприемлемым не только исходя из прямых геологических наблюдений. Состав литогеохимических аномалий их пространственное размещение и ориентировка убеждают в принципиальных геохимических отличиях двух типов антимонитового оруденения на рассматриваемой площади. Для выявления общих тенденций на рис. 25 показаны не дискретные закартированные ореолы, а их площадное распространение в процентах занимаемой площади (подсчет произведен по сетке 500×500 м). Золото-антимонит-кварцевые жилы сопровождаются обычными для этого типа ореолами сурьмы, золота и мышьяка, в общем вытянутыми вдоль Адыча-Тарынского разлома. С халцедон-антимонитовыми жилами также связаны ореолы сурьмы и мышьяка, но особен-

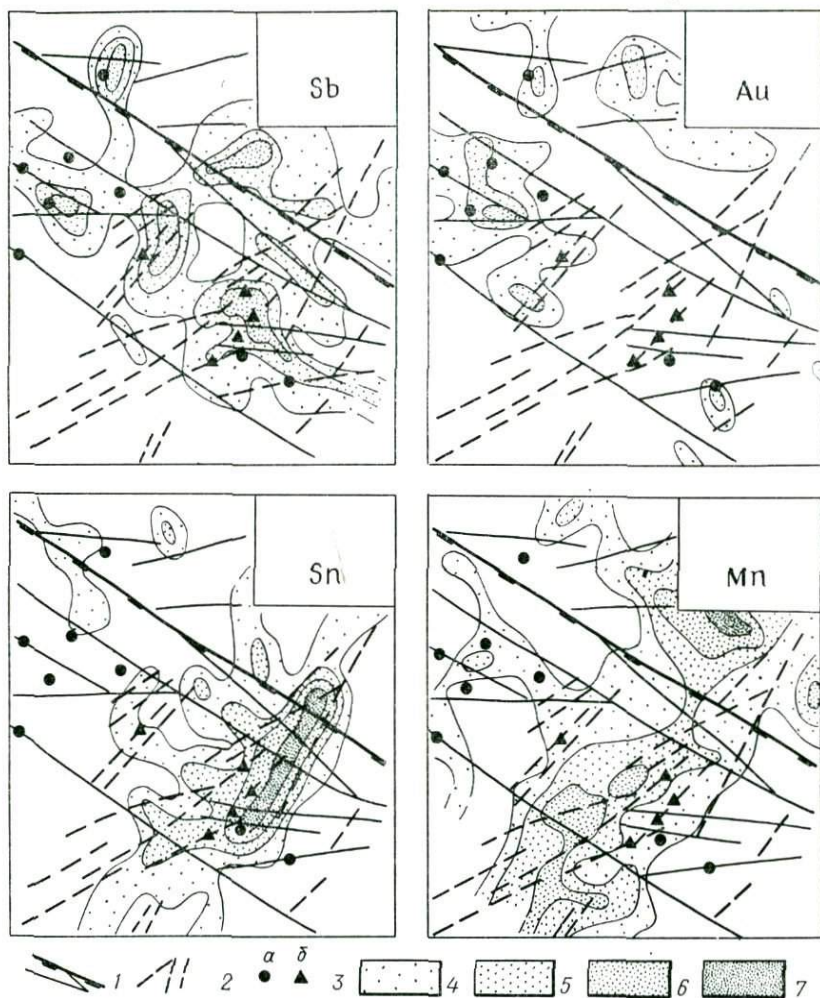


Рис. 25. Распределение двух типов сурьмяного оруденения и площадное распространение литохимических аномалий Sb (0,001—1%), Au (0,001—1 г/т и более), Sn (0,0005—0,05%), Mn (0,1—1%) на одном из участков Яно-Колымского пояса. Составлено с использованием данных А. А. Внукова, 1972 г.

1 — главный шов и сопряженные нарушения Адыча-Тарынского разлома; 2 — поперечные разрывы, входящие в систему Джолакаг-Делинйинского разлома; 3 — золото-сурьмяно-кварцевые (а) и сурьмяно-халцедоновые проявления (б); 4—7 — участки распространения литохимических аномалий, занимающих площадь, %: 10—30 (4), 30—50 (5), 50—70 (6), более 70 (7).

но отчетливы ореолы олова и марганца, вытянутые вдоль системы разрывов северо-восточного простирания. Такого рода аномалии совершенно не характерны для золото-сурьмяного оруденения.

Выше рассмотрены проявления, непосредственно изучавшиеся автором. Список подобных примеров можно было бы умножить, но и приведенные факты достаточно убедительно доказывают существование двух разновозрастных кварц-антимонитовых парагенезисов, из которых золото-сурьмяный является более ранним.

Халцедон-антимонитовая минерализация проявляется в зонах региональных и трансрегиональных разломов, активизированных на орогенной стадии в позднем мелу — палеогене. Вдоль таких разломов, преимущественно дискордантных складчатым структурам, прослеживается целая сеть региональных рудоносных зон (см. рис. 14) — от краевой части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Челомджинская, Хетаджинская зоны и др.) до западной, внутриматериковой части провинции, где вдоль границы Верхоянской зоны ранней консолидации протягивается обширная Дулгалахская сурьмяно-ртутная зона [9, 53, 63, 121]. В Сетте-Дабанской зоне к этому типу относится давно известное Сендученское антимонит-реальгаровое жильное месторождение в девонской карбонатной толще. В этих зонах разрозненные сурьмяные проявления позднего парагенезиса разбросаны на значительном удалении друг от друга, тяготея к районам распространения кислых и основных субвулканических и экструзивных тел (от гранит-порфиров до долеритов). Возраст их не превышает 110 млн. лет и находится чаще в пределах 60—80 млн. лет. Халцедон-антимонитовая минерализация тесно ассоциирует с киноварным оруденением и часто распределяется по периферии оловорудных районов. Отдельные проявления эпизодически несут заметные концентрации золота, особенно на участках наложения на более раннее золото-кварцевое и золото-сурьмяное оруденение.

В составе минерализации наряду с главными (антимонитом, халцедоновидным, гребенчатым и опаловидным кварцем, дикситом и карбонатами — кальцитом, анкеритом) присутствуют арсенопирит, пирит, марказит, киноварь, метациннабарит, реальгар, галенит, сфалерит, халькопирит, сульфосоли свинца и серебра, барит и флюорит. Характерна повышенная серебрность руд. Жилы, минерализованные зоны дробления, штокверкообразные тела, как правило, секут напластование и контролируются локальными сбросами. Рудные агрегаты имеют ритмично-полосчатую, крустификационную, колломорфную текстуру. В месторождении Загадка (Дулгалахская зона) И. Я. Некрасов [90] отмечает вертикальную зональность, прослеженную на протяжении более 80 м по вертикали в природном срезе халцедон-кварцевой рудной жилы. Снизу вверх сменяются зоны: а) галенита + сфалерита, б) антимонита + сфалерита, в) киновари + антимонита, г) киновари. В нижней зоне присутствуют буланжерит, тиллит, станнин, общие содержания олова достигают 0,6%.

Чукотская провинция

Чукотская провинция охватывает одноименную мезозойскую геосинклинально-складчатую систему, частично перекрытую на востоке эффузивами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (см. рис. 14). Сурьмяное оруденение широко распространено на территории провинции и может рассматриваться как один из существенных элементов ее металлогении наряду с золотом, оловом, ртутью, при значительно меньшей изученности. Некоторые особенности строения и состава антимонитовых проявлений рассмотрены П. В. Бабкиным [9] при характеристике ртутоносности провинции, Н. М. Давиденко [43] и А. А. Сидоровым [122] — в связи с золотоносностью. Специальное изучение сурьмяных проявлений Анюйской зоны проведено в последние годы Е. И. Масловым. Автором изучены основные сурьмяные проявления Центральной и Западной Чукотки и суммированы данные по сурьмяной рудоносности провинции [21, 22, 121].

Чукотская система вместе с Яно-Колымской входит в область мезозойской Северо-Востока Азии. Общим для обеих систем является близость во времени мезозойского терригенного геосинклинального осадконакопления при эпикратонном типе геосинклиналей [39, 135]. В остальном Чукотская система имеет ряд отличий, охарактеризованных работами М. Л. Гельмана, И. А. Загрузиной, С. Ф. Лугова, С. М. Тильмана и других. Терригенный геосинклинальный комплекс, относящийся к возрастному интервалу ранний триас — валанжин, отличается относительно пониженной мощностью (до 5—6 тыс. м) при выпадении из разреза ранне-среднеюрских отложений. В современной структуре системы преобладают горсто-грабенные формы на фоне относительно пологой складчатости в участках между горстами (рис. 26). В горстах обнажены палеозойские карбонатно-терригенные породы фундамента (Куульское и Алярмагтынское поднятия) и глинисто-сланцевые отложения нижнего — среднего триаса, пронизанные силами габбро-диабазов.

Гранитоиды, широко распространенные в провинции, интродировали на границе раннего и позднего мела или в позднем мелу, т. е. после складчатости на орогенной стадии. Они тяготеют к горстам или ядрам кольцевых очаговых вулканоструктур, значительно эродированные реликты которых фиксируются и за пределами сплошных вулканических полей Охотско-Чукотского пояса. По фрагментам вулканоструктур, разрозненным мелким покровам меловых базальтов, андезитов, липаритов, сериям субвулканических и экструзивных тел реконструируются палеоконтурные вулканогенного пояса. В период массовых излияний в раннем и позднем мелу он занимал значительно большую территорию. Вулканические покровы перекрывали такие ныне эродированные структуры, как Куульское под-

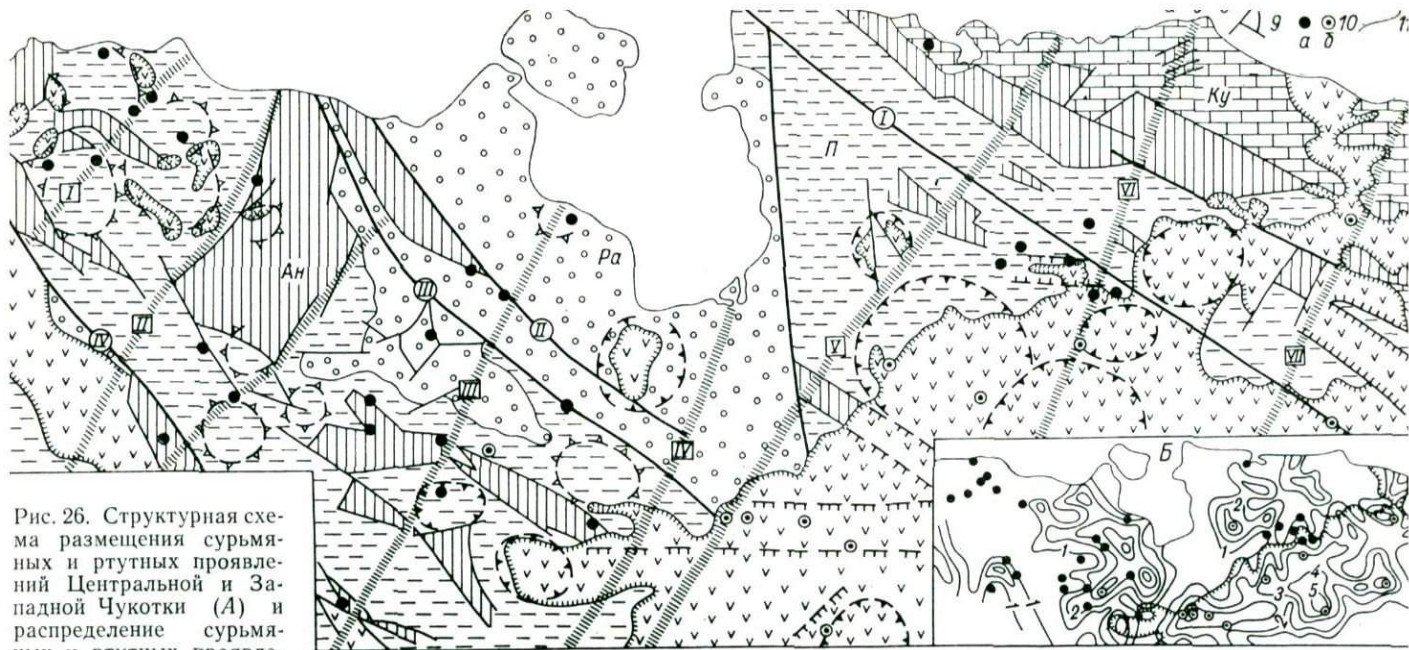


Рис. 26. Структурная схема размещения сурьмяных и ртутных проявлений Центральной и Западной Чукотки (А) и распределение сурьмяных и ртутных проявлений в региональной ртутной аномалии (Б). Составлено с использованием данных П. В. Бабкина, В. Ф. Белого, Д. Е. Егорова, Е. П. Кима, В. Г. Кузьмина, Е. И. Маслова.

1—4 — формации складчатого комплекса мезозой Чукотской системы: карбонатно-терригенная среднего палеозоя — основание мезозой (1), аспидная нижнего — среднего триаса (2), флишиодная верхнего триаса (3), молассовая верхней юры — нижнего мела (4); 5 — границы покровов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 6 — вулканоструктуры оседания (а), кольцевые интрузивно-эффузивные очаговые вулканоструктуры (б), вулканорабы и вулканогорсты, симметричные и ступенчатые (в); 7 — главные региональные разломы: Чаунский (I), Раучанский (II), Нетпнейвеемский (III), Ярканский (IV); 8 — поперечные «скрытые» разломы: Энкувеемский (I), Аттыквеемский (II), Энпмывеемский (III), Илирийский (IV), Делюевеимский (V), Рывеемский (VI), Кузквунский (VII); 9 — локальные разрывы; 10 — проявления сурьмяного (а) и ртутного (б) оруденения; 11 — изолинии концентрации киновари в аллювии (в условных единицах).

Главные структурные зоны: Ку — Куульская, П — Паляваамская, Ра — Раучанская, Ан — Анойская.

нятие или Анюйский антиклинорий [21]. Периферическая зона вулканогенного пояса охватывает практически всю Чукотскую систему, подвергшуюся неравномерной эрозии в результате син- и поствулканических сводово-глыбовых движений. Они обусловили развитие сводовых поднятий (Малоанюйского мегасвода, выделенного А. И. Садовским), осложненных блоковой тектоникой, затушевавшей во многом складчатую структуру.

Сурьмяные проявления контролируются разрывами, ограничивающими горсты, или распределяются по периферии линейных и кольцевых вулканоструктур. В более общем плане они тяготеют к «поперечным» разломам северо-восточного простирания, особенно к узлам их пересечения с «продольными» разломами северо-западной ориентировки. Те и другие нарушения в большинстве случаев не картируются непрерывно, а фиксируются по распределению магматических тел, резким перепадам мощностей геосинклинального комплекса [10, 43, 122], геофизическим градиентным зонам (М. Б. Рыбаков, 1967 г.). Сочетание «поперечных» и «продольных» разломов определяет ортогональный решетчатый узор региональных рудоносных зон (см. рис. 14).

Подавляющее большинство сурьмяных проявлений (84%) локализуется в породах складчатого комплекса, 10% — в меловых вулканитах и 6% — в гранитоидах. Наиболее молодыми породами, пересекаемыми сурьмянорудными жилами, являются позднемеловые гранитоиды и вулканиты с возрастом 86—75 млн. лет [122, 150]. Сурьмяные проявления неравномерно распределяются в дислоцированных отложениях: в девонских — нижнекарбонových карбонатных и терригенных породах фундамента — 6%, в глинистых сланцах аспидной формации нижнего — среднего триаса — 10%, в переслаивающихся песчаниках, алевролитах, глинистых породах флишоидной формации верхнего триаса — 53%, в молассовых песчаниках верхней юры — нижнего мела — 15%. Сурьмяные проявления, размещающиеся в породах разных структурных ярусов отличаются единообразием — это кварц-халцедон-антимонитовые жилы, сопровождающиеся ореолами аргиллизации. В вулканогенных породах антимонитовые проявления тесно связаны с ртутной и золото-серебряной минерализацией (Пламенное, Сопка Рудная). При этом они отчетливо тяготеют к минимумам региональной ртутной аномалии, имеющей в пределах вулканогенного пояса и вблизи его современных границ площадное распространение (рис. 26, Б). В структурах складчатого комплекса сурьмяная минерализация пространственно ассоциирует с золото-кварцевым, касситерит-сульфидным, ртутным оруденением, занимая в некоторых районах закономерное положение в ареалах латеральной рудной зональности.

В Западной Чукотке (Анюйская зона) сурьмяные проявления распределяются по периферии узлов позднемело-

вого золото-кварцевого «пневматолито-гидротермального» оруденения, связанного с гранитоидами, но отчетливо постгранитного [43, 150]. М. Д. Часовитин (1964 г.) отмечает зональность оруденения около некоторых гранитных массивов с последовательной сменой золото-шеселит-кварцевых, золото-сульфидно-карбонатно-кварцевых, гематит-кварцевых и кварц-халцедон-антимонитовых жил. К слабо эродированным гранитным куполам в ряде таких узлов приурочено кварц-вольфрамитовое грейзеновое оруденение. Кварц-халцедон-антимонитовые жилы обычно расположены по периферии ареалов рудной зональности, но иногда телескопически накладываются на золото-кварцевое малосульфидное оруденение.

Кварц-халцедон-антимонитовые жилы слабо золотоносны, в некоторых из них отмечаются заметные концентрации серебра. В составе оруденения помимо антимонита в виде примесей постоянно присутствуют арсенопирит, пирит, марказит, сфалерит, в отдельных проявлениях — галенит, халькопирит, джемсонит, кинюварь. Главный жильный минерал — кварц — представлен тремя или более генерациями, ему сопутствуют дикцит, накрит, кальцит, доломит. По морфоструктурным особенностям среди сурьмяных проявлений выделяются минерализованные зоны дробления и окварцевания и простые трещинные жилы.

Месторождение Китеп приурочено к близмеридиональному сбросу, обрамляющему Алярмаутское поднятие с запада. Разлом разграничивает нижнетриасовую сланцевую толщу и нижнекарбонные мраморизованные известняки, слагающие центральный блок горста. Зона брекчирования и окварцевания прослеживается вдоль сброса почти на 3 км при мощности до 10—15 м, она круто (60—75°) падает к востоку. Часть зоны, несущая сурьмяное оруденение, на перегибе простираения разбита радиальными пострудными сбросами на ряд сегментов (рис. 27, А). В краевых сегментах проявлена антимонитовая минерализация. В центральном блоке, относительно приподнятом более чем на 100 м, распространено сфалерит-халькопирит-галенитовое оруденение. Смена состава оруденения в соседних блоках минерализованной зоны, разобщенных пострудными подвижками и эродированных в разной степени, очевидно, выявляет вертикальную рудную зональность. Антимонит связан с серым халцедоновидным кварцем III, он образует радиально-лучистые агрегаты и микрозернистые скопления с арсенопиритом, марказитом и дикцитом. Эта ассоциация является более поздней по отношению к сфалерит-халькопирит-галенитовой и слагает верхнюю часть колонки вертикальной зональности.

Месторождение жильного типа Пологое расположено на восточном фланге Кэпэрвеемского золотоносного района. Оно представлено серией коротких рудных жил меридионального простираения, размещающихся в субвулканическом теле ранне-

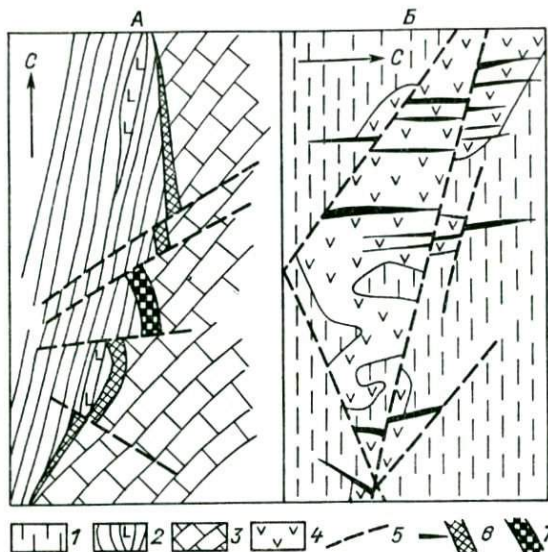


Рис. 27. Геологическая схема строения сурьмяных месторождений Китеп (А) и Пологого (Б). Составлена с использованием данных Е. И. Маслова.

1 — песчаники, алевролиты, глинистые породы флишовой толщи верхнего триаса; 2 — черные сланцы с силлами габбро-диабазов нижнего — среднего триаса; 3 — нижнекарбонные мраморизованные известняки и мраморы; 4 — кварцевые диоритовые порфиры и гранодиорит-порфиры; 5 — сбросы, преимущественно пострудные; 6 — кварц-халцедон-антимонитовые жилы; 7 — кварц-халцедоновые жилы с галенитом, халькопиритом, сфалеритом, сульфосолями.

меловых гранодиорит-порфиров (рис. 27, Б). Жилы недалеко уходят во вмещающие флишвидные отложения, быстро выклиниваясь в экзоконтакте субвулканитов. Они пересечены системой пострудных сбросов с амплитудами перемещений до 50 м. Жилы имеют брекчиевое строение. Обломки каолинизированных и карбонатизированных гранодиорит-порфиров сцементированы безрудным гребенчатым кварцем II. К центральной части прожилков, отороченных последним, приурочены обособления халцедоновидного кварца III с тонкой вкрапленностью и удлинненными копьевидными кристаллами антимонита I. В жилах отмечаются обломки раннего полупрозрачного крупнокристаллического кварца I, иногда несущего вкрапленность галенита. В западной части месторождения Н. М. Давиденко (1973 г.) обнаружил золотоносную жилу, сложенную таким ранним кварцем с галенитом, сфалеритом. В сопутствующих жилам ореолах аргиллизации шириной до 15 м гранодиорит-порфиры осветлены, диккитизированы и халцедонизированы. В них также установлено присутствие адуляра, округлых стяжений (до 10 см) голубоватого опаловидного кварца с микровкрапленностью антимонита, марказита, пирита и арсенопирита. В участках повторного дробления наблюдается цементация обломков таких микрозернистых руд агрегатами призматического антимонита II (длина призм до 5 см), ассоциирующего с мелкокристаллическим друзовым хрусталеvidным кварцем.

Обращает на себя внимание присутствие в рассмотренных и ряде других сурьмяных проявлений Западной Чукотки ранней золотоносной галенит-халькопирит-сфалеритовой ассоциации.

По составу и текстурным особенностям она близка к главному галенит-золото-слюдисто-кварцевому парагенезису в золоторудных месторождениях Анойской зоны [43]. Наличие латеральной рудной зональности, определенная структурная и вещественная преемственность приводят к выводу о вероятной принадлежности халцедон-антимонитовой минерализации к завершающей стадии формирования постгранитного позднемелового золото-кварцевого комплекса.

В Чаунском районе Центральной Чукотки в краевой части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса П. В. Бабкиным [9] выделена крупная Паляваамская ртутьносная зона. На западном фланге ее находится известное Западно-Палявское ртутное месторождение, на восточном — сурьмяно-ртутное месторождение Пламенное, в центральной части сосредоточены сурьмяные и золото-серебряные проявления. Некоторые из последних содержат среди главных рудных минералов антимонит, иногда сопровождающийся бертьеритом. По П. В. Бабкину и А. А. Сидорову (1968 г.), ртутные и золото-серебряные месторождения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса представляют звенья единого ряда вулканогенных рудных формаций. К этому ряду должны быть причислены и сурьмяные проявления Паляваамской зоны. Концентрация их вблизи участков золото-серебряного оруденения, вероятно, отражает общий характер латеральной рудной зональности. Формирование месторождений всего ряда относится к позднему мелу — палеогену [9, 122]. Ему предшествовал длительный период субаэрального вулканизма в раннем и позднем мелу с развитием эффузивов разного состава — от базальтов до липаритов.

На золото-серебряном месторождении Сопка Рудная, детально изученном А. А. Сидоровым [122], и в его окрестностях распространены кварц-халцедон-антимонитовые жилы, исследованные автором [21]. Крутопадающая жила протягивается почти в близмеридиональном направлении в складчато дислоцированных поздне триасовых алевролитах (см. рис. 62, В). Она разбита несколькими широтными малоамплитудными пострудными сбросами и вскрыта эрозией по падению. Жила пересекает, раздвигаясь, пологий контакт алевролитов с покровом раннемеловых туфов липаритов и непрерывно прослеживается в них по восставанию. В верхней части покрова она разветвляется на мелкие прожилки. При переходе в вышележащий горизонт нацело каолинизированных туфопесчаников и конгломератов прожилковое оруденение резко сменяется послойной вкрапленностью антимонита.

Снизу вверх в жиле наблюдается смена ранней арсенипит-пирит-марказитовой ассоциации с пластинчатым кварцем поздней халцедон-антимонитовой ассоциацией. Несколько в стороне, в верхней части покрова, в интенсивно гидрослюдизированных, окварцеванных и адуляризированных липаритах раз-

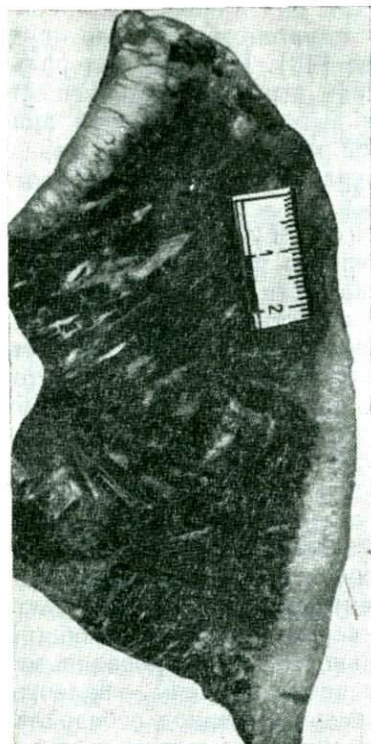


Рис. 28. Халцедон-антимонитовая жила, отороченная гребенчатым кварцем. Штуф из месторождения Сопка Рудная.

вито прожилково-вкрапленное оруденение золото-пираргиритовой ассоциации. По данным А. А. Сидорова, она предшествует поздней сурьмяной минерализации.

Халцедон-антимонитовые прожилки и жилы обрамлены по зальбандам полосами гребенчатого кварца шириной до 5 см (рис. 28). Радиально-лучистые агрегаты антимонита как бы сцементированы микрозернистым халцедоновидным кварцем, заполняющим промежутки между кристаллами. Поздний бурый яшмовидный и опаловидный кварц агрессивен по отношению к антимониту, корродирует его, существенно разубоживая оруденение в отдельных частях жилы.

Сурьмяно-ртутное месторождение Пламенное изучалось П. В. Бабкиным, В. И. Копытиным, О. В. Вершковской и другими. При детальном обследовании месторождения на последнем этапе отработки автором получены дополнительные данные о его структуре. Месторождение расположено в зоне крупного регионального разлома северо-западного простирания и представлено пологой рудной залежью, серией рудных линз и жил, распределяющихся на площади $3,5 \times 0,7$ км. Все они приурочены к одному стратиграфическому уровню, размещаясь в раннемеловых липаритах под горизонтом аргиллизированных туфов, туфолов и туфобрекчий, мощностью 10—50 м, перекрытых покровом липаритов (см. рис. 62, Б). Оруденение связано с участками интенсивной халцедонизации, окварцевания, опализации липаритов. Предрудные изменения сопровождалась дроблением и перекристаллизацией ранних метасоматитов с замещением опала и халцедона полнокристаллическим кварцем и обратно — халцедонизацией кварца. Антимониткиноварное оруденение наложено на окварцованные породы и по всем признакам близко к месторождениям опалитового типа, характерного для ртутоносных вулканогенных зон [21]. Оруденению сопутствует гидрослюдизация и марказитизация липаритов,

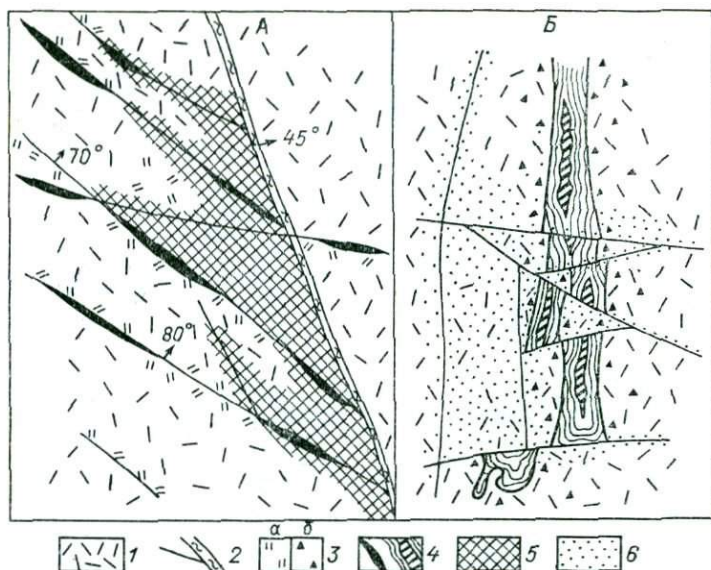


Рис. 29. Схема строения главного рудного тела сурьмяно-ртутного месторождения Пламенного в плане (А) и зарисовка халцедон-киноварно-антимонитовой жилы с колломорфной текстурой жильного выполнения в разрезе (Б).

1 — липариты; 2 — зона нарушения с глиной трения и сопряженные разрывы; 3 — гидротермальные изменения: гидрослюдизация (α) и марказитизация (β); 4 — халцедон-киноварно-антимонитовые жилы ранней рудной ассоциации; 5 — кинноварное оруденение поздней рудной ассоциации в окварцеванных и брекчированных липаритах; 6 — вкрапленность поздней кинновари II.

сменяющаяся на удалении 10—15 м от рудных тел широко и интенсивно проявленной диккитизацией.

Главная рудная залежь (рис. 29, А) контролируется системой нарушений северо-западной ориентировки ($300\text{--}340^\circ$), сопровождающихся глиной трения, дроблением и брекчированием липаритов. Вдоль крутопадающих нарушений прослеживаются короткие тупо выклинивающиеся линзовидные жилы мощностью до 0,5 м (рис. 29, Б). Они сложены белым полосчатым халцедоновидным кварцем, кристификационно облегающим стенки трещинных пустот. Остаточные полости по шву жил шириной до 15 см выполнены темно-серым тонкополосчатым колломорфным халцедоновидным и опаловидным кварцем с чередованием тончайших слоев (0,1—0,3 мм) халцедона, антимонита и марказита (рис. 30). В отдельных жилах в рудных агрегатах присутствует также ранняя микрозернистая темно-вишневая кинноварь I, метациннабарит, пирит.

Главная залежь образована вкрапленным оруденением поздней кварц-диккит-киноварной ассоциации. Светло-малиновой ки-

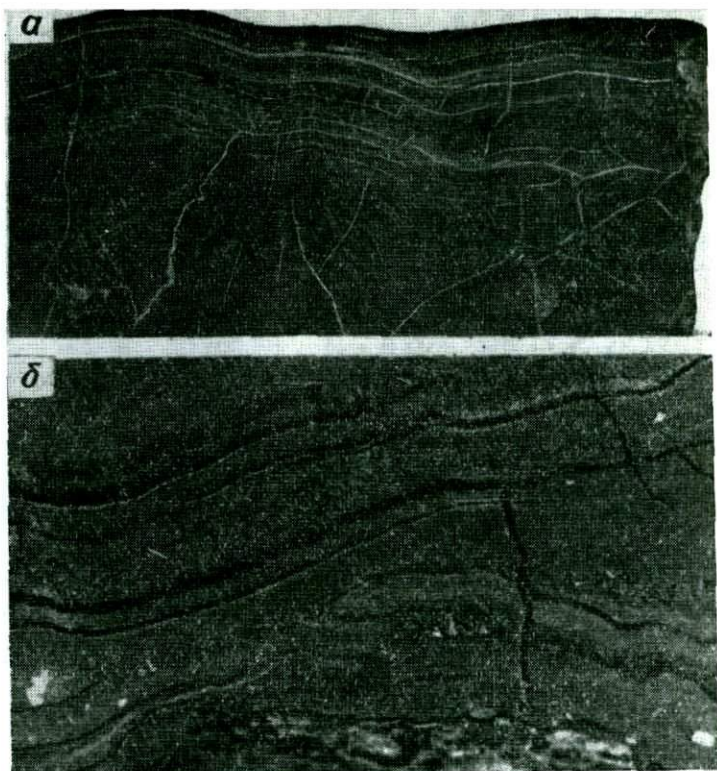


Рис. 30. Колломорфный тонкополосчатый агрегат халцедона и антимонита из месторождения Пламенного.

а — полированный штуф (белые полосы — антимонит); *б* — деталь строения колломорфного агрегата, прозрачный шлиф, ув. 20 (черные полосы — антимонит).

новари II сопутствуют поздние генерации призматического и игольчатого антимонита и пирита, а также реальгар, марказит, микродрозовый кварц и диксит. В брекчиях, сцементированных киноварью II, встречены обломки ранних халцедон-антимонитовых прожилков. На участках пересечения ранних жил поздней рудной ассоциацией наблюдается перекристаллизация халцедоновидного кварца и антимонита с образованием друзовых и призматических агрегатов. Ртутное оруденение прослеживается до глубины 20 м, минерализация постепенно затухает на глубине 100 м, причем с глубиной увеличивается относительное содержание сурьмы, что отражает вертикальную рудную зональность [9].

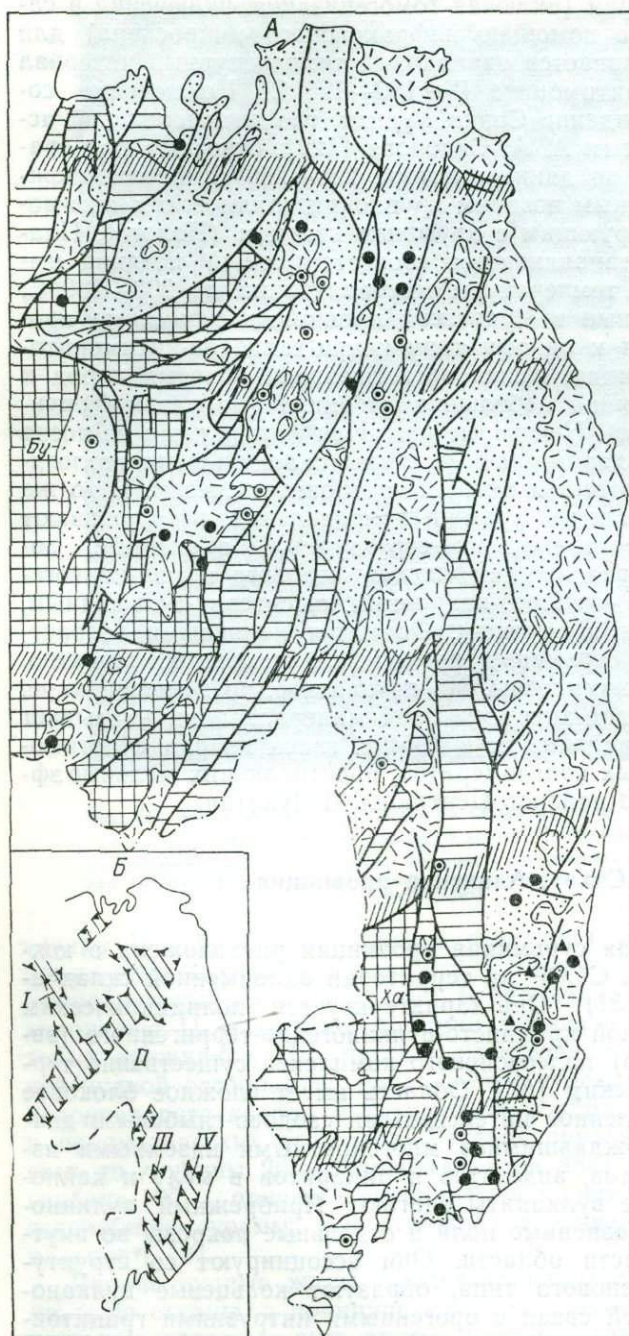
Ранние рудные жилы, представляющие собственно антимонитовую стадию, в принципе мало отличаются от кварц-халцедон-антимонитовых жил других месторождений провинции. По

данным термометрии (включая гомогенизацию включений в самом антимоните с помощью инфракрасного микроскопа) для всех них устанавливается одинаковый температурный интервал кристаллизации антимонита I — 150—120° С. Исключение составляет месторождение Сопка Рудная, где антимонитовой ассоциации, по данным А. А. Сидорова [122], отвечают температуры 200—140, а по данным автора 230—260° С. В месторождениях с наложенным поздним крупнокристаллическим антимонитом II, ассоциирующим с друзовым кварцем (Пологое, Пламенное и др.) устанавливается соответствующий поздний импульс повышения температуры минерализации до 200—180° С.

Распространенные в Чукотской провинции сурьмяные проявления относятся к одному типу кварц-халцедон-антимонитовых жил, сопровождающихся аргиллизацией боковых пород и сформировавшихся на небольших глубинах (по разным оценкам до 300—500 м). Некоторые различия между ними не носят принципиального характера и связаны с локальными геологическими особенностями и разным эрозионным срезом. В то же время эти однотипные сурьмяные проявления обнаруживают закономерные пространственно-структурные, временные, зональные связи с различными типами мелового и мел-палеогенового оруденения — золото-кварцевым, касситерит-сульфидным, золото-серебряным и ртутным. Остаются не ясными возрастные соотношения сурьмяных проявлений, входящих, вероятно, в разные рудные комплексы. На двукратное, по меньшей мере, проявление халцедон-антимонитовой минерализации указывает находка М. Е. Городинским в 1954 г. галек кварца с антимонитом из базальных конгломератов, подстилающих меловые эффузивы в одном из районов Центральной Чукотки.

Сихотэ-Алинская провинция

Сихотэ-Алинская сурьмяная провинция расположена в южной части Востока СССР на территории одноименной складчатой области (рис. 31). Она характеризуется полициклическим развитием со сменой кремнисто-вулканогенно-терригенного (эвгеосинклинального) палеозойского комплекса существенно терригенным мезозойским [68]. Область имеет сложное блоковое строение, обусловленное интенсивными сводово-глыбовыми движениями, сопровождавшимися многократными наземными излияниями базальтов, андезитов и липаритов в мелу и кайнозое. Субаэральные вулканы составляют Прибрежный вулканогенный пояс, разрозненные поля и отдельные покровы во внутриматериковой части области. Они ассоциируют со структурами горсто-грабенового типа, образуют кольцевые вулканоструктуры в тесной связи с орогенными интрузиями гранитоидов. Вся область разделена на отдельные блоки — сегменты —













- | | | | |
|---|---|---|----|
|  | 1 |  | 2 |
|  | 3 |  | 4 |
|  | 5 |  | 6 |
|  | 7 |  | 8 |
|  | 9 |  | 10 |

Рис. 31. Схема размещения сурьмяных и ртутных проявлений в Сихотэ-Алинской провинции (А) и расположение региональных ртутно-сурьмяных зон (Б), по З. В. Сидоренко и др. [120, 121], с дополнениями.

1 — докембрийский метаморфический комплекс Буреинского (Бу) и Ханкайского (Ха) срединных массивов и их обрамления; 2 — палеозойский кремнисто-вулканогенно-терригенный комплекс; 3 — мезозойский существенно терригенный комплекс; 4 — меловые и кайнозойские субаральные вулканы; 5 — разломы; 6 — поперечные «скрытые» разломы; 7—9 — проявления сурьмяного и ртутного оруденения: халцедон-антимонитовые (7), галенит-джемсонитовые (8) и киноварные (9); 10 — ртутно-сурьмяные региональные рудоносные зоны (I — Буреинская, II — Хингано-Амгунская, III — Западно-Сихотэ-Алинская, IV — Восточно-Сихотэ-Алинская).

системой поперечных «скрытых» разломов близширотного и северо-западного простирания.

Сурьмяное оруденение провинции специально изучалось автором совместно с З. В. Сидоренко, Н. И. Поповичем, Ф. В. Старицыным [120, 121]. Геологическое положение сурьмяной минерализации затрагивается М. И. Ицкисоном [57] и Е. А. Радкевич [108] при общем металлогеническом анализе провинции, Ю. Б. Сазоновым (1964 г., 1972 г.), П. Г. Коростелевым (1968 г.) — в связи с рассмотрением условий размещения и генезиса ртутной минерализации.

Сурьмяные проявления распространены в двух разобщенных районах в северо-западной и южной частях провинции. Эти районы, ограниченные поперечными разломами, отличает также развитие разнообразного оруденения, ассоциирующего с гранитоидами, — касситерит-сульфидного, золото-кварцевого, молибденитового.

В касситерит-сульфидных месторождениях отмечаются повышенные содержания сурьмы в связи с присутствием в рудах джемсонита, буланжерита, редко антимонита и других сурьмяных минералов. В рудах месторождений Комсомольского района содержания сурьмы на верхних горизонтах достигают 0,5—1% и с глубиной уменьшаются на порядок (Е. А. Радкевич и др., 1971 г.). В южной части Сихотэ-Алиня в Восточно-Сихотэ-Алинской рудоносной зоне по периферии оловородного узла размещается несколько галенит-сфалерит-джемсонитовых жильных месторождений — Соболиное и др. Кварц-карбонатные рудные жилы мощностью до 7,5 м залегают в мезозойских терригенных отложениях и верхнемеловых липаритах. Породы около жил серицитизированы, окварцованы, биотитизированы и баритизированы. Главным рудным минералам сопутствуют пирит, арсенопирит, касситерит, аргентит, станнин; среди карбонатов преобладает сидерит. Такого рода оруденение, очевидно, тесно связано с сульфидной составляющей оловянно-полиметаллических месторождений.

В нижнем Приамурье, по данным И. В. Кунаева [73], существует зональное распределение редкометальной грейзеновой, кварц-вольфрамитовой и молибденитовой, золото-арсенопирит-кварцевой и халцедон-антимонитовой минерализации относительно массивов позднемеловых гранитоидов натриевого ряда. Халцедон-антимонитовые жилы месторождений Дяппе, Сидогинского, Боринского и других содержат в виде малозначительной примеси киноварь и низкопробное золото (проба 630). В отдельных случаях они телескопически накладываются на постгранитное золото-кварцевое оруденение. И. В. Кунаев считает, что сурьмяная минерализация Нижнего Приамурья входит в генетически единый ряд редкометального и золото-кварцевого оруденения.

Основная масса сурьмяных проявлений (более 90%) представляет собой однородную группу кварц-халцедон-антимонитовых жил, имеющих часто брекчиевидное строение. Жилы с антимонитом размещаются вблизи ртутных (метациннабарит-киноварных) проявлений и содержат, как правило, небольшие количества киновари. Выделяются комплексные ртутно-сурьмяные региональные зоны (рис. 30, Б), протягивающиеся вдоль систем разломов, контролирующих размещение вулканогенных покровов, иногда пересекающих границы главных структурных элементов. Хингано-Амгунская зона вытянута в северо-восточном направлении на 750 км. Она прослеживается в южной части Бурейнского массива и далее в складчатых структурах северного Сихотэ-Алиня, подчиняясь общему направлению вулканогенной зоны сводово-глыбовых дислокаций. В целом по провинции в субэаральных вулканитах размещается только 20% сурьмянорудных жил. Остальные залегают в различных образованиях — от кристаллических пород докембрия и гранитоидов до меловых песчаников. Наиболее молодыми образованиями, в которых установлена сурьмяная минерализация, являются палеогеновые липариты.

Месторождение Салокачи является одним из наиболее изученных сурьмяных проявлений в провинции. Оно находится в южной части Хингано-Амгунской зоны в пределах Бурейнского массива. Изучалось М. Ю. Жилиным и С. Ф. Усенко (1950—1952 гг.), В. И. Казанским [60], их данные дополнены собственными наблюдениями автора. Месторождение представлено серией коротких жил и прожилков, размещающихся в зоне трещиноватости северо-западного простирания в протерозойских гнейсах и палеозойских гранитах.

Рудоконтролирующее нарушение, состоящее из ряда разрывов с глиной трения, входит в зону крупного трансрегионального разлома, контролирующего положение цепочки меловых вулканических центров. Месторождение находится во внешней периферической зоне Таланджинской кальдеры, сложенной меловыми базальтами, андезитами, дацитами и фельзитами, последовательно сменяющими друг друга вверх по разрезу. В. И. Казанский указывает, что по общему мнению сурьмяное оруденение связано с жерловой фацией позднемеловых кварцевых порфиоров, хотя специальные доказательства этого отсутствуют.

Рудные жилы круто (60—70°) падают к северо-востоку и имеют столбообразную форму при мощности 0,2—5,5 м. Их параметры по склонению иногда в 2 раза превышают длину. Руды массивные, брекчиевые, прожилковые, мелкокрапленные. Ранняя минеральная ассоциация — пирит-арсенопиритовая — сопровождается гребенчатым кварцем. В поздней ассоциации антимонит связан с халцедоновидным кварцем и кальцитом. Детальным минералогическим анализом в рудах установлено

присутствие в малых количествах шеелита, энаргита, вольфрамит, марказита, киновари. Вблизи рудных тел вмещающие породы аргиллизированы, окварцованы, пиритизированы и серицитизированы. Местами отмечается карбонатизация и прожилковидные скопления диккита. В расположенном южнее в той же зоне месторождении Богучан, залегающем в поздне-меловых липаритах, халцедон-антимонитовому оруденению сопутствует флюорит.

Особый интерес вызывает месторождение Контактное (Западно-Сихотэ-Алинская зона), представляющее редкий случай антимонитового оруденения, связанного с лиственитами. По данным З. В. Сидоренко и Ф. В. Старицына, лиственитизация затрагивает тело палеозойских габброидов, тектонически контактирующих с палеозойской кремнисто-терригенной толщей и раннемеловыми конгломератами. Листвениты, образующие полосы шириной до 50—100 м вдоль разрывов, имеют кварц-доломит-сидеритовый состав и сопровождаются диккитизацией. Халцедон-антимонитовая прожилковая минерализация прослеживается в лиственитах в зонах дробления северо-западного и близширотного простирания на участках распространения даек и штоков палеогеновых андезитовых порфиров и гранодиорит-порфиров. Антимонит образует тонконгольчатую вкрапленность в халцедоновидном кварце и параллельнопризматические агрегаты по зальбандам прожилков. В антимонитовых рудах в незначительном количестве присутствует киноварь.

Корякско-Камчатская провинция

Антимонитовая минерализация в целом мало характерна для мезозойско-кайнозойской эвгеосинклинально-складчатой Корякско-Камчатской области (см. рис. 14). Самостоятельные мелкие халцедон-антимонитовые проявления (с реальгаром, киноварью и др.) насчитываются на этой огромной территории единицами. Как отмечают П. В. Бабкин [9], И. Н. Титов и Т. В. Тарасенко [136], в некоторых ртутных месторождениях кварц-доломит-диккитового и лиственитового типа антимонит присутствует в виде второстепенной примеси, редко — среди главных сульфидов (Олюторское месторождение). Имеющиеся данные достаточно убедительно говорят о слабой сурьмяной рудоносности этой существенно ртутной провинции.

На участках современной термальной активности районов молодого вулканизма Камчатки установлено отложение антимонита, киновари и ряда других сульфидов некоторыми горячими источниками. Существенно ртутносные источники Апапель детально охарактеризованы работами Н. А. Озеровой и др. (1969 г., 1971 г. и др.). Антимонит в качестве одного из главных рудных минералов обнаружен С. И. Набоко и С. Ф. Главатских [89] в термах кальдеры Узон. На fumarоль-

ном поле площадью сотни квадратных метров в туфах, под-
вергшихся аргиллизации, опализации и алунитизации, хлорид-
ные натриевые источники отлагают микроигольчатые агрегаты,
микроглобули, землистые массы, отдельные кристаллы суль-
фидов — реалгара, аурипигмента, антимонита, киновари, ме-
тациннабарита, пирита и марказита. Минерализация хлорид-
нонатриевых термальных вод составляет 2—3 г/л, рН=6,63,
температура 92°С. Содержание сурьмы в гейзеритах на выходе
минерализованных вод не превышает 0,08%, цинка — 0,12%,
ртути — 0,01%, резко преобладает мышьяк (до 34,7%).

ГЛАВА 2

ЗАРУБЕЖНЫЕ СУРЬМЯНЫЕ РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ

АФРИКА

Южно-Африканская провинция

Южно-Африканская провинция охватывает южную часть
Капско-Аравийского щита в пределах Родезийского и Капва-
альского массивов [161]. Она является одной из богатейших
и древнейших сурьмяных и золотоносных провинций мира.
Сурьмяное оруденение представлено комплексными золото-
сурьмяными кварцевожильными месторождениями, размещаю-
щимися в тесной связи с золото-кварцевым оруденением в зе-
ленокаменных поясах щита. С. Д. Шер [149] указывает, что
золоторудные месторождения провинции вообще отличает вы-
сокая насыщенность антимонитом.

Южная Африка является одним из главных поставщиков
сурьмы на мировом рынке и дает ежегодно более 15 тыс. т ме-
талла. Основная добыча осуществляется в Трансваальской ча-
сти провинции из месторождений зоны Мерчисон: Гравелот,
Юнайтед-Джек, Вейгель и др. Из месторождений родезийской
части провинции (Индарама, Готик и др.) добывается 200—
300 т сурьмы в год. Самостоятельная добыча антимонита как
главного компонента при попутном извлечении золота началась
на месторождениях зоны Мерчисон с 40-х годов. Всего по
1976 г. добыто около 450 тыс. т сурьмы. Запасы металла со-
ставляют 270—300 тыс. т [83, 211]. Общая площадь зелено-
каменных поясов, в которых размещается оруденение, состав-
ляет 40,6 тыс. км². Более 90% запасов сурьмы сконцентриро-
вано в одной зоне Мерчисон, протягивающейся на 130 км при
ширине до 20 км и отличающейся уникальной концентрацией
сурьмы (добытый металл плюс запасы составляют около
700 тыс. т).

Зеленокаменные пояса, вмещающие золото-сурьмяные месторождения, представляют собой один из главных элементов строения щита. Они сложены метаморфизованными изверженными и осадочными породами архейской системы Свазиленд и ее аналогов с возрастом 3400—3800 млн. лет [223]. Пояса обрамляют древние гранито-гнейсовые блоки. В современном плане они представляют собой структуры синклинорного типа с интенсивной крутой изоклинальной складчатостью. Зеленокаменные комплексы в разрезе характеризуются трехчленным строением. Снизу вверх выделяются ультраосновные породы основания (гипербазиты, коматиты), полнокристаллизованная субмаринная вулканическая серия — от основных до кислых вулканитов известково-щелочного (натриевого) ряда, верхняя осадочная толща преимущественно кремнисто-песчанистого состава. Согласно К. Р. Анхаеуссеру [161], зеленокаменные пояса являются древнейшим аналогом фанерозойских эвгеосинклиналей. Их формирование, возможно, обусловлено расколом и раздвигом блоков пракры [52].

Оруденение локализуется в центральной части зеленокаменных поясов, в зонах с наибольшими мощностями (свыше 10 км) терригенно-вулканогенного комплекса и минимальным проявлением метаморфизма зеленосланцевой фации. Вулканические породы в таких зонах превращены в серицит-хлоритовые, хлорит-карбонатные, слюисто-кварцевые и другие сланцы. Уровень метаморфизма быстро нарастает до амфиболитовой и затем до гранулитовой фации в краях поясов и в прилегающих частях гранито-гнейсовых блоков. По периферии поясов в гранито-гнейсовых блоках распространены многофазные гранитоиды, отвечающие нескольким этапам магматизма и реоморфизма — от позднекинematических гранито-гнейсов, гранодиоритов, габбро-диоритов и батолитов гранитных куполов до поздних «массивных» порфириовидных гранитов. Возраст их растянут от 3000 до 2600 млн. лет (А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич, 1970 г.). В гранито-гнейсовых блоках с гранитоидами связаны пологие купольные структуры, резко контрастирующие с интенсивной линейной складчатостью в зеленокаменных поясах.

Золото-сурьмяная зона Мерчисон включает в себя девять главных месторождений (Гравелот, Вейгель, Юнайтед-Джек и др.) и ряд рудопоявлений, расположенных цепочкой вдоль «сурьмяной линии» в центральной части зеленокаменного пояса (рис. 32, А). Детальное изучение месторождений проведено О. Р. Ван Иденом, Н. В. Вильсоном, Е. В. Сахли, Р. Симонсом, Р. Бёзе и другими [224, 235, 236, 248].

Зеленокаменный пояс, сложенный породами системы Свазиленд, протягивается в восток-северо-восточном направлении среди так называемых «древних» гранито-гнейсов и гранитов. Метавулканиты основного и кислого состава отделены горизонтом кварцитов и кварцито-сланцев мощностью от десятков

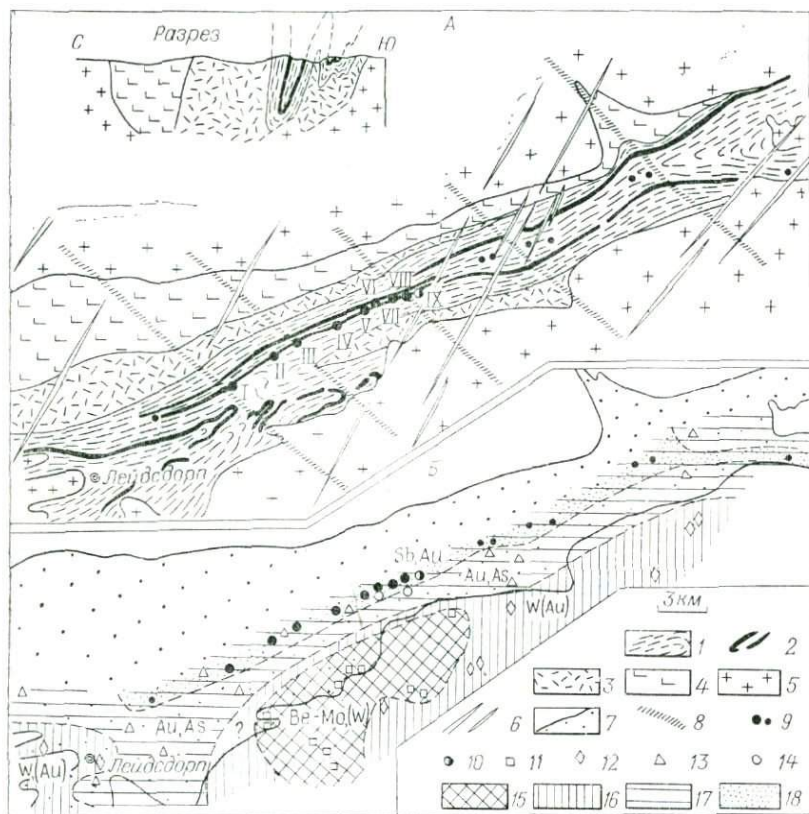


Рис. 32. Геологическая схема золото-сурьмяной зоны Мерчисон, по данным О. Р. Ван Идена и др. [236], Е. В. Сахли [224] и Н. В. Вильсона [248] (А) и схема латеральной зональности оруденения в этой зоне (Б).

1 — хлоритовые и хлорит-карбонатные сланцы; 2 — кварциты и кварцито-сланцы; 3 — метавулканы основного и кислого состава; 4 — габброиды и роговообманковые граниты комплекса Руивотер; 5 — «древние» гранито-гнейсы и граниты; 6 — дайки долеритов Карру; 7 — границы зеленокаменного пояса на схеме Б; 8 — зоны поперечных дислокаций; 9—14 — месторождения и рудопроявления: золото-антимонитовые (9) — Гравелот (I), Джек-Вест (II), Юнайтед-Джек (III), Мулати (IV), Вейгел (V), Айронстоун (VI), Фри-Стейт (VII) и Монарч (VIII), киноварно-золото-антимонитовое (10) — Монарч-Синебар (IX), пегматитовые с бериллом, молибденитом и др. (11), золото-кварцевые с шеселитом (12), золото-кварцевые с арсенопиритом и пирротинитом (13), золото-кварцевые с тетраэдритом (14); 15—18 — зоны с преимущественным развитием редкометального (15), золото-вольфрамового (16), золото-мышьякового (17) и золото-сурьмяного (18) оруденения.

метров до 300 м от верхней толщи хлоритовых, тальк-хлоритовых и хлорит-карбонатных сланцев. Породы смяты в сжатые складки, осложненные поперечными перегибами. Вдоль северного кругого контакта пояса залегают крупные тела габбро и роговообманковых гранитов комплекса Руивотер, подвергшихся рассланцеванию вместе с осадочно-вулканогенной толщей. Внутри толщи распространены дайки диабазов, гранитов, пег-

матитов. Они метаморфизованы и рассланцованы и секутся оруденением. Метаморфические породы и некоторые рудные жилы пересечены дайками долеритов системы Карру (мезозой).

«Сурьмяная линия» представляет собой крутопадающую зону смятия длиной около 50 км при ширине до 270 м. Она занимает устойчивое стратиграфическое положение на контакте горизонта кварцитов с хлорит-карбонатными и тальк-хлоритовыми сланцами. В зоне отмечены горизонтальные флексуры и складки волочения, указывающие на правосдвиговые перемещения. В сланцах внутри зоны распространены линзы массивных доломитов, подвергшихся деформациям. Одни исследователи полагают, что они, как и карбонат в хлорит-карбонатных сланцах, являются продуктом замещения эффузивных и осадочных пород при метаморфизме [236], другие приписывают им осадочное происхождение [224].

Золото-сурьмяное оруденение распределяется вдоль всей «линии», но локализуется на участках интенсивного смятия (складок волочения), разделенных безрудными интервалами от 0,8 до 3,5 км. Основываясь на анализе складчатых осложнений и геоморфологических элементов, Н. В. Вильсон [248] выделил систему поперечных нарушений северо-западного направления (310°), контролирующую положение главных месторождений в зоне смятия. Оруденение представлено согласными линзо- и седловидными анкерит-кварцевыми рудными жилами, зонами вкрапленности антимонита и других сульфидов по сланцеватости, системами лестничных, ветвящихся прожилков кварца с сульфидами в пластах железистых кварцитов. Протяженность жильных тел достигает 400 м при мощности до 12 м, оруденение прослеживается почти без изменения состава на глубину более 1000 м. На месторождении Вейгель, где в крупной складке волочения происходит «удвоение» кварцитового горизонта. Оно сопровождается соответствующим появлением двух симметричных рудных тел на расстоянии до 210 м друг от друга (рис. 33, В). Северная жила рассечена дайкой долеритов Карру. Месторождение Гравелот представляет собой типичный пример размещения жильных тел в связи со сложными складками волочения (рис. 33, А и Б). Рудные столбы находятся вблизи замков складок и круто склоняются к востоку.

Содержания сурьмы в рудах месторождений зоны Мерчисон составляют 3—10%, среднее содержание золота — 2,5 г/т, хотя иногда они бывают значительно более высокими. В рудных столбах месторождения Гравелот содержания сурьмы достигают 40% [235]. В. И. Вернадский (1955 г.) приводит месторождения зоны Мерчисон в пример высоких концентраций золота (до 550 г/т).

Золото-сурьмяные месторождения близки по минеральному составу. Преобладают антимонит и бертьерит, иногда присутствующие в равных количествах. Им сопутствуют пирит, арсе-

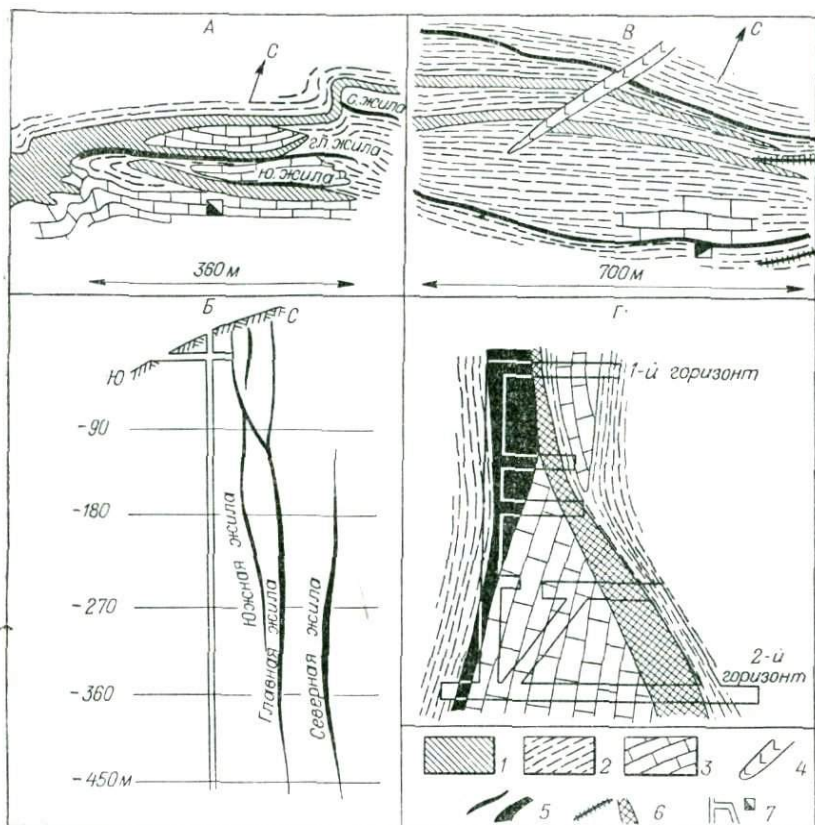


Рис. 33. Особенности строения золото-сурьмяных месторождений зоны Мерчисон.

А и Б — план «типичного горизонта» (А) и поперечный разрез (Б) — проекция рудных жил месторождения Гравелот, по Е. В. Сахли [224]; В и Г — деталь строения (В) и сопряжение ранней золото-пирит-кварцевой (с тетраэдритом) и поздней золото-антимонит-кварцевой жил месторождения Вейгель (Г), по О. Р. Ван Идену и др. [236].

1 — кварциты и кварцито-сланцы; 2 — хлоритовые, хлорит-карбонатные и серицит-хлоритовые сланцы; 3 — доломиты и карбонат-хлоритовые сланцы; 4 — дайки долеритов Карру; 5 — золото-антимонит-кварцевые жилы; 6 — золото-пирит-кварцевые жилы (с арсенопиритом, тетраэдритом и др.); 7 — шахты и другие подземные выработки.

нопирит, золото, примеси — самородное серебро, самородная сурьма, пирротин, герсдорфит, коринит, халькостибит, иногда леллингит, халькопирит, тетраэдрит, в зоне окисления кермезит, стибиконит, валентинит и др. Добываются в основном сульфидные почти не окисленные руды. Жильные минералы представлены кварцем, а также кальцитом, анкеритом, сидеритом.

Оруденение сопровождается карбонатизацией и силицификацией боковых пород, но в целом гидротермальные изменения практически не изучены.

Выделяются две минеральные ассоциации: ранняя пирит-арсенопирит-золото-кварцевая и поздняя антимонит-бертьерит-золото-кварцевая. Иногда они образуют самостоятельные тела (рис. 34, Г). В поздней ассоциации бертьерит замещается антимонитом. Самородная сурьма, как отмечает Р. Симонс [235], появляется в антимоните только в экзоконтакте пострудных даек долеритов. С воздействием долеритов связана также пирротинизация пирита и биотитизация хлорита на месторождении Вейгель.

Золото представлено двумя разновидностями: раннее светло-желтое в кварце и позднее красновато-желтое («темное») в тесной ассоциации с антимонитом. В целом для зоны пробность золота колеблется в пределах 900—970. Золото образует сложные сростания с антимонитом и иногда сечет его, также распределяется в виде пленочек по границам зерен кварца и антимонита. Самородное серебро ассоциирует с поздним золотом и сурьмяными минералами. По данным 35-летней отработки (1903—1938 гг.), было извлечено 50 542 унции золота и 3248 унций серебра, что устанавливает общее для зоны отношение $Au/Ag = 15,5 : 1$.

Преобладают мелкозернистые руды антимонита-бертьерита с обломками и округлыми заглаженными зернами белого и полупрозрачного кварца. По контакту жил и внутри них в мелкозернистом антимоните отмечаются многочисленные зеркала скольжения, фиксирующие правосдвиговый характер пострудных перемещений.

В центральной части зоны, на месторождении Монарч-Синебар, наряду с золото-сурьмяным оруденением распространена киноварная минерализация. В годы второй мировой войны из этого месторождения было добыто около 170 т ртути при среднем содержании 0,16% Hg. По данным Н. В. Вильсона [248], киноварь образует вкрапленность в кварце, сланцах и анкерите или гнезда в последнем. Она тесно связана с гвадалкацаритом и сопровождается поздним призматическим антимонитом, резко отличающимся от динамометаморфизованного антимонита в кварцевой жиле, на которую наложена ртутная минерализация. Гвадалкацарит образует мирмекитоподобные сростания с золотом. Ртутная минерализация сопровождается скоплениями пирита октаэдрического габитуса, в то время как раннему золото-сурьмяному оруденению сопутствует кубический пирит. Ртутная киноварно-гвадалкацаритовая минерализация наложена на согласные сурьмянорудные жилы вдоль мелких секущих сбросов северо-восточного простирания, параллельных дайкам долеритов Карру. Это направление не характерно для докембрийских рудоносных структур зоны Мерчисон. Ртутное оруденение проявляется на участке наибольшего развития молодых даек долеритов и сопровождающих их малоамплитудных сбросов. Все приведенные факты свидетель-

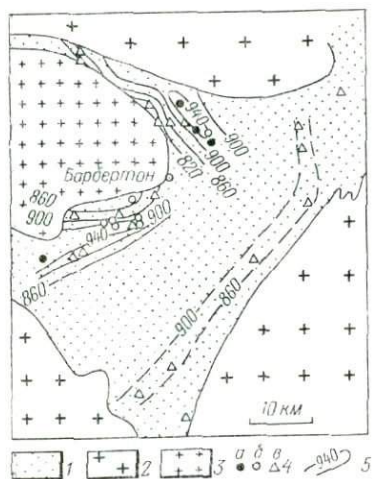


Рис. 34. Схема размещения золото-кварцевых месторождений разных минеральных типов, по Ж. де Вильерсу [240], и распределение пробности золота в россыпях, по Н. Гэю [180], в западной части пояса Барбертон.

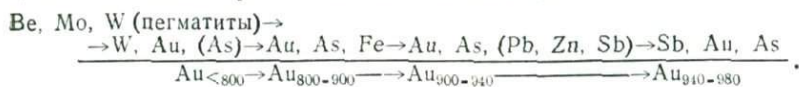
1 — метаморфические породы пояса Барбертон; 2 — гранито-гнейсы и граниты; 3 — амфиболовые граниты Каап-Велли; 4 — золото-кварцевые месторождения разных типов: бертьерит-антимонитового (а), галенит-сфалерит-тетраэдритового (б) и арсенопирит-пирротин-халькопиритового (в); 5 — изолинии пробности золота в россыпях.

ствуют о наложении ртутной минерализации на золото-сурьмяное оруденение, оторванности ее во времени от последнего.

Связь золото-сурьмяных и других видов золото-кварцевого оруденения в едином ряду латеральной рудной зональности отчетливо выражена в зоне Мерчисон (рис. 32, Б). По простиранию «сурьмяной линии» к западу от золото-сурьмяных месторождений и к югу, вкрест ее простирания, в направлении к выходам гранитоидов, на протяжении 5—10 км происходит смена золото-кварцевых жил с антимонитом-бертьеритом жилами с тетраэдритом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом и пирротином. В экзоконтактной зоне и в ксенолитах сланцев среди гранитов появляются золото-кварцевые жилы с шеелитом, пирротинном и турмалином, и, наконец, в гранитоидах и на их контакте — пегматиты с бериллом, молибденитом, шеелитом, касситеритом и др. Все они представляют результат проявления последовательных стадий в рамках единого этапа [224, 236] с поступательным «скатыванием» минерализации от гранитного обрамления к осевой части зеленокаменного пояса.

Как уже указывалось, для золото-сурьмяных месторождений зоны Мерчисон характерно высокопробное золото и весьма низкие содержания серебра. Первый показатель падает, а второй повышается в золото-арсенопирит-кварцевых жилах. На золоторудных месторождениях Южной Родезии установлено общее повышение пробы золота от ранних минеральных ассоциаций к поздним — сурьмяноносным, диапазон изменений на одном месторождении может составлять 743—962 [179]. На рис. 34 совмещено площадное распределение пробности золота в россыпях золотоносного пояса Барбертон (ЮАР) [180] с находящимися в его пределах золото-кварцевыми месторождениями разных минеральных типов [240]. Схема иллюстрирует

закономерное возрастание пробности золота от 820 до 940 и более, коррелирующееся с рудной зональностью. Ареалы высокопробного золота приурочены к площадям распространения золото-кварцевых месторождений с антимонитом и бертьеритом (Шеба, Нью-Консорт, Бельвю) и месторождений с тетраэдритом. Обобщенная формула латеральной золоторудной зональности зеленокаменных поясов Южно-Африканской провинции может быть представлена в таком виде:



Происхождение золото-сурьмяных месторождений Южно-Африканской провинции, как и золото-кварцевых, связывалось прежде с постмагматической деятельностью архейских гранитоидов [224, 236]. В современных исследованиях получило распространение представление о первоначальном сингенетическом накоплении золота, сурьмы, мышьяка и других в вулканических толщах зеленокаменных поясов в связи с эксгальционными процессами [161, 223]. Последующая частичная мобилизация и переотложение металлов в кварцевых жилах были обусловлены метаморфизмом в окологранитных ореолах. Эта точка зрения объясняет исключительную приуроченность оруденения к метавулканитам, положение латеральной золоторудной зональности по отношению к гранитоидам. Р. Саагер и В. Кёпфель [223] в подтверждение этой позиции установили идентичность изотопного состава свинца в сульфидах из золото-антимонитовых жил зоны Мерчисон и из послонных золотоносных зон сульфидной вкрапленности в метавулканитах. Возраст свинца, равный 3030 млн. лет, отвечает времени метаморфизма.

Приведенные в настоящем разделе данные не позволяют согласиться с представлениями о связи сурьмяного оруденения Южно-Африканской провинции с мезозойской тектоно-магматической активизацией щита [25, 153]. В то же время отнесение ртутной минерализации, распространенной в зоне Мерчисон и некоторых зеленокаменных поясах Южной Родезии, к одному докембрийскому комплексу с золото-сурьмяным оруденением [224, 248] представляется недостаточно обоснованным. Не исключено, что эта наложенная ртутная минерализация связана с мезозойской активизацией, отмеченной мощным вулканизмом Карру.

Северо-Африканская провинция

Северо-Африканская провинция включает в себя сурьмяные месторождения Марокко и Алжира в границах Атласской альпийской многоэпиклиналино-складчатой области (рис. 35). Запасы сурьмы в провинции составляют 100 тыс. т [83], ежегодная добыча около 1 тыс. т обеспечивается в основном ма-

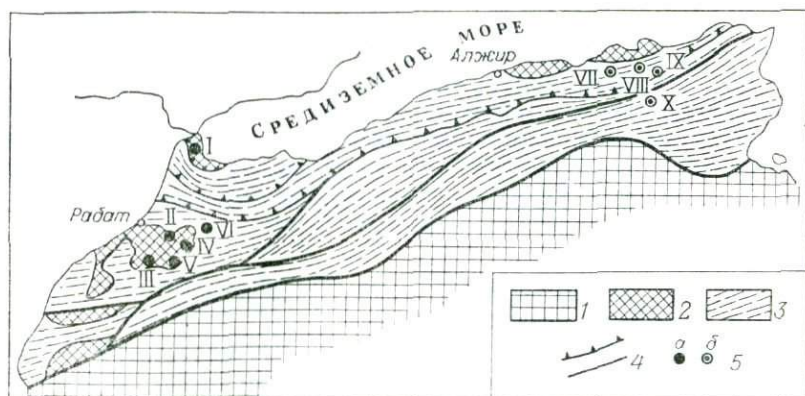


Рис. 35. Схема размещения сурьмяных месторождений Северо-Африканской провинции. Тектоническое районирование по В. Е. Ханну (1971 г.)
 1 — Сахарская платформа; 2 и 3 — Атласская многоэпизодно-складчатая область: герцинский (2) и альпийский (3) складчатые комплексы; 4 — региональные надвиги и другие разломы; 5 — сурьмяные месторождения: палеозойские (а) — зона Марокканского Рифа — Фахама, Кенатар и др. (I), сурьмянорудные районы Центрального Марокко — Тафудейт (II), Смала (III), Мрирт (IV), Блед-Зайан (V), Таз-зекка (VI); третичные (б) — Айн-Керма (VII), Тайя (VIII), Хаммам-Н'Байяс (IX), Хаммибат (X).

роканскими месторождениями. За время эксплуатации со второй половины прошлого века месторождения провинции по приближенной оценке дали 50 тыс. т сурьмы. Месторождения разделяются по возрасту на палеозойские и миоценовые [133].

В западной, марокканской, части провинции антимонитовые месторождения известны в палеозойских блоках зоны Рифа и Центрального Марокко. В зоне Рифа вблизи Сеуты в палеозойской сланцевой толще ($S_2 - D_1$) прослеживается близмеридиональная 8-километровая полоса однотипных антимонитовых месторождений Фахама, Кенатар, Бени-Мезала и других, обрабатывающихся с XV в. Они были известны как жильные, связанные с секущей зоной дробления и гидротермальных изменений (Ф. Морэн, 1959 г.). По иному рассматривают структуру месторождений Н. П. Михайлов и Р. И. Соколов, обследовавшие их в 1973 г. Согласно материалам, с которыми любезно познакомили автора эти исследователи, руденение представлено согласной пластообразной залежью массивных и прожилково-вкрапленных антимонитовых руд. Мощность залежи 0,1—0,4 м, она приурочена к 30-метровому горизонту черных слонстых известняков, залегающему в верхней части разреза сланцевой толщи, вблизи поверхности предкарбонного размыва. Залежь сопровождается прожилковым окварцеванием и кальцитизацией известняков, она падает вместе с боковыми породами к востоку под углом 20—50°. Антимонит образует мелкозернистые явно рекристаллизованные вследст-

вне динамометаморфизма агрегаты, он рассланцован, местами приобретает струйчатую и микроскладчатую текстуру.

В Центральном Марокко сосредоточена главная масса сурьмяных месторождений, сохранивших до сих пор экономическое значение. По данным Ф. Морэна [212], оруденение в большинстве месторождений размещается в дайках микрогранитов или в палеозойских сланцах и карбонатных породах вблизи них. Примеры месторождений имеются в разновозрастных отложениях палеозойского комплекса, исключая пост-складчатую моласоидную толщу позднего карбона — перми. Минерализация не фиксируется также в отложениях мезозойского — кайнозойского чехла.

«Дайки микрогранитов» — это собирательное название комплекса малых гипабиссальных порфировых интрузий, отвечающих по составу гранитам, гранодиоритам, кварцевым диоритам и диоритам. Они рассматриваются как синтетектонические образования, предшествующие крупным позднепалеозойским гранитным интрузиям. Сурьмяные месторождения, связываемые многими исследователями генетически с микрогранитами, концентрируются в пяти районах их развития: Тафудейт, Смала, Мрирт, Блед-Зайан и Таззекка.

Наиболее существенное оруденение приурочено к самой крупной зоне развития микрогранитов, объединяющей районы Мрирт и Блед-Зайан и прослеживающейся на 80 км в северо-восточном направлении по юго-восточному краю палеозойского поднятия Центрального Марокко. Оруденение в дайках микрогранитов представлено лестничными и контактовыми жилами антимонита мощностью до 0,4 м. Микрограниты брекчированы, интенсивно силицифицированы, серицитизированы, местами содержат тонкую вкрапленность пирита и арсенопирита. В осадочных породах преобладают линзовидные согласные жилы. Также распространены жилы в широтных зонах дробления и брекчирования мощностью до 10 м, протяженностью до нескольких километров.

В составе рудных тел преобладает антимонит, очень часто представленный мелкозернистыми массивными агрегатами типа свинчака. Кварц, карбонаты развиты слабо или вообще отсутствуют. Антимониту сопутствует мелкая более ранняя (?) вкрапленность пирита, арсенопирита, очень редко халькопирита. Сведения о золотоносности руд не приводятся, хотя по составу и формам проявления месторождения напоминают золото-сурьмяное оруденение в других провинциях. Содержания сурьмы в рудах составляют 3,8—5%.

Прожилки барита с игольчатыми агрегатами цинкениита, джемсонита и других секут массивные антимонитовые руды. В месторождении Аберки в наложенных барит-бурнонитовых прожилках присутствует самородная сурьма. По А. Казакевичу [195], на месторождении Мджма-Салихин и ряде других

товарные сурьмяные руды содержат свинец в количестве 0,5—5%. В них отмечены плагинит и цинкениит, цементирующие массу раздробленного антимонита. Особенно сильное обогащение руд свинцом отмечается в зоне окисления. По Ф. Морэну [212], сурьмяные месторождения Центрального Марокко имеют карбонатный возраст.

В восточной, алжирской, части провинции в районе Константины размещаются своеобразные месторождения сурьмы, ассоциирующие с ртутным оруденением и связанные по некоторым данным с миоценовым вулканизмом [140, 159]. Месторождения представлены преимущественно скоплениями окисных минералов сурьмы, иногда распределяющимися стратифицированно в меловых и эоценовых карбонатных отложениях. Оруденению приписывается разное происхождение: сингенетическое накопление [241], гидротермальное рудообразование [140], вторичное замещение антимонитовых руд в зоне окисления [140, 220]. В. П. Федорчук [140] подчеркивает, что ряд главных месторождений несет черты первичного отложения окисных сурьмяных руд в результате деятельности поствулканических термальных источников. По данным этого исследователя, месторождение Хаммам-Н'Байлс представлено линзами массивных надоритовых руд в крутопадающих зонах дробления в эоценовых гипсоносных известняках (надорит — редкий оксихлорид сурьмы и свинца). Надоритовая минерализация прослежена до глубины 250 м. В верхней части месторождения руды окислены, содержат сложные окислы сурьмы, смитсонит, церуссит, лимонит, железистый карбонат, колломорфный галенит. В таких рудах установлены содержания сурьмы от 6,5 до 38%, свинца — 6,5%, цинка — до 22%, железа, алюминия, марганца — до 22% [220].

Месторождение Хаммимат представлено согласной пластовой рудной залежью в прослое мергелистых сланцев среди раннемеловых известняков. Залежь сложена массивными сенармонтитовыми рудами. Местами сенармонтит образует крупные кристаллы тетраэдрической формы размером до 1 см [140]. В сенармонтите встречаются округлые конкреционные включения антимонита с внешними сурьмяноокисными оболочками.

На месторождении Айн-Керма [176] пластовые залежи и гнезда (до 5 м в поперечнике) окисных руд (сервантита, гидроромеита и др.) размещаются в мергелистых известняках и доломитах. В перекрывающих известняках прослеживается серия крутопадающих жил, сложенных теми же минералами в сочетании с кальцитом и арагонитом. В окисных рудах встречаются редкие конкреции радиально-лучистого антимонита. Оруденение принципиально не отличается от описанных выше месторождений, но рассматривается обычно как продукт окисления первичных антимонитовых руд. Это месторождение дало в прошлом более 40% всей добычи сурьмы в Алжире.

Балтийская провинция

Балтийская провинция находится на территории Балтийского щита. Она имеет малый сурьмяный промышленный потенциал — небольшие запасы сурьмы разведаны на месторождении Сейняйоки (Финляндия), некоторое количество металла извлечено из руд золото-колчеданного месторождения Болиден (Швеция) [215, 220]. В то же время сурьма представляет собой один из постоянных компонентов в составе разнообразных месторождений. На месторождении Лонгбан (Швеция) в контактовых зонах скарнирования, связанных с докембрийскими гранитоидами, интродуировавшими в железо-марганцевые осадочно-метаморфогенные руды, отмечены редкие силикаты железа, марганца и сурьмы: чапманит, истманит и др. [140].

Наиболее часто сурьма встречается в составе колчеданных месторождений, размещающихся в серицитовых сланцах лептитовой формации, филлитах, графитовых сланцах. Кроме названного месторождения Болиден, к ним относятся рудный район Скеллефте, Сала в Вестманнланде (Швеция), Илоярви (Финляндия) и др. [220, 239, 241]. В рудах, подвергшихся метаморфизму, сурьма распространена в самородной форме, а также в гудмундите, бертьерите, брейтгауптите, ульманните, блеклых рудах, буланжерите. Проявление подобной минерализации выявлено в Северной Карелии на территории СССР. Рудные жилы в пластовых колчеданных месторождениях связываются с мобилизацией компонентов руд в процессе регионального метаморфизма. М. Саксела (1952 г.) указывает, что блеклые руды при таких преобразованиях замещаются поздним пирротинном с гудмундитом, халькопиритом. К этому ряду, по-видимому, следует причислить и самородную сурьму.

Месторождение Сейняйоки детально охарактеризовано В. Паакконеном [215]. Самородная сурьма играет в нем главную роль в составе оруденения. Месторождение представлено двумя пластообразными минерализованными залежами в 150-метровой пачке протерозойских слюдястых гнейсов, кварцитов, сланцев (рис. 36). Они слагают близширотную систему сжатых изоклинальных складок, обтекающих с северо-запада огромный гранитный массив Центральной Финляндии. Широтная рудоносная зона смятия прослеживается более чем на 50 км по узким линейным магнитным аномалиям. К ней приурочены реликтовые участки относительно слабо метаморфизованных пород, вмещающих оруденение, и гипабиссальные тела порфириров Сатамо. В. Паакконен связывает с ними генетически золото-сурьмяное оруденение, указывая, что порфириды подверглись значительному метаморфизму. Возраст сурьмяного оруденения 1800—1900 млн. лет [217].

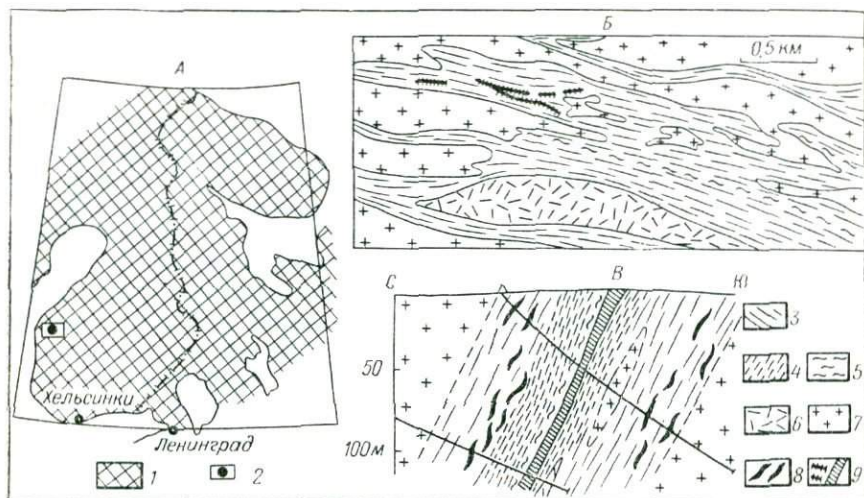


Рис. 36. Золото-сурьмяное месторождение Сейняйоки (Финляндия). Расположение месторождения на Балтийском щите (А), геологическая схема (В) и разрез (В) месторождения, по В. Паакконену [215].

1 — Балтийский щит; 2 — месторождение Сейняйоки; 3 — слюдяные сланцы и гнейсы; 4 — филлиты; 5 — графитовые сланцы; 6 — порфиры Сатамо; 7 — гранитоиды (включая пострудные пегматоидные граниты); 8 — кварцевые прожилки; 9 — зона золото-сурьмяного оруденения.

Минерализованные залежи протягиваются согласно простиранию пород в крыльях сжатой антиклинали и смыкаются на участке западной периклинали. Они прослежены примерно на 1,5 км, на глубину 120—150 м при мощности до 10 м. Залежи образованы сериями кварцевых и сульфидных прожилков, вкрапленностью сульфидов в послонных зонах милонитизации вдоль контакта серицитовых кварцитов и графитовых филлитов. Породы в зонах силицифицированы, серицитизированы и сульфидизированы.

Среди рудных минералов в залежах преобладает самородная сурьма, содержащая до 7% As, 0,2—0,6 г/т Ag. Ее сопровождают гудмундит, бертьерит, пирит, арсенопирит, самородный мышьяк и наиболее поздний — антимонит. К ранним сульфидам относится широко распространенный пирротин, отчасти имеющий, вероятно, метаморфогенную природу. Незначительными количествами представлены халькопирит, сфалерит, шеелит, брейтгауптит, ульманнит, леллингит и др. Жильный кварц, крупнозернистый прозрачный, не несет следов динамометаморфизма (по-видимому, кварц значительно перекристаллизован). Золото тяготеет к участкам, обогащенным мышьяком, распределяясь крайне неравномерно и редко образуя видимые вкрапления. Содержание золота обычно не выходит за

пределы 0,2—3,5 г/т, достигая в единичных случаях 28 г/т; количество трехоксида вольфрама до 0,14%. Содержание сурьмы редко превышает 3%, в среднем по рудным телам 0,51—1,37%; запасы сурьмы на месторождении составляют около 4300 т.

Н. Н. Мозгова, Ю. С. Бородаев, Н. А. Озерова и другие (1976 г.) установили присутствие в самородной сурьме нового минерала сейнйюкита ($\text{Fe}_{0,8}\text{Ni}_{0,2}$)($\text{Sb}_{1,7}\text{As}_{0,3}$) и сурьмянистого вествервелдита $\text{Fe}(\text{As}_{0,95}\text{Sb}_{0,05})$. Кроме того, ими обнаружены ранее не известные на месторождении аурустибит, алтант, алемонит. Все они ассоциируют с самородной сурьмой, пирротином, леллингитом и развивались метасоматически по сурьме при температурах около 300°С.

Главным отличием золото-сурьмяного месторождения Сейнйюки является преобладание в рудах самородной сурьмы. В. Паакконен объясняет этот факт развитием минерализации при высоких температурах (около 630°С) в условиях дефицита серы. Не исключая такой возможности, следует иметь в виду, что рудная зона месторождения Сейнйюки подверглась частичной переработке последующей интрузией докембрийских пегматоидных гранитов [215]. Оруденение несет признаки повторного метаморфизма. Представляется, что ярко выраженное своеобразие месторождения Сейнйюки обусловлено не только спецификой условий его образования, но также и высокотемпературным преобразованием первичных руд.

Центральноевропейская провинция

Центральноевропейская провинция охватывает герцинскую геосинклинально-складчатую область Средней Европы. Отдельные фрагменты ее в виде изолированных возвышенностей обнажаются из-под чехла эпипалеозойской платформы на территории Франции, Германии, Чехословакии. Главная часть сурьмяных месторождений сосредоточена в Саксотюрингской терригенной зоне (по схеме Р. Штилле), характеризующейся значительным развитием палеозойских гранитоидов. Зона включает в себя Армориканский массив, Рудные Горы и ряд других рудных районов. Многочисленные месторождения сурьмы отмечены также в Центральном Французском и Чешском массивах, входящих в Молданубскую зону ранней ассинтской консолидации.

Во второй половине XIX в. Франция была главным поставщиком сурьмы в Европе. В отдельные годы она добывала до 5,4 тыс. т металла из руд с содержаниями сурьмы более 10% [220, 241]. До 1935 г. было добыто около 100 тыс. т сурьмы, запасы оцениваются в 40 тыс. т [83].

Американский массив представляет собой одну из «герцинских возвышенностей» Европы. Сурьмяные месторождения концентрируются главным образом в восточной его части, среди них наиболее крупное во Франции месторождение Ла-Лю-

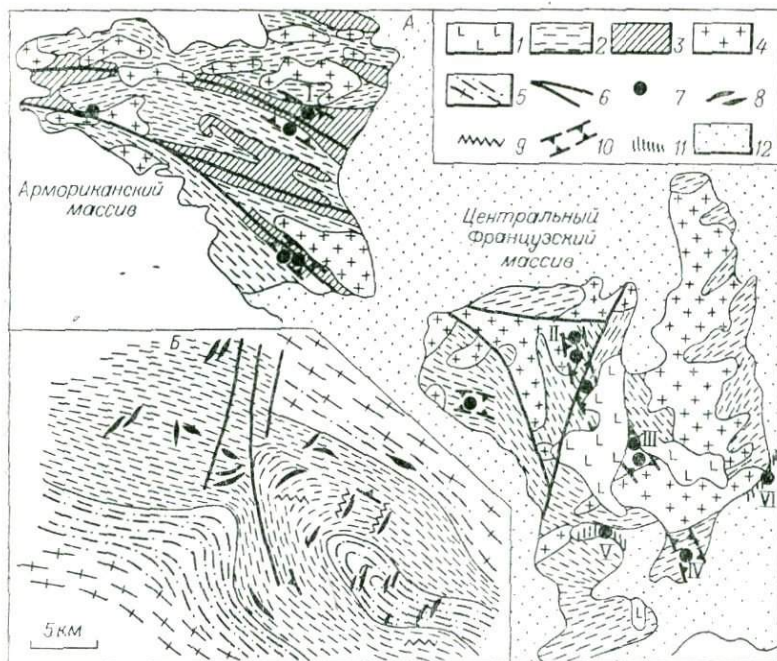


Рис. 37. Схема размещения сурьмяных месторождений Центральной Франции, по П. Лафиту [74], схематизированная геологическая основа по М. Руттену, 1972 г. (А) и схема строения сурьмянорудного района Бриуд-Массиак, по Ж. Роже [222] (Б).

1 — третичные вулканы; 2 — кристаллические сланцы и гнейсы (верхний докембрий и палеозой); 3 — палеозойские терригенные отложения; 4 — байкальские и герцинские гранитоиды; 5 — мигматиты и амфиболиты; 6 — региональные разломы; 7 — золото-сурьмяные и сурьмяные месторождения: Ла-Люсет (I), Шателе (II), район Бриуд-Массиак (III), Бюзен (IV), Шарм (VI); 8 — ранние антимонит-бертьерит-кварцевые жилы; 9 — поздние сульфантимонит-кварцевые жилы; 10 — зоны золото-сурьмяного и сурьмяно-полиметаллического жильного оруденения; 11 — районы пластового сурьмяного оруденения; 12 — платформенный чехол.

сет (рис. 37, А). Массив состоит из ряда широких (100 км и более) антиклинальных зон («массивов»), разделенных узкими линейными синклиналиными зонами северо-западного простирания. Первые сложены метаморфизованными флишцидными отложениями позднего докембрия, прорванными докембрийскими гранитоидами. Вторые представляют собой, в сущности, синклинории с достаточно полным разрезом палеозоя — от кембрия до угленосного карбона. Слабо метаморфизованная палеозойская терригенная толща имеет мощность несколько тысяч метров, содержит отдельные горизонты фтанитов и спилитов, интенсивно смята в крутые сжатые складки. Как указывает М. Руттен (1972 г.), континентальная кора была сформирована на площади массива в докембрии, и герцинская гео-

синклиналь носила «эпиконтинентальный» характер. По данным Ж. Конье (1963 г.), синклинальным зонам в период седиментогенеза отвечали прогибы, а антиклинальные зоны наследуют палеоподнятия. В пределах последних сосредоточены син- и посткинematические гранитоиды. Внедрение гранитоидов в палеозое было многократным и растянуто на 60 млн. лет — от 340—320 млн. лет до 290—280 млн. лет (Ф. Лейтвайн и др., 1969 г.).

Наиболее значительные сурьмяные месторождения связаны с палеозойским золотым оруденением. Они распределяются вдоль граничных региональных разломов северо-западного простирания внутри синклиналей. Месторождение Ла-Люсет размещается в «осевой» синклинальной зоне Шатолен-Лаваль. Оно представлено серией кварц-антимонитовых жил северо-северо-восточного простирания в силурийских песчано-глинистых отложениях. Главная жила, залегающая согласно на контакте кварцитов и глинистых сланцев, имеет мощность 1,5—3 м. В 1900—1913 гг. она была отработана на протяжении 200 м на глубину до 350 м [220]. Месторождение дало около 30 тыс. т сурьмы и более 5,5 т золота. Для рудных жил характерно полосчатое строение с обособлением лент кварца и антимонита. В кварце отмечаются кальцит, арсенопирит, пирит, сфалерит. Золото распределяется в кварце, арсенопирите и пирите, очень мало связано с антимонитом. Средние содержания золота были относительно невелики — 12,5 г/т, на глубине 320 м — до 3 г/т.

Молодая сурьмяная минерализация малых масштабов отмечена в небольших ртутных (киноварно-диккитовых) месторождениях Шапелле-ан-Юже, Руксьер и др. Они принадлежат позднепалеозойскому или более позднему этапу минерализации [74] и вместе с ореолами рассеяния киновари в аллювии (приведенными Ж. Гигом и др., 1969 г.) отчетливо концентрируются в меридиональной полосе шириной до 50—80 км, протягивающейся от Шербура на юг. Эта меридиональная зона входит, видимо, в трансконтинентальный меридиональный рудоконтролирующий линеймент, выделяемый в этой части Европы М. А. Фаворской [139].

Более 20 сурьмяных месторождений Центрального Французского массива, по данным Л. Рено (1973 г.), дали около 50 тыс. т сурьмы и почти полностью отработаны, но продолжают изучаться [216, 218, 222, 226]. Выделяются три типа сурьмяных месторождений: 1) антимонит-бертьерит-кварцевые и 2) барит-сульфосольно-кварцевые жилы в кристаллических породах массива, 3) пластовые рудные залежи в терригенных и карбонатных породах чехла. Месторождения первых двух типов составляют большинство, распространены на всей площади массива [74], группируясь преимущественно в зоне северо-северо-западного простирания шириной до 30 км, протяженностью около 250 км. Зона вытянута вдоль предполагаемого

древнего линеамента (Ж. Жефрой, 1973 г.) и пересечена одним из главных позднекарбоновых разломов массива — «угленосной бороздой». Зона «ныряет» под третичные базальты и прерывается крупными гранитными интрузиями (см. рис. 37, А).

Антимонит-бертьерит-кварцевые жилы, представляющие раннее сурьмяное оруденение, содержат золото и тяготеют к районам золото-сульфидно-кварцевых месторождений, содержащих малые количества антимонита, бертьерита, халькостибита и др. Ж. Буладон (1960 г.), Ж. Перишо [218], Ж. Машер (1973 г.) указывают на окологранитную рудную зональность со сменой золото-редкометалльно-кварцевых проявлений (с молибденитом, вольфрамитом, висмутином) золото-сульфосольно-кварцевыми и золото-антимонитовыми с удалением от герцинских гранитоидов.

Главный сурьмянорудный район Бриуд-Масснак, характеризующийся по данным Ж. Роже [222], Ж. Перишо [218], Г. Квиринга [220], включает в себя более 100 жил первого и второго типа и отдельных тел с совмещенным оруденением (рис. 37, Б). Район дал около 33 тыс. т сурьмы. Жилы первого типа размещаются в гнейсах и биотит-силлиманитовых сланцах, слагающих ядро антиклинали северо-западного простирания. Мощность отдельных жил не превышает 20—40 см. Около них отмечается осветление пород, подвергшихся серицитизации и сидеритизации. Слабая каолинизация имеет, видимо, гипергенный характер. В составе жил наряду с антимонитом, бертьеритом и кварцем участвуют пирит, арсенопирит, сфалерит, редко халькопирит, сульфосоли сурьмы и свинца, гудмундит; жильные — доломит-анкерит, сидерит, в связи с наложенной сульфосольной минерализацией эпизодически появляются барит и диккит.

Жилы второго типа имеют близширотное простирание, сложены мелкозернистым, иногда брекчиевидным кварцем и баритом с включениями семсейита, бурнонита, буланжерита, мнаргирита, других сульфосолей, реже пирита-марказита, арсенопирита и сфалерита. В рудном районе Севери в жилах такого рода присутствуют также антимонит и диккит. Сульфосольно-кварцевые жилы секут антимонит-бертьерит-кварцевые жилы, отмечены случаи пересечения ими верхнекарбоновых отложений. В то же время некоторые сульфосольно-кварцевые жилы срезаются поверхностью предстефанского несогласия, что дало основания для отнесения их к одному циклу герцинской гидротермальной активности с жилами первого типа [222]. Согласно другим данным [218], возраст сульфосольно-кварцевых жил составляет 192 млн. лет (триас—юра), они принадлежат второму, позднегерцинскому гидротермальному циклу, включающему также минерализацию Pb—Zn, Ba, F и др. Раннее сурьмяное оруденение проявилось по этим данным в карбоне (310—295 млн. лет). Развитие золото-сурьмяного оруденения первого

типа Ж. Роже [222] связывает с латеральной секрецией сурьмы из гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой и высоких ступеней зеленосланцевой фаций метаморфизма. Они несколько обогащены сурьмой (в среднем $4 \cdot 10^{-5}\%$), изоморфно (?) замещающей железо и титан в ильмените, рутиле и гематите.

Существование региональной сурьмяной аномалии подтверждается в районе месторождения Бюзэн (Аверон), расположенном в южной части массива. По Ш. Парану и Ж. Роже [216], месторождение размещается в пределах грабена, сложенного пермскими и мезозойскими отложениями чехла, местами перекрытыми третичными базальтами. Сурьмяное оруденение локализуется в базальном горизонте пермских песчаников мощностью до 20 м, полностью концентрируясь в 2-метровом пласте, обогащенном сурьмяноносным рутилом. Порода залегает почти горизонтально и является продуктом разрушения двуслюдяных гнейсов близлежащего купола, также содержащих сурьмяноносный рутил. Антимонитовая минерализация представлена прожилками и радиально-лучистыми стяжениями антимонита, которому сопутствуют цинкениит, пирит, марказит, мелкозернистый кварц, диккит и барит, а также сенармонтит и кермезит. Оруденение с перерывами прослеживается на протяжении 100 м и распределено внутри рудоносного пласта вдоль трещин северо-восточного простирания. Содержание сурьмы достигают 10%, запасы ее оцениваются приблизительно в 125 т. Содержание сурьмы в гнейсах $5 \cdot 10^{-5}\%$, пермских песчаниках $3,5 \cdot 10^{-5}\%$, других породах чехла $(0,5 \div 1,5) \cdot 10^{-5}\%$. Как первичная (в кристаллических породах), так и вторичная унаследованная (в пермских песчаниках) аномалии сурьмы связаны с присутствием в породах сурьмяноносного рутила с содержанием Sb_2O_3 до 7,5%, PbO до 3,5%. Рутил, накопившийся в пласте песчаников, послужил источником сурьмы и свинца в третичной поствулканической минерализации, обусловив ее стратифицированное распределение.

Месторождение Шарм представляет иной тип пластового сурьмяного оруденения в триасовых карбонатных породах чехла [226]. Оно находится у юго-восточной границы массива. Серия согласных лентообразных рудных залежей вытянута цепочкой на 2 км в близмеридиональном направлении вдоль системы консидиментационных разломов, обрамляющих куполовидное поднятие. Сурьмяное оруденение размещается в глинисто-карбонатной толще триаса мощностью около 50 м, залегающей на кристаллических породах. Оно локализуется в послонных окварцованных доломитовых брекчиях (джаспероидах) мощностью 2,5 м, содержащих прожилки, вкрапленность, «нодули» антимонита, включения пирита, барита и флюорита. Содержание сурьмы достигает 5%, оно падает от купола к палеолагуне; в этом направлении антимонитовые залежи сменяются пирит-

баритовыми, пиритовыми (с содержанием сурьмы 0,47%, фтора 0,63%) и далее эвапоритовыми. На том же стратиграфическом уровне у границы массива размещаются стратиформные месторождения свинца, цинка, серебра, бария, фтора, иногда с сульфосолями, связанные, как и месторождение Шарм, в первую очередь с палеогеографическими факторами и имеющие, возможно, сингенетический характер [74, 226].

В восточной части Молданубской зоны на территории Чешского массива располагаются золото-сурьмяные месторождения (район Красна Гора — Милешов) и комплексные жильные серебряно-свинцово-цинковые месторождения (районы Пшибрам, Кутна Гора) с сульфосолевой сурьмяной минерализацией и подчиненным антимонитом [213]. По данным Я. Бернарда, В. Саттрана, оруденение этих типов относится к варисской металлогенической эпохе [189]. Г. А. Твалчрелидзе [133] предполагает, что золотое оруденение Чешского массива, с которым ассоциирует золото-сурьмяная минерализация, связано с асинтской рудогенной. На флангах массива отмечаются разрозненные жильные сурьмяные проявления, иногда ассоциирующие с киноварной минерализацией. А. Д. Щеглов (1971 г.) связывает их с процессом послемеловой тектоно-магматической активизации, указывая на находки прожилков антимонита в меловых песчаниках Полабской депрессии.

Наиболее существенное золото-сурьмяное месторождение Красна Гора находится на юго-восточном фланге региональной золотоносной зоны, в пределах которой отработка россыпей началась в XI в. [149]. Месторождение эксплуатировалось в средние века на золото, с конца XIX в. — также на сурьму. По данным Л. Одегнала [213], в 1896—1901 гг. было получено до 1000 т сурьмяного концентрата и до 15 кг золота. В период первой мировой войны из месторождения извлекались руды с содержаниями золота 4—17 г/т, сурьмы 6—7% [220]. Кварц-антимонитовые жилы месторождения размещаются в широтной зоне катаклаза и милонитизации палеозойских биотит-амфиболовых гранитов Центрального Чешского плутона. Жилы локализируются вдоль контактов даек милонитизированных лампрофиров и порфириров. Главным минералом — кварцу и антимониту — сопутствуют самородные золото и сурьма, аллемонит, аурустибит, бертьерит, пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, тетраэдрит, цинкенил, семсейнт, халькостибит, джемсонит, жильные — кальцит и доломит. Ф. Новак (1958 г.) выделяет три последовательные минеральные ассоциации: раннюю — кварц-пирит-арсенопиритовую с золотом; вторую — кварц-антимонитовую с золотом и аурустибитом; наиболее позднюю, представленную кальцитовыми жилами с сульфосолями меди, свинца, сурьмы, антимонитом и самородной сурьмой. Золото отличается высокой степенью чистоты (проба 910—960).

В расположенном недалеко месторождении Пшичове маломощные жилы контролируются разломами северо-западного простирания. Они сложены халцедоновидным кварцем с вкрапленностью антимонита, пирита, марказита, арсенопирита, сульфидов свинца и цинка, а также со скоплениями крупнокристаллического антимонита [213]. Эти сурьмянорудные жилы представляются более молодыми, связанными с позднейшей активизацией Чешского массива.

Разнообразные жильные сурьмяные месторождения распространены на территории ГДР и ФРГ в восточной части Саксонюрингской и Реногерцинской структурно-формационных зон. В Гарце, районе Фрейберга, области Рейнского грабена (район Шварцвальда) и в Рейнских сланцевых горах (район Зигерланд) известны кварц-антимонитовые и кварц-барит-сульфосольные жилы с широким набором сульфоантимонитов свинца, баритом, флюоритом, иногда реальгаром и аурипигментом. Оруденение относится к поздне- или послеварисской эпохе [252].

Более значительная сурьмяная минерализация отмечается в Западных Рудных горах. Здесь в районе Шляйца и Грайца выделяется зона северо-восточного простирания, согласная направлению складчатых структур, содержащая серию мелких антимонитовых месторождений. Протяженность зоны около 40 км. Кварц-антимонитовые жилы размещаются прерывистой цепочкой в раннесилурийской толще глинистых сланцев с многочисленными силлами диабазов. Жилы согласные, имеют длину до 150 м при мощности до 2 м, размеры отдельных гнезд чистого массивного антимонита достигали $14 \times 12 \times 0,5$ м. В жилах присутствуют сфалерит, кальцит, железистый карбонат, пирофиллит, отмечаются небольшие содержания мышьяка (до 0,4%) и золота [105, 220, 241].

В 45 км восточнее сурьмянорудного района Шляйца и Грайца в районе Дорфхемниц-Хормерсдорф С. В. Нечаевым и Э. Фричем (1966 г.) и позднее В. И. Величкиным и др. [40] описана сурьмяная минерализация в метаморфизованной вулканогенно-осадочной толще раннего-среднего палеозоя. Оруденение приурочено к Лёсниц-Цвёнгской синклинали восток-северо-восточного простирания и связано с зонами березитизации в слюдисто-хлоритовых филлитах и альбит-актинолитовых сланцах. Оруденение рассматривается как варисское (после-судетское). Оно локализуется в региональной зоне смятия, почти параллельной простиранию складок. На приведенном разрезе месторождения (рис. 38) рудные тела вписываются в структуру сжатой опрокинутой синклинали, осложненной мелкими складками, и носят скорее пластовый, а не трещинно-жильный характер. В ядре синклинали оруденение и сопутствующая ему березитизация прослежены до глубины 1000 м. В составе руд преобладает поздний бертьерит, замещающий

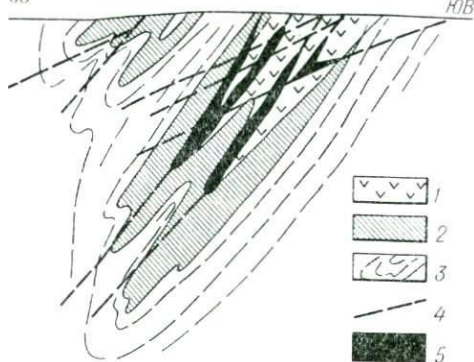


Рис. 38. Геологический разрез южной части Лёсниц-Цвёницкой синклинали с сурьмяным оруденением в сланцах ордовикского — девонского возраста (ГДР, Западные Рудные горы), по В. И. Величкину и др. [40].

1 — зеленые альбит-актинолитовые сланцы; 2 — углисто-кремнистые сланцы и углистые пиритсодержащие филлиты; 3 — серицит-хлоритовые и кварц-серицитовые сланцы; 4 — разрывы; 5 — сурьмяное оруденение в березитизированных сланцах.

ранний резко подчиненный (реликтовый) антимонит. Бертьерит представлен игольчатыми и призматическими недеформированными индивидами. В отдельных прожилках анкерита и кальцита присутствует микровкрапленность гаухекорнита, халькопирита, марказита и сфалерита.

Антимонитовое оруденение района Шляйца и Грайца и бертьеритовая минерализация рассматриваемого района размещаются в пределах единой зоны Рудногорско-Фогтлендского синклиория в породах одного ранне-среднепалеозойского вулканогенно-осадочного комплекса, метаморфизованных в разной степени. В виде самого общего предположения бертьеритовая минерализация района Дорфхемниц-Хормерсдорф может рассматриваться как результат метаморфического преобразования более раннего пластового антимонитового оруденения, представленного в Шляйце и Грайце.

На южном фланге провинции сурьмяные месторождения известны на о. Корсика. Кварц-реальгар-антимонитовые жилы, залегающие в серицитовых сланцах в районе Мерна, дали 8 тыс. т руды. Там же около Матра имеются подобные альпийские (?) жилы антимонита с обильными реальгаром и аурипигментом. Они залегают в серпентинитах и ранее обрабатывались на мышьяк [74].

Стратиформные сурьмяно-вольфрамовые месторождения юго-восточной Сардинии в районах Вилласальто и Баллао охарактеризованы Х. Ангермайером [160] и А. Маухером [202], связывающими их с раннепалеозойским субмаринным вулканизмом. Антимонит-шеелитовые залежи приурочены к 10-метровому горизонту графитовых сланцев в слабо метаморфизованной толще раннепалеозойских терригенно-сланцевых отложений, перемежающихся с известняками и порфироидами. Мощность рудных тел достигает 6,5 м. В отдельных залежах наблюдается тонкое переслаивание антимонита, графита и кальцита. Минерализованные сланцы содер-

жат включения фрамбоидального пирита. Антимонит и сланцы пластически деформированы. Известняки, порфиroidы, тонкие пропластки шеелита раздроблены и растащены. Посттектоническая минерализация представлена секущими прожилками с шестоватыми брекчиевыми агрегатами антимонита и шеелита. Они распределяются стратифицированно вблизи ранних пластовых залежей.

Альпийско-Карпатская провинция

Провинция объединяет складчатые сооружения Альп и Карпат, образующие дугообразный пояс на границе Средиземноморской геосинклинально-складчатой области и Центральноевропейской эпипалеозойской платформы. Наиболее существенное сурьмяное оруденение сосредоточено в центральной части провинции (рис. 39) в Восточных Альпах (Австрия, месторождения Шлайнинг, группы Крейцек и Гольдек) и Западных Карпатах (Чехословакия, месторождения Пезинок, Пернек, Дубрава, Медзиброд и др.). Запасы сурьмы на австрийских месторождениях оцениваются в 50 тыс. т при содержании в рудах 3—7% и ежегодной добыче 500—600 т металла [83]. В целом провинция начиная с XIX в. дала более 120 тыс. т сурьмы [241].

Пониманию строения сурьмяных месторождений провинции способствовало краткое личное знакомство автора с некоторыми из них. Как в Восточных Альпах, так и в Западных Карпатах основная масса сурьмяных месторождений сосредоточена в блоках палеозойских пород. О. Шульц [228] указывает, что в Восточных Альпах установлена главенствующая роль палеозойских рудных концентраций многих металлов, в том числе сурьмы, вольфрама, ртути и др. Имеются в виду в первую очередь работы А. Маухера, Р. Хёлля, Л. Лахузена и других [196, 202, 204], развивающих представления о связи сингенетического вольфрамово-сурьмяно-ртутного оруденения с раннепалеозойским субмаринным вулканизмом. Ранний палеозой рассматривается как главная эпоха привноса указанных металлов, стратифицированно распределяющихся в отложениях соответствующего возраста. А. Маухер сформулировал понятие о «геохимико-стратиграфическом руководящем парагенезисе» шеелита с антимонитом или с антимонитом и киноверью, характерном для раннепалеозойской эпохи. Однако в конкретных сурьмянорудных районах возраст «геохимико-стратиграфического рудоносного маркирующего горизонта», если таковой удастся выделить, колеблется в широких пределах, во многих случаях оставаясь достаточно неопределенным.

Месторождение Шлайнинг в Восточных Альпах, являющееся одним из главных сурьмянорудных объектов Австрии, рассматривается А. Маухером и Р. Хёллем с указан-

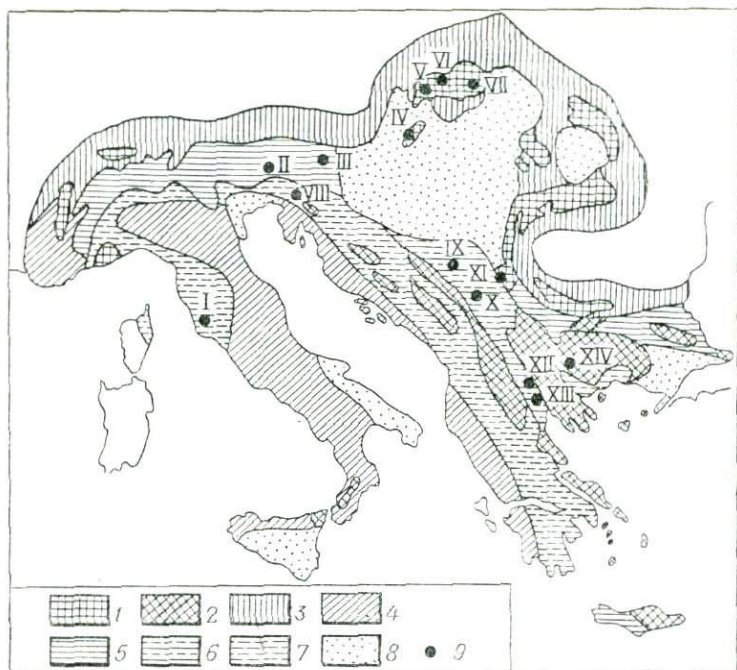


Рис. 39. Схема размещения главных месторождений сурьмы в структурах Альпийско-Динарской области. Тектоническое районирование по Г. А. Твалчрелидзе [133].

1 и 2 — палеозойские массивы северного (1) и южного ствола (2); 3 и 4 — северная (3) и южная (4) миогеосинклинальные зоны; 5—7 — северная (5), центральная (6) и южная (7) подзоны миогеосинклинальной внутренней зоны; 8 — впадины на палеозойском основании; 9 — месторождения сурьмы: Тафоне, Монтауро (I), группы Крейдек и Гольдек (II), Шлайнинг (III), Пернек, Пезник (IV), Медзиброд (V), Дубрава (VI), Кремница (VII), Трояне (VIII), Заяча, Столице (IX), Лиса (X), Осаница (XI), Лояне (XII), Алшар (XIII) и Рибново (XIV).

ных позиций [204]. В. Лукас и ряд других исследователей [186, 201] считают это месторождение типичным альпийским трещинно-жильным, образованным комбинацией пластовых и секущих рудных жил. Вопрос вряд ли имеет однозначное решение. Возраст рудоносной рехницкой сланцевой серии остается неопределенным. Различные исследователи датируют ее от кембрия до мезозоя. В верхних известняках серии в последние годы выявлена меловая фауна, так что и А. Маухер в одной из наиболее поздних работ [202] признает вероятный альпийский возраст антимонитового оруденения в верхних горизонтах серии.

Сурьмяное оруденение распространено на площади в несколько квадратных километров в переслаивающихся хлоритовых, графитовых, известковых сланцах и известняках. Пластовые антимонитовые тела приурочены к горизонту графито-

вых сланцев (6 м), залегающему между подстилающей карбонатной толщей (50—70 м) и перекрывающей толщей хлоритовых сланцев (до 25 м). Оруденение характеризуется интенсивным динамометаморфизмом руд, вплоть до их рассланцевания.

В известняках распространены крутопадающие жилы, группирующиеся в зоне близширотного простирания шириной до 50 м. А. Маухер и Р. Хёлль [204] подчеркивают независимость пластового оруденения в сланцах от трещинных жил, обогащение последних сурьмой на участках сопряжения с пластовым оруденением. Антимонитовые выделения в жилах имеют радиально-лучистую форму. В составе оруденения участвуют пирит и арсенопирит, местами киноварь. До глубины 70 м развита зона окисления с широким замещением первичных руд кермезитом, сенармонитом и др. Содержания сурьмы в рудах составляло 6,5—8%, в пирите отмечено присутствие золота (21 г/т), серебра (108 г/т) [220].

В западной части Восточных Альп расположена серия антимонитовых, шеелитовых и киноварных проявлений групп Крэйцек и Гольдек, охарактеризованных работами А. Лахузена [196], А. Маухера [202] и других. Оруденение размещается в раннепалеозойской толще переслаивания метадиабазов (хлоритовых сланцев), черных кремнистых сланцев, графитовых сланцев с пачками доломитов, кварцитов. Мощность рудоносной толщи 100 м. К входящим в нее графитовым сланцам приурочено стратиформное шеелит-антимонитовое оруденение. Мощность рудоносного горизонта 5 м, он прослеживается с перерывами более чем на 5 км. Антимонит распределяется по сланцеватости, образуя пропластки и линзовидные скопления. Киноварная минерализация пространственно разобщена с сурьмяной и локализуется на восточном фланге района в серицитовых кварцитах (Гольдек). В сурьмяных рудах преобладают мелкозернистые агрегаты рекристаллизованного антимонита с признаками интенсивного динамометаморфизма. Секущие рудные прожилки рассматриваются Л. Лахузенем как метаморфические мобилизаты раннепалеозойского стратиформного оруденения. Этот исследователь отмечает, что представления О. Фридриха (1963 г.) о связи сурьмяно-вольфрамово-ртутного оруденения района с неогеновым «периадриатическим» вулканизмом необоснованны.

Западные Карпаты в словацкой части Чехословакии являются сурьмянорудной областью, получившей известность с середины XIX в. Месторождения сосредоточены в трех блоках варисской консолидации — Малых Карпатах, Низких Татрах и Слишко-Гемерском Рудогорье. В этих районах присутствует варисское и, возможно, более древнее — допалеозойское — сурьмяное оруденение, а также альпийская минерализация, особенно широко проявленная в Слишко-Гемерском Рудогорье [189].

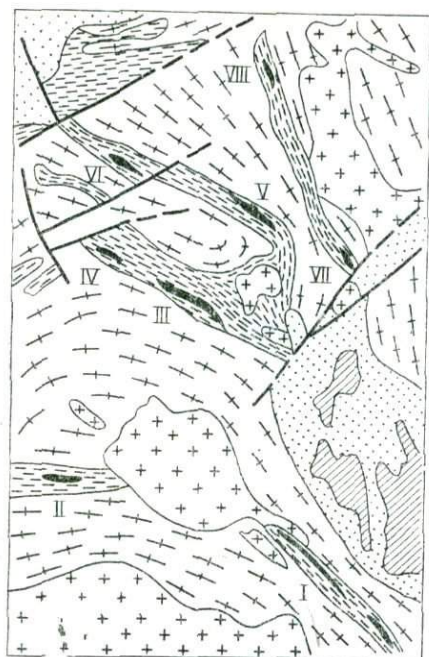


Рис. 40. Схема размещения стратиформных пирит-антимонитовых месторождений в породах метаморфического комплекса Малых Карпат, по Я. Каптору [193] и другим.

1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2 — серицит-хлоритовые и биотитовые сланцы гармонской серии силуро-девона; 3 и 4 — метаморфические породы раннего палеозоя: биотитовые гнейсы, амфиболиты (3) и актинолитовые и графитовые сланцы, мелко-среднезернистые амфиболиты (4); 5 — варисские гранитоиды; 6 — разрывы; 7 — стратиформные пиритовые и пирит-антимонитовые месторождения: Пезинок (I), Турецкий Верх (II), Кристина (III), Карол (IV), Чертов-Конец (V), Пернек (VI), Рудничек (VII) и Кухня (VIII).

В кристаллическом ядре Малых Карпат размещаются стратиформные пирит-антимонитовые месторождения Пезинок, Пернек и др. (рис. 40). Согласно пластообразные рудные тела залегают в метаморфизованных породах раннепалеозойского терригенно-вулканогенного комплекса. Породы подверглись «периплутоническому» метаморфизму, вплоть до преобразования в гранат-биотитовые гнейсы и амфиболиты. Метаморфические породы прорваны варисскими гранитоидами, образующими крупные плутоны на флангах района. Стратиформные пиритовые залежи размещаются в актинолитовых сланцах и сопровождаются прожилково-вкрапленной минерализацией и линзовидными массивными скоплениями антимонита в графитовых сланцах. На участках интенсивного дробления антимонитовые прожилки цементируют пиритовую брекцию. Мощность рудных залежей не превышает 20—40 м. Оруденение сопровождается серицитизацией, окварцеванием и карбонатизацией сланцев.

С. Поллак (1955 г.) наметил в составе сурьмяного оруденения три последовательные минеральные ассоциации: I — кварц-пирит-арсенопиритовую, II — кварц-карбонат-антимонитовую, III — антимонит-кермезитовую. Кроме этих минералов в рудах присутствуют бертьерит и гудмундит, редко леллингит, халькопирит, пирротин, сфалерит, джемсонит, самородная сурьма. К рудоносным графитовым сланцам тяготеют шлиховые орео-

лы шеелита. Следуя описаниям Я. Кантора, С. Поллака и других исследователей, можно выделить ранний мелкозернистый антимонит, подвергшийся динамометаморфизму и рекристаллизации, и позднюю сурьмяноносную карбонатно-прожилковую минерализацию с призматическими бертьеритом и гудмундитом в ассоциации с пирротинном, призматическим антимонитом.

Я. Кантор [193] рассматривает стратиформные сурьмяные месторождения Малых Карпат как догранитные, связанные с раннепалеозойским субмаринным вулканизмом. Он проанализировал изотопный состав серы сульфидов и получил такие значения $\delta^{34}\text{S}$, ‰: ранние пириты из колчеданных залежей от $-3,9$ до $-21,2$, антимонит от $-2,2$ до $-6,5$, арсенопирит от $-1,0$ до $-6,0$, пирит (ассоциирующий с антимонитом) от $-1,9$ до $-8,5$, бертьерит от $-6,1$ до $-10,8$, гудмундит от $-5,9$ до $-13,5$. Указывая на вероятное биогенное происхождение серы, Я. Кантор связывает обогащение бертьерита и гудмундита легким изотопом серы ремобилизацией ее из раннего пирита. Б. Цамбел и др. (1956 г.) рассматривали месторождения как гидротермальные варисские постргранитные, И. Чиллик и др. (1959 г.) — как гидротермальные альпийские. В то же время колчеданное пиритовое оруденение квалифицируется ими как древнее эксгалационно-осадочное, оторванное во времени и генетически от антимонитового. Такой подход, как представляется, не может объяснить тесного сонахождения пиритового и антимонитового оруденения, общих форм их стратифицированного распределения, сходного характера динамометаморфизма.

Гранитно-метаморфический блок Низких Татр является одним из главных районов сурьмяного оруденения в Словакии. Автор благодарен чехословацким геологам М. Славкай, Ю. Тажеру и И. Чиллику за организованное ими посещение месторождений Дубрава и Ломниста. По данным И. Михайленко [209], М. Славкай [233], И. Хака [184], месторождения на северо-западном и южном склонах Низких Татр концентрируются целиком в палеозойских или допалеозойских кристаллических породах (гнейсах, сланцах) и варисских гранитоидах. Они обрамлены тектоническими покровами, сложенными осадочными отложениями мезозоя, отчасти перми, в которых сурьмяное оруденение отсутствует.

Сурьмяные месторождения Низких Татр относятся к жильному типу и сходны по составу и строению. По условиям залегания они делятся на две группы: а) широтные, параллельные главным тектоническим элементам, часто залегающие согласно гнейсоватости и сланцеватости метаморфических пород (Магурка, Медзиброд, Гусарка и др.); б) меридиональные, секущие структурные элементы (Дубрава, Ломниста, Лом и др.). Рудоконтролирующие нарушения в обоих случаях выражены одинаково: это зоны милонитизации и рассланцевания с линзовидными кварц-антимонитовыми жилами.

Наиболее изученное месторождение Дубрава представляет собой близмеридиональную жильную зону протяженностью около 4 км, шириной до 800 м. Она приурочена к зоне милонитизации сложного строения, являющейся, по данным И. Чиллика, элементом крупного меридионального разлома, пересекающего ранневарисские гранитоиды и мигматиты. Жилы сложены ранним катаклазированным розоватым кварцем с пиритом, арсенопиритом, массивным мелкокзернистым динамометаморфизованным антимонитом. Подчиненную роль играют железистый доломит, сидерит, барит, среди рудных — сфалерит, тетраэдрит, халькопирит, джемсонит, буланжерит, галенит, халькостибит, бертьерит, золото, гематит и др. Согласно одним данным [184], антимонит ассоциирует с джемсонитом, цинкенином, буланжеритом и отдельно с бертьеритом. По другим материалам выделяются ранние кварц-пирит-арсенопиритовая и антимонитовая (с бертьеритом?) ассоциации, за которыми следуют карбонатно-сульфосольно-полисульфидная, сидерит-баритовая и гематитовая. И. Михаленко [209], обосновывая палеозойский возраст золото-сурьмяного оруденения, подчеркивает, что минералы ранних ассоциаций, включая антимонит, подверглись интенсивному динамометаморфизму. А поздние, связанные с наложением альпийской минерализации, сохраняют первичные крустификационные и кристаллическизернистые текстуры. К поздним наложенным образованиям должны быть причислены прожилки серого халцедоновидного кварца с тонкогольчатым антимонитом и другими сульфидами.

В Спишко-Гемерском Рудогорье известны также проявления сурьмяного оруденения в связи с золото-серебряной минерализацией в вулканитах миоцена. В пропилитизированных и аргиллизированных андезитах и риолитах рудного поля Кремница намечается зональность со сменой от центра к периферии золото-серебряного оруденения сурьмяным и далее ртутным. Антимонит ассоциирует с пиритом, марказитом, гребенчатым и халцедоновидным кварцем.

Тосканская провинция

Тосканская провинция невелика по площади и масштабам сурьмяных месторождений. Она занимает только небольшую часть Северных Апеннин, имеет размеры примерно 10 тыс. км² и включает 12 небольших сурьмяных месторождений и серию рудопроявлений. Добыча сурьмы проводится с середины XIX в. и составляет суммарно около 50 тыс. т; в последние годы добывается 1000—1300 т сурьмы в год, запасы металла оцениваются в 30 тыс. т [83]. На северном фланге провинции находится одно из крупнейших в мире ртутное месторождение Монте-Амната. Сурьмяные месторождения сосредоточены главным образом в южной части провинции, положение двух из них — Та-

фонс и Монтауто — показано на схеме (см. рис. 39). Месторождения охарактеризованы со значительной полнотой в работе Г. Дессау, Дж. Дуки, Б. Стеа [177] и в сводке по естественным ресурсам Южной Тосканы [197].

Согласно детальной тектонической схеме Дж. Сестини (1977 г.) сурьмяное оруденение распространено в амагматичной внутренней зоне Тосканской мезогеосинклинали, сложенной терригенно-карбонатными отложениями позднего палеозоя — кайнозоя. Главная масса сурьмяных месторождений относится, по-видимому, к стратиформному типу и локализуется вдоль поверхности послерэтского (предэоценового) несогласия. В пределах грабена Тафоне располагаются три наиболее значительных сурьмяных месторождения: Тафоне с недавно обнаруженным слепым оруденением на участке «Тафоне южный», Монтауто и Поджо-Фуоко.

В основании разреза осадочного комплекса, слагающего грабен, залегает триасовая сланцевая толща Веррукано, видимая мощность которой составляет около 500 м. В составе толщи преобладают хлоритовые и кварц-хлоритовые пиритоносные сланцы с пластами песчаников, линзами конгломератов, слагающие пологую антиклиналь. Выше сланцев почти горизонтально залегает норий-рэтская карбонатно-эвапоритовая формация, так называемые «кавернозные известняки». Формация состоит из ячеистых, пористых, щебенчатых доломитовых известняков и доломитовых брекчий, содержащих пропластки гипса. Для толщи характерны признаки интенсивного закарстования. Мощность ее достигает 300 м, но чаще остается меньше 50 м. К верхней части толщи приурочены пластообразные залежи антимонитовых руд. В большинстве случаев карбонатная толща перекрыта аллохтонным позднерурским — эоценовым лигурийским комплексом карбонатно-терригенного флиша. Эта толща так называемых «чешуйчатых глин» с пластами кремнистых известняков и песчаников, имеющая мощность до 300 м, образует часто кровлю пластообразных рудных залежей и в нижней части (1—2 м) затронута оруденением. В отдельных случаях покрывка сурьмянорудных залежей образована глинистыми отложениями палеогена (месторождения Пьяджоне, Поджо-Фуоко, в зоне Черетто Пьяно месторождение Цольфьере).

На месторождении Тафоне, разрабатываемомся в настоящее время, оруденение приурочено к волнистой поверхности контакта аллохтонного лигурийского комплекса с известняками, превращенными в доломитовую сыпучку (рис. 41). Она содержит микроигльчатые включения антимонита, обильные мельчайшие скопления пирита и марказита. Содержание сурьмы в руде 2,5—3%, железа 6—8%. Во флотационном концентрате с 55% Sb установлено присутствие 1,5—3% Zn, 0,15—0,3% Pb, 0,3—0,9% As, 0,5—0,7% Hg за счет распространенных в рудах сфалерита, галенита, киновари и арсенипири-

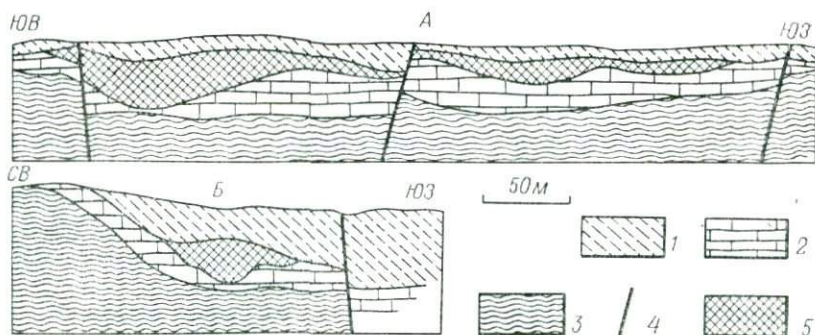


Рис. 41. Продольный (А) и поперечный (Б) геологические разрезы сурьмяного месторождения Тафоне, по Г. Дессау и др. [177].

1 — аллохтонный лигурийский комплекс терригенно-карбонатного флиша; 2 — карбонатно-эвапоритовая формация (кавернозный известняк); 3 — сланцы Веррукано; 4 — сбросы; 5 — рудные залежи.

та (?). С галенитом ассоциируют редкие халькопирит и тетраэдрит. Антимонит содержит 0,04% Hg.

Оруденение проникает на глубину 20 м сквозь «слой» доломитовой муки в почти неизменный известняк, содержащий редкие прожилки антимонита. Игольчатые и призматические кристаллы последнего обычно окружены оболочками колломорфного пирита. Пирит концентрируется у основания рудной залежи, образуя на площади несколько сотен квадратных метров «пласт» мощностью 0,2 м. Скопления сфалерита (клеюфана) и галенита несут следы дробления и переотложения. Местами антимонит также катаклазирован. Поздний антимонит пересекает агрегаты галенита и сфалерита. Оруденению сопутствуют кальцит и редкий флюорит.

На других месторождениях при общем сходстве с месторождением Тафоне отмечается интенсивная силицификация карбонатных пород. Пластообразные тела мелкозернистых кварцевых метасоматитов с прожилками и вкрапленностью игольчатого антимонита имеют мощность до нескольких метров и прослеживаются на десятки — первые сотни метров. Кроме флюорита в ряде месторождений присутствует барит. В местах разгрузки термальных источников и выходов вулканических газов на некоторых месторождениях отмечено современное образование игольчатых агрегатов антимонита. По данным проведенной Э. Редером гомогенизации газово-жидких включений кварца, ассоциирующие с антимонитом, кристаллизовались при температурах $125 \pm 3^\circ \text{C}$ (Поджо-Фуоко) и $165\text{—}232^\circ \text{C}$ (Цольфьере) из растворов очень низких концентраций [177, 197].

Г. Дессау и многие другие исследователи относят формирование сурьмяных месторождений Тосканы к плиоцен-четвертич-

ной эпохе, характеризующейся сбросообразованием, вулканизмом и термальной активностью. С. Цуккетти [250] показал, что в провинции проявлено также первичное кинварное оруденение и более раннего — эоценового — возраста. Это время отвечает завершению послерэтского перерыва, контролирующего распределение стратиформных сурьмяных месторождений. Учитывая тесную связь ртутного и сурьмяного оруденения в провинции, нельзя исключить и для некоторых месторождений сурьмы возможность более раннего образования, чем это принято считать.

Динарская провинция

Динарская провинция включает в себя территорию Югославии и сопредельных стран в границах Динарской складчатой системы и примыкающего к ней с востока Родопского массива. Провинция относится, по Г. А. Гвалчрелидзе [133], к Альпийско-Динарской геосинклинально-складчатой области, консолидировавшейся в кайнозой. Основная масса сурьмяных месторождений сосредоточена в Югославии. Из десятков месторождений этой страны добыто по приближенной оценке более 100 тыс. т сурьмы. Запасы металла по данным 1960 г. составляли 75 тыс. т в рудах с содержанием 3,5% Sb [191]. Сводка С. Янковича [191] до сих пор остается главным обобщением по сурьмяным месторождениям Югославии. При составлении настоящего раздела использованы также более поздние работы этого автора, а также А. Антоновича [6], А. Дуричковица [178], С. Графенауэра [182] и других.

Стратиформные сурьмяные месторождения образуют основную группу и по количеству месторождений (более 70%) и по продуктивности (более 80% добычи). Они представлены пластобразными залежами мелкозернистых кварцевых метасоматитов типа джаспероидов с гнездовым и прожилково-вкрапленным антимонитовым оруденением. Месторождения распределяются на двух главных стратиграфических уровнях — карбон-пермском (65%) и триасовом (30%). С позднепалеозойским уровнем связаны наиболее крупные сурьмяные месторождения Восточной Сербии — Заяча, Столице, Костайник, Крупань и др. (см. рис. 39). Оба главных стратиграфических уровня локализации антимонитового оруденения прослеживаются и в северной части провинции на территории Словении. К первому уровню приурочены согласные и линзовидные рудные залежи антимонитового месторождения Трояне, размещающиеся в карбон-пермских сланцах. Триасовый уровень фиксируется предладинским несогласием и размывом, к поверхности которого приурочено одно из крупнейших стратиформных ртутных месторождений Идриа, сформировавшееся, по данным И. Млакара

и М. Дровеника [211], в среднем триасе. На этом же уровне размещаются и сурьмяные проявления, включая пластовое месторождение Лепа-Нива [182].

Среди небольшого числа сурьмяных проявлений, известных на Родопском массиве, выделяется месторождение Рибново, представленное согласными пластообразными залежами оруденелых джаспероидных брекчий [36]. Залежи размещаются в верхней части пологозалегающего горизонта протерозойских мраморов под гнейсами и сланцами.

В Восточной Сербии стратиформные и многие жильные месторождения сурьмы концентрируются в Вардарской зоне. Эта эвгеосинклиальная зона разделяет Сербско-Македонский и Пелагонийский кристаллические массивы и прослеживается в северо-западном направлении примерно на 500 км при ширине около 100 км. По данным М. Дмитриевича (1974 г.) и А. Грубича (1974 г.), зона имеет блоковую структуру, осложненную широкими надвиговыми покровами. Амплитуды перемещения пластин палеозойских и мезозойских пород с востока на запад оцениваются в десятки — более сотни километров. В пределах зоны палеозойские и мезозойские гипербазиты и диабазы контактируют с амагматичными терригенно-карбонатными комплексами.

К образованиям скорее миогеосинклиального типа относятся и карбон-пермские отложения, вмещающие стратиформное сурьмяное оруденение. В их разрезе выделяются [178, 191] нижнекарбовые песчаники и хлорит-серицитовые филлиты мощностью 200—300 м, среднекарбовые массивные и слоистые известняки с прослоями песчаников и сланцев общей мощностью до 200 м; на размытую поверхность известняков трансгрессивно налегают пермские песчаники и серицитовые сланцы. Сурьмяное оруденение распределяется вдоль контакта среднекарбовых известняков и пермских сланцев.

Месторождение За яча представляет собой типичный пример пластового сурьмяного оруденения в карбовых известняках под сланцевым экраном. Породы на участке месторождения залегают полого, складчатые дислокации отмечаются около сдвиговых нарушений. Общая площадь рудного поля составляет 4 км². Оруденение приурочено к двум горизонтам джаспероидизированных известняков, мощность верхнего 8—13 м, нижнего значительно меньше. Отдельные рудные залежи имеют площадь до 50 тыс. м². Местами они сопровождаются секущими кварц-кальцитовыми жилами с антимонитом, мощностью 0,5—2 м. Минерализация на 65% представлена окислами сурьмы, подчиненную роль играет антимонит, примеси — галенит и пирит, среди жильных минералов преобладает кварц, реже кальцит. На отдельных участках в контакте с телами миоценовых андезитов отмечаются брекчии, сцементированные сурьмяными минералами.

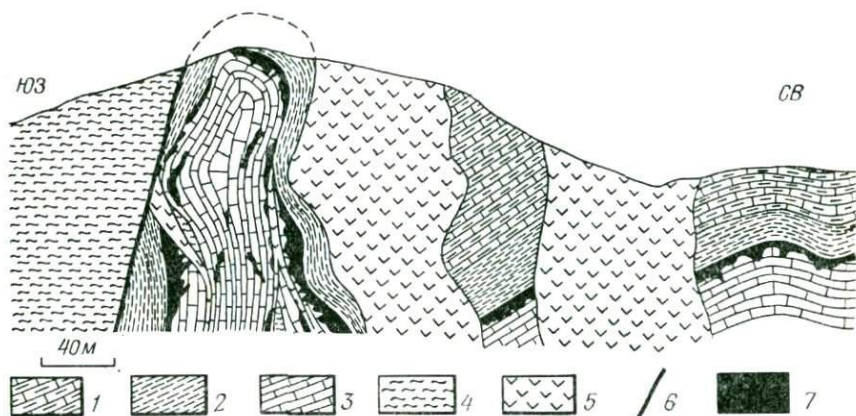


Рис. 42. Геологический разрез сурьмяного месторождения Столице, по А. Дуричковичу [178].

1 — верхнепермские известняки; 2 — пермские сланцы и песчаники; 3 — среднекарбонные известняки; 4 — нижнекарбонные сланцы и песчаники; 5 — миоценовые андезитодацинты; 6 — разлом; 7 — сурьмяные руды.

В расположенном неподалеку месторождении Билег (район Костайника) также отмечено двухъярусное согласное джаспероидное оруденение в карбонных известняках, прорванных андезитами. В залежах нижнего яруса преобладает свинцовоцинковое, а верхнего — сурьмяное оруденение.

Столице — одно из самых крупных сурьмяных месторождений Югославии, известное с 1880 г. Оно длительное время рассматривалось как жильное, приуроченное к контактам тел неогеновых андезитов, прорывающих среднекарбонные известняки [191, 232]. Материалы, приведенные в работе А. Дуричковича [178], выявили в качестве главного типа согласное стратиформное оруденение в силицифированных среднекарбонных известняках на контакте с трансгрессивно налегающими на них пермскими сланцами (рис. 42).

Палеозойская толща смята в пологие складки. Интенсивность смятия резко возрастает возле нарушений северо-западного простирания, пронизанных протяженными крутопадающими дайками андезитов-дацитов миоценового возраста. Пластообразные залежи рудоносных джаспероидов полого залегают в северо-восточной слабо дислоцированной части месторождения, а на участке сжатой приразломной антиклинали они падают под углами $75-85^\circ$. Мощность рудных залежей 0,1—6 м, антимонитовое оруденение в них носит прожилково-вкрапленный и гнездовой характер. Контакты рудных залежей со сланцами кровли резкие, с подстилающими несилицифированными известняками расплывчатые. Наряду с кварцем и халцедоном в составе залежей участвует барит. В известняках отмечены антимонит-кальцитовые прожилки и друзовые пустоты с ромбо-

эдрическими кристаллами кальцита и крупными хорошо оформленными призматическими индивидами антимонита длиной до 98 см и до 4 см в поперечнике. (В близко расположенном однотипном сурьмяном месторождении Добрипоток сходное крупнокристаллическое оруденение локализуется в карстовых полостях сечением несколько метров.) В интенсивно каолинизированных андезито-дацитах наблюдается малозначительное прожилковое антимонитовое оруденение.

В раннюю минеральную ассоциацию на месторождении входят кварц I, призматический кальцит, пирротин, сфалерит I, халькопирит, пирит, тетраэдрит, бурнонит, галенит и буланжерит. К поздней ассоциации относятся антимонит с выделившимся после него ромбоэдрическим кальцитом, баритом, кварцем II, халцедоном, сфалеритом и реальгаром. Содержания сурьмы в обогащенных частях рудных залежей превышают 25%; другие компоненты — 1,0% Ва, 0,13% Zn, 1,19% Fe, 0,013% As, 0,05% Pb.

В Вардарской зоне и обрамляющих ее массивах встречаются жильные сурьмяные месторождения. Иногда они распределяются зонально по периферии полиметаллических рудных полей (Сребрница), в других случаях размещаются изолированно. Месторождения характеризуются участием в составе жил гребенчатого и халцедоновидного кварца, а также барита, карбонатов, развитием брекчиевых руд, околожильной каолинизацией боковых пород. Антимониту в качестве примесей сопутствуют галенит, буланжерит, киноварь, реальгар, пирит и марказит и др. Относящееся к этой группе сурьмяно-вольфрамовое месторождение Осаница размещается в палеозойских хлоритовых сланцах на западной окраине Сербско-Македонского массива [191]. Жилы длиной 200 м и мощностью 0,6 м косо секут сланцеватость. Антимонит в виде отдельных призматических кристаллов и их сростков неравномерно распределяется в кварце. Вольфрамит (содержащий 18,5% FeO и 5,5% MnO) цементирует жильную брекчию и иногда сопровождается шеелитом. В последовательности выделения рудных минералов антимонит является самым ранним. За ним следуют вольфрамит и шеелит, далее — поздние пирит и марказит. Содержание сурьмы в рудах 3—5%, вольфрама 0,2—0,4%.

В южной части Вардарской зоны севернее Скопле находятся своеобразные сурьмяные месторождения Лояне и Никуштак в лиственитизированных серпентинитах, контактирующих с покровом неогеновых андезитов. На месторождении Лояне система рудных жил северо-западного простирания протягивается на 400 м, мощность их в среднем 1—2 м, прослежены они на глубину около 400 м. Серпентиниты интродуцированы гранитоидами [147]. А. Антонович [6] выделяет две минеральные ассоциации: раннюю сурьмяную (со свинцом) и позднюю сурьмяно-мышьяковую (с талием). Для ранней ассо-

циации характерны мелкозернистые антимонитовые руды с пиритом, марказитом, минералами никеля и кобальта. Поздний антимонит ассоциирует с реальгаром и аурипигментом, бравонтом, пиритом, марказитом и урановой смолкой. Он представлен игольчатыми и колломорфными агрегатами.

Возраст сурьмяных месторождений Динарской провинции обычно определяется по близости тех или иных магматических образований: триасовых порфиров, палеозойских или кайнозойских гранитоидов, субвулканических и вулканических образований неогена. Стратиформные сурьмяные месторождения считаются в большинстве случаев молодыми — неогеновыми, хотя среди них и выделяется небольшая группа, связываемая с триасовыми порфиридами [147, 182, 191].

Отнесение главной группы стратиформных сурьмяных месторождений, локализованных в карбон-пермских отложениях, к неогеновой эпохе рудообразования не кажется полностью обоснованным. В. Милованович (1952 г.) отметил, что антимонит в таких месторождениях выделялся в два этапа — с ранним связано оруденение в пластообразных залежах кварцевых метасоматитов, позднему отвечает жильная и прожилковая антимонитовая минерализация, часто секущая джаспероиды. Благодаря прекрасной геологической документации, приведенной А. Дуричковичем [178], охарактеризованное выше месторождение Столице может быть рассмотрено под этим углом зрения. Как видно из общих планов и разрезов месторождения, рудоносные джаспероидные залежи секутся миоценовыми андезитодацитами (см. рис. 42). В то же время в участках каолинизации последних, а также в кальцитовых жилах и жеодах в известняках проявляется друзовая и крустификационная антимонитовая минерализация. Она соответствует, судя по всему, второму этапу, по В. Миловановичу, и именно она, скорее всего, является продуктом неогеновой поствулканической деятельности. Представляется, что сами стратиформные залежи рудоносных джаспероидов могут быть след за А. Маухером [202] отнесены к позднепалеозойскому этапу. С. Янкович [191] считает, что жильное сурьмяное оруденение в сланцевых горах Боснии (Чемерница) относится именно к этому времени. Неогеновый этап проявился, по-видимому, как в формировании поствулканических сурьмяных месторождений, так и в широком преобразовании раннего стратиформного оруденения позднепалеозойского (?) и триасового возраста.

АЗИЯ

Анатолийская провинция

Анатолийская провинция охватывает полуостров Малой Азии и прилегающие острова Эгейского моря. В ее пределах известно более 30 сурьмяных месторождений, большинст-

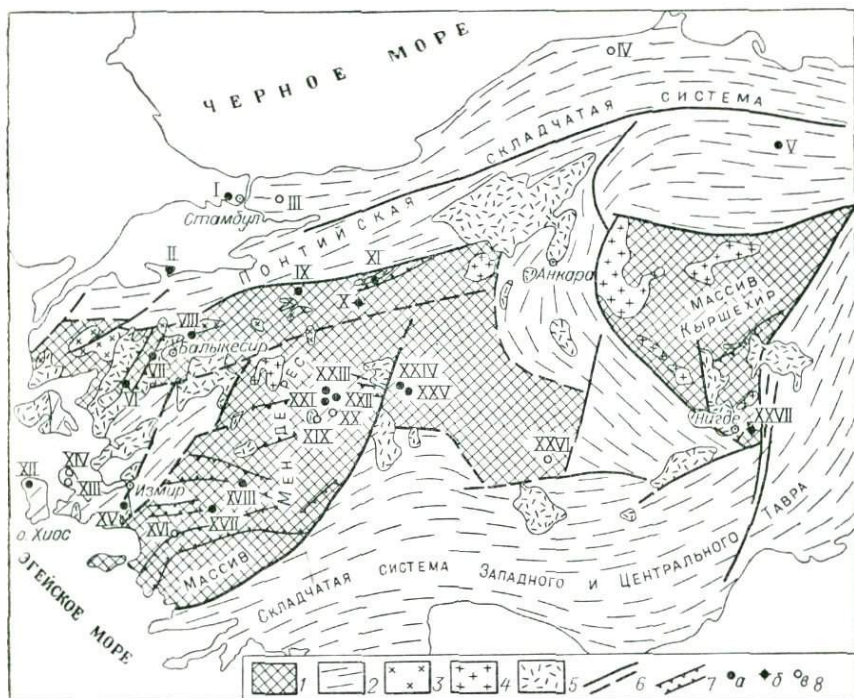


Рис. 43. Схема размещения сурьмяных и ртутных месторождений Турции. Схема тектоники по «Тектонической карте Евразии» (1966 г.), сурьмяные и ртутные месторождения по Р. Хёллю [187] и работе [238].

1 — срединные массивы; 2 — альпийские складчатые системы; 3 — палеозойские гранитоиды; 4 — мезозойские и кайнозойские гранитоиды; 5 — кайнозойские субэвральные вулканиты; 6 — региональные разломы; 7 — кайнозойские грабены; 8 — месторождения (а — сурьмяные, б — ртутно-сурьмяно-вольфрамовые, в — ртутные): Арнавуткёй (I), Татлису (II), Мударли (III), Шейх-Шабан (IV), Турхал (V), Дженише-Кебир (VI), Акджал (VII), Демиркапы (VIII), Сууклю-Эмир (IX), Дудаш (X), Тозман (XI), Керамос (XII), Каледжик (XIII), Карареис (XIV), Сандикей (XV), Хабиблер (XVI), Эмирли (XVII), Алашехир (XVIII), Эгленче-Эскикёй (XIX), Чичекли-Тепе (XX), Карагаач (XXI), Кукурвиран (XXII), Джебраил (XXIII), Енехан-Акхизар (XXIV), Доглат (XXV), Сизма-Ладик (XXVI) и Гюмюшлер (XXVII).

во которых расположено на территории Турции (рис. 43). Общие запасы сурьмы в провинции составляют 110 тыс. т при содержании в рудах 4—5% Sb, производство сурьмы в последние годы достигло 5—6 тыс. т [83, 244]. Подробное описание сурьмяных и ртутных месторождений провинции дано Р. Хёллем в специальной монографии [187], а также в ряде статей А. Маухера [202, 203], Дж. Барнса, М. Наковски и Э. Бэйли [166], короткой сводке [238] и др.

В провинции выделяются три главных тектонических элемента: близширотные альпийские складчатые системы — Понтийская на севере и система Западного и Центрального Тавра на юге — и разделяющая их Анатолийская зона ранней консо-

лидации с крупными кристаллическими массивами Кыршехир и Мендерес. В складчатых системах широко распространены блоки каледонской и герцинской консолидации (Э. Ильхан, 1977 г.), сложенные дислоцированными и метаморфизованными палеозойскими отложениями.

Единичные разрозненные сурьмяные месторождения известны в Понтийской системе, в их числе одно из наиболее значительных Турхал. В пределах кристаллических массивов концентрируется 90% месторождений, в ассоциации с ртутным оруденением. По условиям размещения и структурно-морфологическим особенностям сурьмяные месторождения Анатолийской провинции делятся на ряд типов.

1. Пластовые согласные антимонитовые залежи в нижнепалеозойских вулканогенно-осадочных отложениях. В эту группу входят наиболее крупные месторождения (Турхал, Демиркапы, Дудаш, Керамос на о. Хиос и др.), составляющие около 20% всех сурьмяных проявлений. Оруденение носит стратиформный характер и связано с графитовыми сланцами ордовика — готландия, контактирующими с метавулканитами основного и кислого состава. Эти месторождения рассматриваются [187, 202] как эксгаляционно-осадочные образования, связанные с раннепалеозойским субмаринным вулканизмом.

2. Пластовые существенно ртутные (с сурьмой) месторождения в пермской (?) известняково-сланцевой толще известны в районе Сизма-Ладик в восточной части массива Мендерес. Метасоматическое кинварное оруденение сопровождается антимонитом, аурипигментом, пиритом, арсенопиритом, баритом, флюоритом и др. [166]. Оно приурочено к согласным зонам силификации и доломитизации известняков под перекрывающими их филлитами. На отдельных месторождениях насчитывается до 5 рудных горизонтов мощностью 0,5—2 м.

3. Большая группа жильных месторождений сурьмы, залегающих в кайнозойских субаэральных вулканитах или в кристаллических породах массивов в непосредственной близости к проявлениям молодого вулканизма. Эта группа месторождений относится к поздней, миоценовой эпохе. Многие исследователи рассматривают все типы сурьмяного оруденения как одновозрастные, связанные с кайнозойской поствулканической гидротермальной деятельностью. Однако имеются неоспоримые факты, указывающие на разновозрастность сурьмяного оруденения.

Месторождение Турхал находится в северо-восточной части провинции. Оно дало более 10 тыс. т сурьмы, запасы которой оцениваются в 10—13 тыс. т при содержаниях 11—13% Sb [238]. Район месторождения сложен породами палеозойской сланцевой серии — графитовыми, кварц-серицитовыми, хлоритовыми сланцами с телами серпентинизированных диабазов. Сланцы смяты в сжатые близширотные складки и перекрыты

меловыми известняками и эоценовыми песчаниками и мергелями. Породы верхнего структурного этажа залегают полого. Они сохранились на современной поверхности в виде останцов. Дислокации и метаморфизм палеозойской толщи имеют отчетливый доальпийский возраст.

Выделяются рудные тела двух типов — пластовые согласные залежи и секущие жилы. Первые обычно размещаются по контакту подстилающих серицитовых или хлоритовых сланцев с графитовыми сланцами кровли. Мощность залежей 0,4—2 м, длина до 450 м. Массивные микрозернистые кварц-антимонитовые руды развальцованы и разлинзованы. В составе руд подчиненную роль играют карбонат, серицит, пирит и арсенопирит. В местах интенсивного дробления отмечаются признаки наложенной перекристаллизации антимонита и кварца с развитием поздних крупнокристаллических агрегатов. Согласные пластовые рудные залежи деформированы и метаморфизованы вместе с палеозойской сланцевой толщей в доальпийское время.

Жилы мощностью до 3 м размещаются в молодых меридиональных крутопадающих разрывах. Некоторые из них секут раннеэоценовые отложения. Жилы также пересекают со смещением пластовые рудные залежи, резко отличаясь на участках пересечений по текстуре от послыйного оруденения. Антимонит образует крупнокристаллические радиально-лучистые агрегаты в жильном кварце, содержащем также пирит, марказит, арсенопирит, иногда бравонт и ульманнит. В составе позднего сурьмяного парагенезиса А. Маухером (1938 г.) были описаны также гудмундит и бертьерит.

В близширотной зоне кайнозойских разломов центральной части массива Мендерес в районе олигоцен-плейстоценового вулканизма размещается ряд мелких сурьмяных и ртутных месторождений. Месторождения сурьмы Джебраил, Кукурвиран, Карагагач связаны с зонами интенсивной силицификации вулканических пород вдоль разломов. Эффузивы образуют последовательный возрастной ряд от андезитов до дацитов и риолитов. Вслед за наиболее кислыми поздними членами этого ряда проявилось поствулканическое антимонитовое и киноварное оруденение. Предрудная силицификация захватывает кислые экструзивные штоки жерлового типа диаметром до нескольких десятков метров. Прожилково-вкрапленное оруденение в них прослежено на глубину 100 м. Относительно редки в рудах марказит, пирит, киноварь, сфалерит. В современных речных илах встречены пропластки микроиглочатого антимонита, отложенного, видимо, источниками.

Ртутно-сурьмяно-вольфрамовое месторождение Гюмюшлер (район Нигде) отличается несколько необычными условиями размещения. Оно представлено серией кварцево-рудных жил близширотного простирания в толще палеозойских слюдястых сланцев, мраморов, гнейсов и амфиболитов, слагающих

ожную часть массива Кыршехир. Породы дислоцированы и метаморфизованы в догерцинское время [194]. Они прорваны интрузией гранодиоритов, на контакте которой с мраморами выявлены шеелитсодержащие пироксен-гранатовые скарны. Вблизи месторождения кристаллические породы перекрыты неоген-четвертичными вулканитами с отчетливой последовательностью от базальтов к андезитам, дацитам и игнимбритам (Г. Паскаре, 1968 г.).

Жилы в мраморах прослежены на 1,5 км. Они сложены кварцем, карбонатом, баритом с антимонитом, шеелитом и кинноварью. В рудах присутствуют пирит, марказит, халькопирит, энаргит, иногда реальгар и аурипигмент, а также чапманит $\text{Fe}_2\text{SbSiO}_8(\text{OH})$. К. Вендел (1967 г.) приводит содержания главных компонентов в рудах: 4,2% Sb, 4,0% WO_3 , 0,2% Hg. Шеелит присутствует в наиболее крупной широтной жиле в сростании с кварцем и призматическими лучистыми агрегатами антимонита. Своеобразие состава месторождения, связанного с молодым вулканизмом, возможно, обусловлено ремобилизацией более раннего скарнового шеелитового оруденения.

Юго-Восточная Азия

В Южном Китае — главной сурьмянорудной области Юго-Восточной Азии — на территории размером около 1000×500 км размещаются многочисленные сурьмяные месторождения. Они группируются в нескольких смежных административных провинциях — Хунань, Гуйчжоу, Юньнань, Гуандун и др. Добыча сурьмы учитывается с начала века. За период 1900—1940 гг. из китайских месторождений было получено около 500 тыс. т сурьмы, максимальная годовая добыча, достигнутая в 1917 г., составила более 31 тыс. т, в остальные годы она не превышает 10—20 тыс. т [220, 241]. Запасы сурьмы по разным источникам оцениваются в 3,8—4,2 млн. т, из них 88% сосредоточено в провинции Хунань, где главная роль принадлежит всемирно известному месторождению Сикуаншань [192, 210]. Строение, состав, условия размещения китайских сурьмяных месторождений рассмотрены в работах Лю Цзи-пана [78], Хуан Цзи-цзиня [145], Хуан Вэй-шоу [192], ряде других работ китайских и европейских геологов [98, 220, 241], а также затронуты в трудах советских исследователей В. П. Федорчука [141, 142], М. И. Ицксона [57], В. И. Казанского [60], Е. А. Радкевич [108] и других.

Сурьмяные месторождения размещаются в пределах Южно-Китайской параплатформы, своеобразие которой выражается в повышенной дифференцированной мобильности ее отдельных частей, широком распространении гранитоидов, развитии линейных складчатых форм. Отмечаются контрастные сочленения прогибов с мощностями до 4—8 км синийского — силурийско-

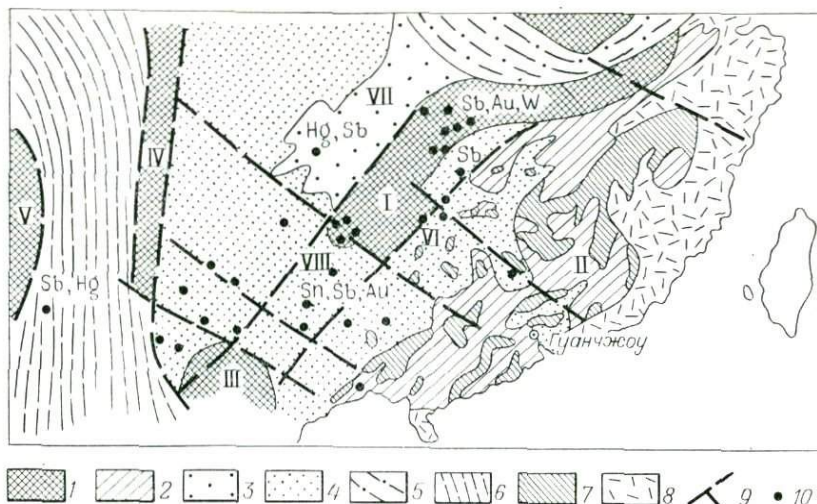


Рис. 44. Схема размещения сурьмяных месторождений Южного Китая, по материалам Хуан Цзи-цзя [145], Хуан Вэй-шоу [192], Чжан Вэнь-ю и др. [98], В. И. Казанского [60].

I — докембрийские кристаллические комплексы массивов (в массиве Цзяннаня — филлиты и песчаники свиты баньси); *2* — нижнепалеозойские геосинклинальные песчано-сланцевые отложения луньшаньской свиты; *3* — синийские — силурийские терригенно-карбонатные отложения платформенного чехла; *4* — девонские — триасовые терригенно-карбонатные отложения платформенного чехла; *5* — Циньлинь-Янцзынская парагеосинклинально-складчатая зона; *6* — Юньнань-Бирманская геосинклинально-складчатая система; *7* — мезозойские (яньшаньские) гранитоиды; *8* — мезозойский субэаральный вулканогенный комплекс; *9* — региональные разломы; *10* — месторождения сурьмы.

Массивы: *I* — Цзяннаня, *II* — Катазиатский, *III* — Тонкинский, *IV* — Кам-Юньнаньский, *V* — Бирманский; прогибы (платформенные синклиории): *VI* — Цзянси-Хунаньский, *VII* — Хубэй-Гуйчжоуский и *VIII* — Юньнань-Гуансийский.

го и девонского — триасового терригенно-карбонатных комплексов и поднятий с устойчивой тенденцией к воздыманию на протяжении палеозоя и мезозоя. Среди таких поднятий центральное место в Южном Китае занимает массив Цзяннаня (рис. 44), разграничивающий области с разновозрастным фундаментом — досинийским на западе и раннепалеозойским (каледонским) на востоке. Подавляющее большинство сурьмяных месторождений концентрируется в самом массиве или в его ближайшем обрамлении в Цзянси-Хунаньском, Хубэй-Гуйчжоуском, Юньнань-Гуансийском прогибах (платформенных синклиориях [98]).

По В. П. Федорчуку [142], намечается региональная вертикальная рудная зональность. В досинийских сланцах нижнего структурного яруса, слагающих Цзяннаню, развиты кварцевые жилы с комплексным оруденением (Sb—W—Au и Cu—Pb, Zn—Sb). В отложениях терригенно-карбонатного комплекса нижнего-среднего палеозоя (платформенного чехла) преобладают согласные пластообразные ртутно-сурьмяные рудные залежи.

В отложениях среднего — верхнего палеозоя распространены месторождения разной морфологии относительно простого состава — реальгар-аурипигментовые, ртутные, иногда полиметаллические.

Все разнообразные сурьмяные месторождения Южного Китая большинство исследователей связывает с единой мезозойской яньшаньской эпохой рудогенеза. Имеются представления о возможном проявлении как более раннего палеозойского [145], так и позднего кайнозойского оруденения. К последнему, видимо, принадлежат «кермезитовые» конкреционные руды в красных глинах, образующих скопления в карстовых пещерах и воронках среди полого залегающих карбонатных отложений бассейна р. Юцзян. В составе конкреций («валунов») участвуют окисные минералы сурьмы — кермезит, сервантит, ромеит, а также антимонит и глинистые минералы [78]. В. П. Федорчук [140] относит эти месторождения к типу остаточных россыпей, сформировавшихся при латеритном выветривании и почти полной эрозии внутриформационных кварц-карбонат-антимонитовых руд.

Массив Цзяннаня должен, по-видимому, рассматриваться как самостоятельная региональная золото-сурьмяная зона. Он сложен филлитами, серицитовыми и хлоритовыми сланцами с пластами песчаников и кварцитов досинийской свиты баньси. Мощность сланцевой толщи более 2000 м, исходно она относится к флишевой формации. Породы слабо метаморфизованы в зеленосланцевой фации и прорваны отдельными телами гранитов и диоритов. Верхняя возрастная граница свиты баньси, по данным радиологической датировки Ли Пу (1963 г.), оценивается в 750—850 млн. лет. Среди гранитоидов этот исследователь выделяет кроме мезозойских протерозойские (690—840 млн. лет) и палеозойские (370—410 млн. лет) образования. Массив Цзяннаня представляет собой фрагмент геосинклинально-складчатой зоны, консолидировавшейся в протерозое и образующей фундамент параплатформы. В этой связи выглядит обоснованным выделение в массиве додевонских (или даже досинийских) золоторудных месторождений, подтверждающееся находками древних россыпей золота в девонских базальных конгломератах [145]. Учитывая тесную связь золота и сурьмы в кварцевожильных месторождениях массива, сказанное может быть отнесено, по-видимому, и к золото-антимонитовому оруденению в сланцах баньси.

Сланцы сложно дислоцированы, простирание их конформно границам массива, меняется от близмеридионального на юге до широтного и северо-восточного на севере. Рудные жилы на месторождениях Воси, Паньси и других контролируются крутопадающими разрывами, согласными сланцеватости или пересекающими ее под острым углом. Мощность жил 0,5—3 м, длина до 600 м, оруденение прослеживается на глубину сотни мет-

ров, часто превышающую протяженность жил. Короткие рудные столбы с богатыми антимонитовыми рудами приурочены к лежащему боку жил и жильных зон. В составе оруденения участвуют антимонит, золото, пирит, арсенопирит, иногда шеелит, вольфрамит, галенит, сфалерит. Жильный кварц значительно деформирован, ему сопутствует кальцит. Изредка по зальбандам жил отмечаются включения кристалликов киновари. Содержания золота в рудах составляют до 17 г/т, сурьмы — до 10—20% [220]. Некоторые месторождения первоначально обрабатывались на золото, а затем стали эксплуатироваться главным образом на сурьму (иногда и вольфрам).

Пластовые сурьмянорудные залежи, представляющие главный промышленный тип месторождений Южно-Китайской провинции, распространены в северной части Цзянси-Хунаньского и в пределах Хубэй-Гуйчжоуского прогибов. Они ассоциируют с ртутным оруденением и приурочены к зонам послынной силицификации (джаспероидизации) карбонатных пород под экраном глинистых сланцев. На месторождении Цинлун горизонт джаспероидно-флюоритовых брекчий мощностью первые метры прослеживается в пологозалегающих карбонатных отложениях на десятки километров [78, 141]. В пластовых ртутных месторождениях группы Ваньшань (Гуйчжоу), размещающихся в раннекембрийских известняках и сопровождающихся послынной доломитизацией и силицификацией, антимонит является одним из распространенных спутников киновари. Он вместе со сфалеритом концентрируется в нижней части согласных пологих ртутнорудных залежей.

Главное месторождение пластового типа Сигуаншань размещается вблизи юго-восточной окраины массива Цзяннаня в девон-карбоновой терригенно-карбонатной толще северной части Цзянси-Хунаньского прогиба. Запасы сурьмы на месторождении превышают 1 млн. т при среднем содержании около 6% [192, 220, 241]. Согласные залежи рудоносных джаспероидов распространены на площади 10×2 км, мощность их достигает 40 м. Залежи занимают устойчивое стратиграфическое положение в верхней части толщи верхнедевонских массивных известняков под горизонтом силицифицированных сланцев мощностью 20 м. Выше залегают слоистые доломитовые известняки раннего карбона с пластами песчаников, в которых отмечены скопления гематитовых оолитов и прослои углей. Мощность нижекарбоновой толщи около 400 м.

При анализе региональных условий размещения месторождения Сигуаншань выявилась интересная особенность его положения в палеоструктурах (рис. 45). На схеме распространения фаций девона [98] месторождение оказывается расположенным во входящем углу, образованном краем девонской суши массива Цзяннаня и «поперечной» береговой зоной северо-северо-западного простирания, протягивающейся от Гуан-

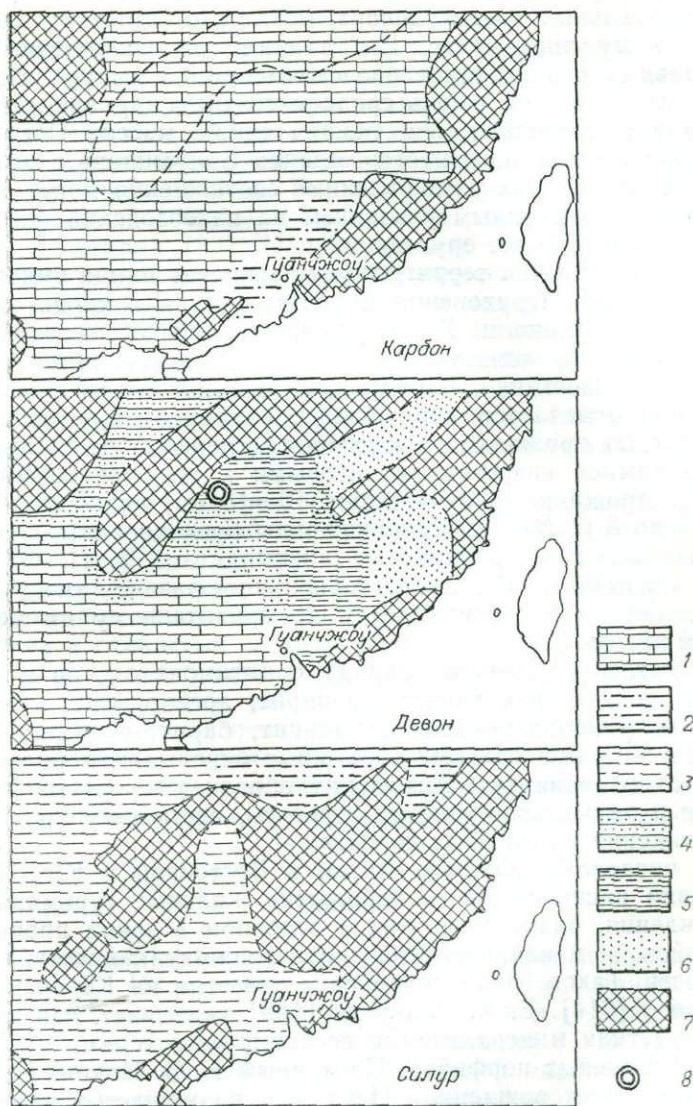


Рис. 45. Фациальные обстановки силура, девона и карбона в Южном Китае и размещение месторождения Сикуншань, по данным работы [98] и др.

1—3 — морские отложения: известняки с подчиненными глинистыми сланцами (1), песчаники и сланцы (2), перемежающиеся карбонатные и терригенные породы (3); 4 и 5 — перемежающиеся морские и континентальные отложения: песчаники и сланцы (4), песчаники, сланцы и известняки (5); 6 — континентальные песчаники; 7 — поднятия; 8 — сурьмяное месторождение Сикуншань.

чжоу примерно на 500 км. Эта зона сопряжения морских и континентальных фаций девона, возможно, отвечает древнему поперечному линеamentу. Его влияние на положение палео-фациальных границ отчетливо сказывается в силуре и девоне, но не улавливается уже в среднем-позднем карбоне, которому отвечает трансгрессия, охватившая также массив Цзяннанью. С учетом локализации месторождения Сикуаншань в позднедевонских отложениях установленные соотношения могут, вероятно, служить косвенным указанием на палеозойский (досреднекарбонный) возраст оруденения.

Рудовмещающая терригенно-карбонатная толща смята в пологие складки. Оруденение концентрируется в своде крупной пологой антиклинали. Рудные залежи сложены метасоматическими кварцитовидными породами — джаспероидами, замещающими известняки. В надрудных сланцах и перекрывающей их толще отмечается пиритизация, развитие крутопадающих карбонатных прожилков. Джаспероиды пересечены сложнопереплетающимися кварц-антимонитовыми и антимонитовыми жилами и прожилками мощностью 10—15 см, редко до 0,75 м, длиной до 5 м. Местами джаспероиды брекчированы, содержат крупные полости, заполненные антимонитом. В. П. Федорчук [141] указывает, что на месторождении развит «подрудный» карст, как бы срезаемый, судя по приведенному им разрезу, рудной залежью.

В составе оруденения наряду с антимонитом, но в подчиненных количествах участвуют пирит, арсенопирит, киноварь; жильные минералы — кварц, кальцит, барит, серицит, каолинит. До 20% руд слагают сурьмяные окисные минералы — валентинит и сервантит. Антимонит образует призматическизернистые и радиально-лучистые агрегаты, часто несущие признаки отложения в открытых полостях.

За пределами Южного Китая в Восточной и Юго-Восточной Азии распространены небольшие жильные сурьмяные месторождения, размещающиеся в основном в зонах проявления мезозойской и кайнозойской интрузивно-вулканической деятельности. Такого рода оруденение известно на Корейском полуострове [214]. Е. А. Радкевич [108] указывает, что сурьмяная и ртутная минерализация ассоциирует с телами позднемоловых кварцевых порфиров. По данным К. Б. Ильина (1962 г.), сурьмяное месторождение Иипхён размещается в выступе архейских кристаллических пород в пределах Пхеннамского платформенного прогиба. Гнейсы и слюдястые сланцы прорваны юрскими гранитами, связанными с мезозойской тектономагматической активизацией древних структур Сино-Корейского щита [108, 153]. Вблизи западного контакта гранитного массива в гнейсах на 2 км прослежена жильная зона северо-северо-западного простирания. Она состоит из серии коротких жил длиной до 50 м, мощностью до 0,5 м, ориентированных

вдоль гнейсоватости. Гнейсы вблизи жил силицифицированы и серицитизированы. Выделяются последовательные минеральные ассоциации: I — пирит, халькопирит, пирротин с серым кристаллическим слабо золотоносным кварцем; II — антимонит с халцедоновидным и друзовым кварцем.

Сходные жильные сурьмяные месторождения известны в пределах Юньнань-Бирманской мезозойской складчатой системы на территории Китая, Бирмы, Таиланда. Последний обладает запасами 100 тыс. т сурьмы и ежегодно дает более 4 тыс. т металла [83]. Однако данные по сурьмяным месторождениям этого региона очень ограничены. Оруденение связано с кварцевыми жилами и зонами окварцевания в палеозойских сланцах и известняках. На участке Раджбери в Центральном Таиланде вскрыта остаточная россыпь мощностью 2—3 м над бедным сурьмяным оруденением в сланцах (0,5% Sb). Содержание сурьмы в россыли 14,63%, а в перекрывающей ее латеритной коре выветривания на глубине 1 м — 4,5% [171].

Мелкие сурьмяные месторождения, ассоциирующие с ртутной и золото-серебряной минерализацией, известны на островах Индонезии и Филиппинах. Свообразные месторождения отрабатывались на территории Саравака (Малайзия). Кварц-антимонитовые жилы залегают здесь в кристаллических известняках и глинистых сланцах вблизи молодых вулканических пород, с которыми связывается оруденение. Антимонит сопровождается реальгаром, киноварью, золотом. В рудных жилах, а также в пустотах и трещинах среди известняков часто встречается самородная сурьма, содержащая включения мелких кристалликов саравакита, слабо изученного оксихлорида сурьмы. Такой парагенезис не встречен в других сурьмяных месторождениях.

Япония

В Японии насчитывается несколько десятков сурьмяных месторождений. Их отработка начиная с 1876 г. приносила от 1000 до 2500 т металла ежегодно, а в период первой мировой войны годовая добыча резко увеличилась до 5—10 тыс. т, но затем значительно снизилась. После второй мировой войны добывалось 300—400 т сурьмы в год в основном из месторождения Накасе. По современной оценке [83] запасы сурьмы составляют 5 тыс. т с содержаниями в рудах 7,6% Sb. Основная масса месторождений сосредоточена во внутренней зоне Юго-Западной Японии к северу от структурной линии Меднана (рис. 46). Эта зона представляет собой блок сиалической коры с хорошо развитым гранитно-метаморфическим слоем [108]. Зона характеризуется терригенным геосинклинальным осадконакоплением в палеозое и мезозое, распространением метамор-

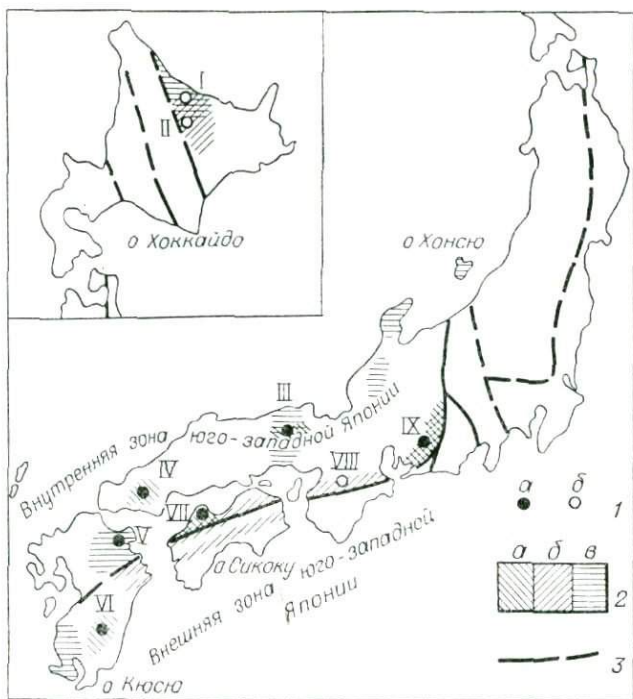


Рис. 46. Схема размещения главных сурьмяных и ртутных месторождений Японии, по данным работ [38] и [243].

1 — месторождения сурьмы (а) и ртути (б): Рюсёден (I), Итомука (II), Накасе (III), Кано (IV), Балзё (V), Хибино, Сика (VI), Итигасикава (VII), Ямато (VIII) и Цугу (IX); 2 — зоны и районы сурьмяного (а), ртутного и сурьмяно-ртутного (б) и золото-серебряного (в) оруденения; 3 — главные структурные линии.

фических образований (блок Хида), широким развитием мезозойских гранитоидов, кайнозойских вулканитов и субвулканических образований. В эвгеосинклинально-складчатой внешней зоне Юго-Западной Японии, а также в кайнозойских островодужных вулканических комплексах эвгеосинклинальной зоны Северного Хонсю и Хоккайдо сурьмяная минерализация представлена незначительно.

Сурьмяное оруденение связано с районами ртутной и золото-серебряной минерализации и часто телескопированно накладывается на последнюю. Одна из главных региональных сурьмяно-ртутных зон вытянута почти на 800 км вдоль разлома Медиа [188]. Разлом был заложен в палеозое на границе мии и эвгеосинклинальных зон. В перми и триасе он выступает как региональный надвиг. В неогене — плейстоцене вдоль разлома

отмечаются малоамплитудные сбросовые подвижки, развитие поперечных разрывов, вулканические излияния.

Вблизи разлома Медяна в северной части о. Сикоку размещается сурьмяное месторождение Итинокава, известное с XVII в. и давшее около 16 тыс. т сурьмы [38]. На месторождении сочетаются крутопадающие и пологие кварцеворудные жилы мощностью до 3 м и длиной 400—500 м, залегающие в палеозойских серицитовых и графитовых сланцах и перекрывающих их неогеновых конгломератах. В составе руд кроме антимонита участвуют пирит и арсенопирит. Рудные агрегаты имеют параллельнопризматическую и друзовую текстуру, местами антимонит образует сплошные мелкозернистые скопления. Антимонитовые друзы прекарсной сохранности из месторождения украшают коллекции многих минералогических музеев мира.

Месторождение Цугу находится в восточной части зоны разлома Медяна. Кварцево-рудные жилы приурочены к некку в центре миоценовой вулканоструктуры, сложенной андезитами и базальтами с габбро-гранитами и гнейсами в основании. По данным Т. Ватанабе [243], рудные столбы в верхней части жил веерообразно расходятся. Длина жил достигает 700 м, мощность 0,3—0,5 м (до 2 м в раздувах), оруденение прослежено на глубину более 280 м. Главную роль в составе жил играют кварц, глинистые минералы, серицит, среди рудных — антимонит, джемсонит, киноварь, самородное золото, также встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, пирит, марказит, пирротин, арсенопирит, молибденит и др. Месторождение представляет собой типичный пример телескопированного оруденения. По заключению С. Хори [188], ртутное и сурьмяное оруденение в рудоносной зоне, контролируемой разломом Медяна, связано с плиоцен-плейстоценовым вулканизмом.

Севернее, в метаморфическом блоке Хида расположено комплексное золото-сурьмяное месторождение Накасе. Рудные жилы его приурочены к блоку палеозойских филлитов и кварцитов, заключенному в юрских серпентинитах. Палеозойские отложения прорваны кислыми субвулканическими интрузиями неогенового возраста. Мощность жил 0,1—0,5 м, длина 500—600 м. Жильные агрегаты имеют полосчатую текстуру, сложены кварцем, антимонитом и бертьеритом и ассоциирующим с ними золотом. В виде примесей присутствуют пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит, реже тетраэдрит и другие сульфосоли. Предполагается, что золото-кварц-антимонитовые жилы месторождения сформировались в палеозое [243]. По данным М. Минато (1968 г.), блок Хида входил в зону варисского тектогенеза. К этому циклу относится, видимо, месторождение Накасе. В близлежащих районах небольшие молодые жилы антимонита секут миоценовые отложения [38].

АВСТРАЛИЯ

Со второй половины XIX в. Австралия является одним из известных производителей сурьмы. На ее территории известно несколько сотен небольших жильных месторождений. Сурьма сопутствует также полиметаллическому оруденению. По данным П. Робертса и Н. Найта [221], с 1862 по 1974 г. в стране получено около 83 тыс. т сурьмы, из них 52 тыс. т из собственно сурьмяных и золото-сурьмяных руд и почти 31 тыс. т попутно в виде сурьмянистого свинца из серебряно-свинцово-цинкового месторождения Брокен-Хилл. Общие запасы сурьмы оцениваются в 109 тыс. т, более половины их (58 тыс. т) — в рудах месторождений цветных металлов.

Один из основных источников сурьмы месторождение Брокен-Хилл широко известно в геологической литературе. Это протерозойское стратиформное полиметаллическое месторождение содержит в галенитовых рудах самородную сурьму, гудмундит, тетраэдрит, буланжерит, дискразит и другие сурьмяные сульфосоли. По данным П. Рамдора (1957 г.), месторождение подверглось значительному метаморфизму.

Западно-Австралийская провинция

Западно-Австралийская провинция охватывает территорию Западно-Австралийского щита, состоящего из массивов Илгарн и Пилбара (рис. 47, А). Сурьмяная минерализация отмечена в единичных из большого числа золоторудных месторождений. В структуре щита выделяются два главных элемента — древние гранито-гнейсовые блоки «первичной коры» и разделяющие их зеленокаменные пояса синклинального строения (так называемые «зеленокаменные трогги»). Пояса сложены породами архейского терригенно-вулканогенного комплекса мощностью до 12 км, в разрезе которого главную роль играют эффузивы основного состава, железистые кварциты, граувакки, силлы диабазов и ультрабазиты. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой и амфиболитовой фации. Р. Уоррен [242] указывает, что уровень метаморфизма резко падает до низких ступеней зеленосланцевой фации с удалением от гранитоидов к внутренним частям поясов. Среди гранитоидов выделяются древние образования (3050 ± 180 млн. лет) и «молодые» граниты (2700—2400 млн. лет).

Золото-сурьмяное оруденение установлено в семи месторождениях, четыре из которых (Блу-Спек, Голден-Спек, Маллина в массиве Пилбара и Уилуна в массиве Илгарн) дали сурьму в промышленных количествах. Месторождения размещаются в наименее метаморфизованных частях зеленокаменных толщ. Они постоянно сопровождаются догранитными дайками и силлами кварцевых долеритов и кварцевых альбитофиров. Р. Прай-

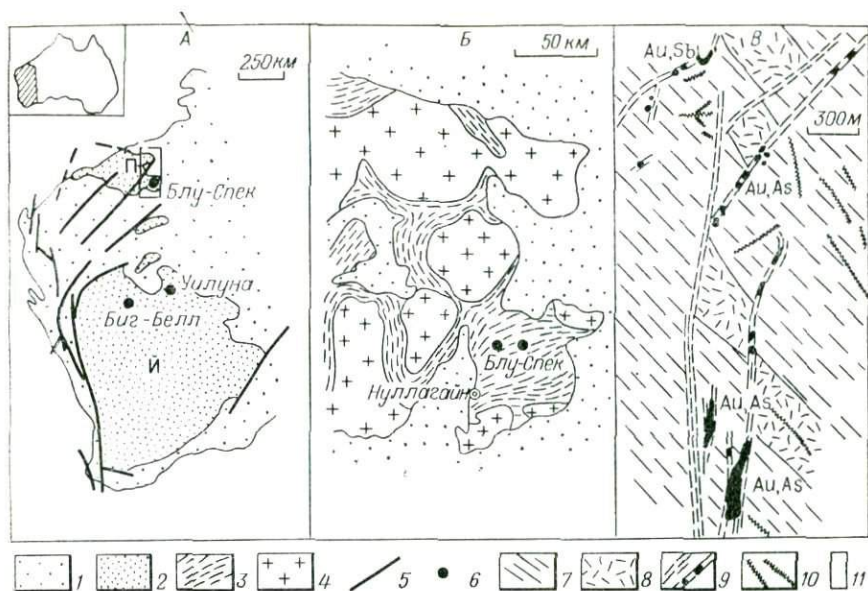


Рис. 47. Схема размещения золото-сурьмяных месторождений в Западно-Австралийской докембрийской золотоносной провинции (А), положение месторождения Блу-Спек в восточной части массива Пилбара, по «Металлогенической карте Австралии и Папуа — Новая Гвинея», 1972 г. (Б) и геологическая схема месторождения Уилуна, по Х. Конолли, 1953 г. (Б').

1 — платформенный чехол и послепарейские складчатые образования; 2 — архейские кристаллические комплексы массивов Пилгари (П) и Пилбара (П); 3 — архейские вулканические и осадочные породы зеленокаменных поясов; 4 — докембрийские гранитоиды; 5 — разломы; 6 — золото-сурьмяные месторождения; 7 — базальты (пиллоу-лавы), порфириты, кислые лавы, метаморфизованные в зеленосланцевой фации; 8 — силл кварцевых порфиров; 9 — зоны расщелачивания и графитизации с золото-арсенопиритовым (Au, As) и золото-антимонитовым (Au, Sb) оруденением; 10 — кварцевые жилы; 11 — участок рис. А, представленный в увеличенном виде на рис. Б.

дер и Дж. Кембелл [181] отмечают, что золото-сурьмяные месторождения Уилуна, Биг-Белл в ряду со многими золоторудными месторождениями являются догранитными. При этом формирование всего золоторудного комплекса было длительным, сонзимеримым со временем становления «молодых» гранитоидов.

Месторождение Блу-Спек в массиве Пилбара является наиболее крупным сурьмяным объектом Западно-Австралийской провинции, обрабатывавшимся в прошлом. Разведка месторождения, возобновленная в последние годы, в основном завершена, и с начала 1976 г. снова проводится эксплуатация. Запасы на месторождении составляют 80 тыс. т руды с содержаниями сурьмы 4,63%, золота 45,14 г/т [221]. По данным М. Маккеона [207], кварц-антимонитовые золотоносные жилы размещаются в архейских черных сланцах, песчаниках и кварци-

тах, смятых в сжатые складки близширотного простирания. Месторождение находится на значительном удалении от гранитоидов (рис. 47, Б). Жилы приурочены к зоне рассланцевания, косо секущей напластование. Мощность ее до 12 м, протяженность более 9 км, простирание близширотное, падение крутое к северу. Рудные столбы протяженностью 12—45 м и мощностью 1,5—2,4 м приурочены к изгибам зоны рассланцевания на участках пересечения ею крупных пластов песчаников. Золото связано в равной степени с антимонитом и пиритом. Последний вместе с арсенопиритом образует рассеянную вкрапленность в зоне рассланцевания. Незначительными примесями представлены магнетит, халькопирит, сфалерит, шеелит, теллуриды (калаверит и риккардит), из жильных минералов — железистые карбонаты.

На месторождении Уилуна (массив Йилгарн) было добыто почти 4 тыс. т сурьмы и 69 т золота; содержание сурьмы в рудах 1,25%, золота 9 г/т [149, 221]. По данным Х. Конолли (1953 г.), оруденение приурочено к близмеридиональной зоне разлома в пределах крупного зеленокаменного трога такой же ориентировки. Рудовмещающие нарушения рассекают толщу рассланцованных лав основного и кислого состава с силлами долеритов и кварцевых порфиров (рис. 47, В). Амплитуда сдвиговых перемещений по главному разлому составляет до 1800 м. Кварцево-рудные жилы локализируются в крутопадающих зонах рассланцевания. На северо-западном фланге месторождения обособляется зона с золото-антимонитовым оруденением. Ему сопутствуют пирит и арсенопирит и в виде ничтожных примесей — сфалерит, халькопирит, тетраэдрит, джемсонит и бурнонит. В рудоносных зонах рассланцевания отмечается графитизация. Золото связано преимущественно с арсенопиритом.

Восточно-Австралийская провинция

Восточно-Австралийская провинция протягивается меридионально по восточному краю континента и включает в себя линейные геосинклинально-складчатые системы, направленно омолаживающиеся с запада на восток. От Австралийской платформы к Тихому океану последовательно сменяют друг друга байкальская система Аделаида, каледонская Лаклан, раннегерцинская Ходкинсон и позднегерцинская система Новой Англии [242]. Формирование палеозойских складчатых систем сопровождалось интенсивным многофазным гранитоидным магматизмом, с которым ассоциирует золотое, оловянно-вольфрамовое, молибденовое оруденение. Восточная часть области подверглась в мезозое и кайнозое активизации, с которой, вероятно, связана ртутная минерализация [127].

В складчатой системе Лаклан на территории штата Виктория выделяется золоторудный пояс с известными месторож-

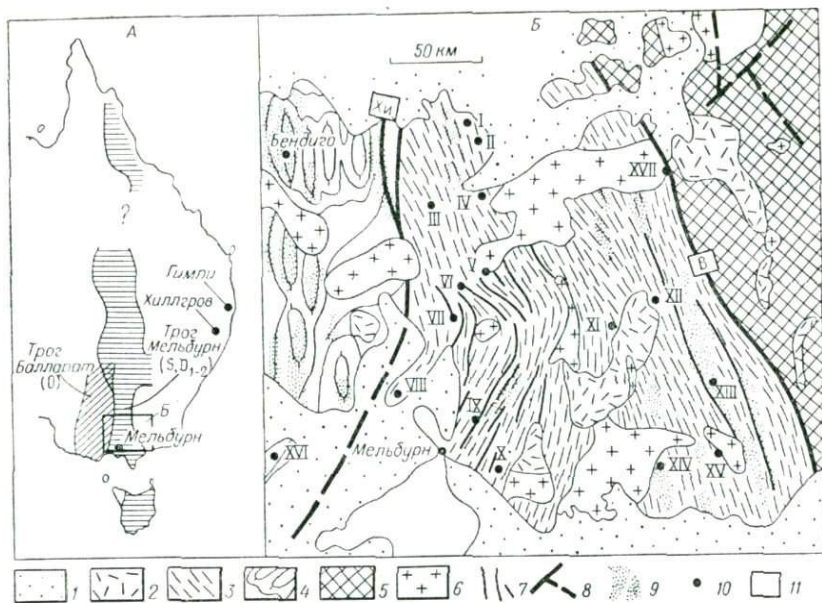


Рис. 48. Положение золото-сурьмяной зоны штата Виктория в палеозойских терригенных трогах (А) и складчатых структурах (Б) системы Лаклан, по материалам Д. Брауна, К. Кэмпбелла, К. Крука, Д. Томаса, Р. Уоррена.

1 — платформенный чехол; 2 — кислые вулканогенные породы позднего девона; 3 — терригенные отложения силура, раннего — среднего девона, смятые в линейные складки в пределах «трога Мельбурн»; 4 — терригенные и кремнистые отложения ордовика, смятые в брахиформные складки в пределах «пояса куполов»; 5 — нижне-среднепалеозойские породы метаморфического пояса Уогга; 6 — среднепалеозойские гранитоиды; 7 — оси складок; 8 — региональные разломы (Хи — Хиткот, В — Веллингтон); 9 — золотоносные площади; 10 — золото-сурьмяные месторождения: Уту (I), Бэйлистоун (II), Кастерфилд (III), Редкастль (IV), Мертон (V), Бродфорд (VI), Килмор (VII), Санбери (VIII), Темплстоун (IX), Рингвуд (X), Енокс-Пойнт (XI), Стокэнс-Ревард (XII), Вудс-Пойнт (XIII), Худли (XIV), Нирим (XV), Штайглицц (XVI) и Татон (XVII); 11 — участок рис. А, представленный в увеличенном виде на рис. Б.

деннями Бендиго, Балларат и др. [149, 181]. В восточной периферической части пояса, по данным Дж. Найта [181], распространено несколько десятков золото-сурьмяных месторождений (рис. 48). Большинство их размещается в синклинорной зоне интенсивной линейной складчатости, сложенной силуро-девонскими глинистыми сланцами и граувакками мощностью более 7000 м. На западе по разлому Хиткот зона линейных складок граничит с «поясом куполов» (по Д. Брауну и др., 1970 г.), представляющем собой относительно приподнятый блок пологих брахискладок, сложенный ордовикскими терригенными отложениями. На востоке к синклинорной зоне линейных складок по разлому Веллингтон примыкает метаморфический пояс Уогга, сложенный интенсивно метаморфизованными нижне-среднепалеозойскими отложениями. В палеотекто-

ническом плане синклинирная зона интенсивной линейной складчатости, вмещающая золото-сурьмяное оруденение, отвечает терригенному «трогу Мельбурн» [242].

Возрастное положение золото-сурьмяных месторождений трактуется по-разному. Одни исследователи считают их, как и весь золото-кварцевый комплекс штата Виктория, связанными с позднедевонскими гранитами [184]. Другие выделяют два этапа золотого оруденения в ордовике и девон-карбоне, относя золото-сурьмяную минерализацию ко второму этапу [242]. Также приводятся данные об ассоциации золотого оруденения, включая золото-сурьмяное, с дайками кварцевых порфиров и кварцевых диоритов. При этом возраст оруденения определяется как послераннедевонский, но до формирования крупных гранитоидных интрузий в позднем девоне [149]. Суммируя эти противоречивые представления, важно подчеркнуть, что золото-сурьмяные месторождения образуют единый комплекс с золото-кварцевыми, они ассоциируют с дайками среднего-кислого состава, размещаются в зоне развития девон-раннекарбонных гранитоидов, но распределяются преимущественно в отдалении от интрузий, являясь, возможно, догранитными.

Золото-сурьмяное месторождение Кастерфилд — наиболее крупное в рассматриваемой зоне. Оно дало с 1860 г. 22,6 тыс. т сурьмы, запасы которой в настоящее время оцениваются в 20 тыс. т при содержании сурьмы 6,8%, золота 19,09 г/т [221]. В XIX в. месторождение обрабатывалось главным образом на золото [220]. По Ф. Стилвелу [234], месторождение представлено системой коротких крутопадающих разветвляющихся кварцево-рудных жил, образующих зону длиной 16 км и прослеженных на глубину более 300 м. Мощность отдельных жил редко превышает 0,5—1 м, длина — сотен метров. Жилы приурочены к близмеридиональной зоне разлома, косо секущей напластование силурийских аргиллитов, смятых в пологую антиклиналь.

Аргиллиты около кварц-антимонитовых жил импрегнированы пиритом, арсенопиритом, пирротинном, частично замещенным марказитом. В составе жил кроме кварца, антимонита и золота участвует карбонат, редкие примеси — сфалерит и халькопирит. Антимонит образует плотные микрозернистые агрегаты с включениями кварца. Золото представлено двумя разновидностями: желтое золото в кварце и мельчайшие зерна (0,01—0,02 мм) медно-красного золота, ассоциирующего с ауристобитом, в мелкозернистой антимонитовой руде. Золото установлено также в виде микрожилков с антимонитом, пересекающих зерна арсенопирита и пирита. В других однотипных золото-сурьмяных месторождениях (Конмдей, Рингвуд и др.) устанавливаются приуроченность рудных жил к зонам рассланцевания, интенсивный динамометаморфизм руд, в составе которых вместе с антимонитом участвует бертьерит.

В пределах складчатой системы Новой Англии на территории штата Новый Южный Уэльс известно более 60 золото-сурьмяных месторождений. Они локализуются в ниже-среднепалеозойских песчанико-сланцевых отложениях, метаморфизованных в зеленосланцевой фации (60% месторождений), карбон-пермских терригенных породах (25%) и палеозойских гранитоидах (10%) [206]. Наибольшее промышленное значение имеет группа месторождений, находящихся в северной части штата в районе, примыкающем с востока к гранитоидам главного батолита Новой Англии. В эту группу входят месторождения Хиллгров, Фишингтон, Уайлд-Кэтл-Крик с общими запасами сурьмы более 50 тыс. т при содержаниях около 4,1% Sb [221]. Оруденение ассоциирует с пермскими гранитоидами, но, возможно, на некоторых месторождениях является более древним [181].

Золото-сурьмяно-вольфрамовое месторождение Хиллгров дало около 15 тыс. т сурьмы, более 14 т золота и 1800 т шеелита. Оно обрабатывается с 1877 г.; первые 50 лет эксплуатации добывались в основном золото и сурьма. Крутопадающие рудные жилы северо-западной ориентировки залегают в аспидных и известковистых сланцах и кварцитах раннепермского возраста [181] и продолжают по простиранию в позднепермские порфиroidные граниты. По данным Е. Харрисона [185], в гранитоидах распространены жилы с шеелитовым оруденением наиболее ранней «фазы» минерализации. В метаосадочных породах размещаются золото-кварцевые жилы, относящиеся ко второй «фазе». Главными сульфидами в них являются пирит и арсенопирит. Третья «фаза» представлена в золото-кварцевых жилах и изолированных телах антимонит-кальцитовым оруденением. Массивные антимонитовые руды обычно деформированы и разлинзованы [181].

Севернее, в штате Квинсленд, находится серия мелких сурьмяных месторождений в золотоносном рудном поле Гимпи (месторождения Нирди, Симпсон и др.). Рудные жилы секут напластование карбонových филлитов и ассоциируют с интрузиями диоритов, имеющих возраст 220 млн. лет, и дайками андезитов [230, 149]. Крутопадающие кварц-антимонитовые жилы структурно связаны с близмеридиональными зонами дробления и смятия. Руды практически незолотоносны, характеризуются невысокими содержаниями сурьмы (1,5—5%), повышенной мышьяковистостью (до 4% As) и сереброносностью (до 100 г/т Ag).

Золото-сурьмяное оруденение отмечается также в Новой Зеландии. В докембрийском золотоносном блоке Западного Берега имеется месторождение Рифтон, в золото-кварцевых жилах которого распространены скопления массивного антимонита [149]. Сурьмяная минерализация не получила промышленной оценки, но с ней часто связано богатое золотое

оруденение. Золото отличается, по данным В. Эммонса (1937 г.), высокой пробой (960—970).

В Новой Зеландии имеются примеры современного сурьмяного рудообразования. Б. Вайсберг [245] описывает в пределах четвертичного вулкано-тектонического грабена Таупо ряд районов с металлоносными отложениями действующих горячих источников и паротермальных скважин (Ваймангу, Вайотапу, Охаки-Бродлендс, Ротокава). Грабен заполнен риолитами и игнимбритами, мезозойское основание на глубине 2,4—3,7 км сложено граувакками. В тонких слоях гейзеритов и озерных илов установлены высокие содержания золота (до 85 г/т), серебра (до 500 г/т), мышьяка (до 1,5%), сурьмы (до 10% и более), вольфрама (до 3%). Металлосодержащие осадки состоят большей частью из опала с мельчайшими зернами сульфидов, в том числе реальгара, метастибнита, пирита и др. Осадки отложены термальными хлоридно-натриевыми водами с температурой у поверхности около 100°С. Вблизи поверхности растворы содержат 0,2—0,3 мг/л сурьмы, отлагающейся вместе с золотом, серебром, мышьяком только в верхней части термальной системы. Осаждение сульфида сурьмы происходит главным образом под влиянием падения температуры.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

На Северо-Американском континенте известны сотни сурьмяных месторождений, 90% которых расположено в Кордильерах. В целом они дали около 400 тыс. т сурьмы. Вытянутый вдоль западного края Северной Америки геосинклинально-складчатый пояс Кордильер разделяется, по Ф. Кингу (1972 г.), на ряд сегментов, рассматриваемых ниже в качестве отдельных сурьмяных провинций Аляско-Канадской, Невадийской и Мексиканской (рис. 49). Геологическими границами провинций являются крупные поперечные линеаменты Льюис-Кларк и Техас.

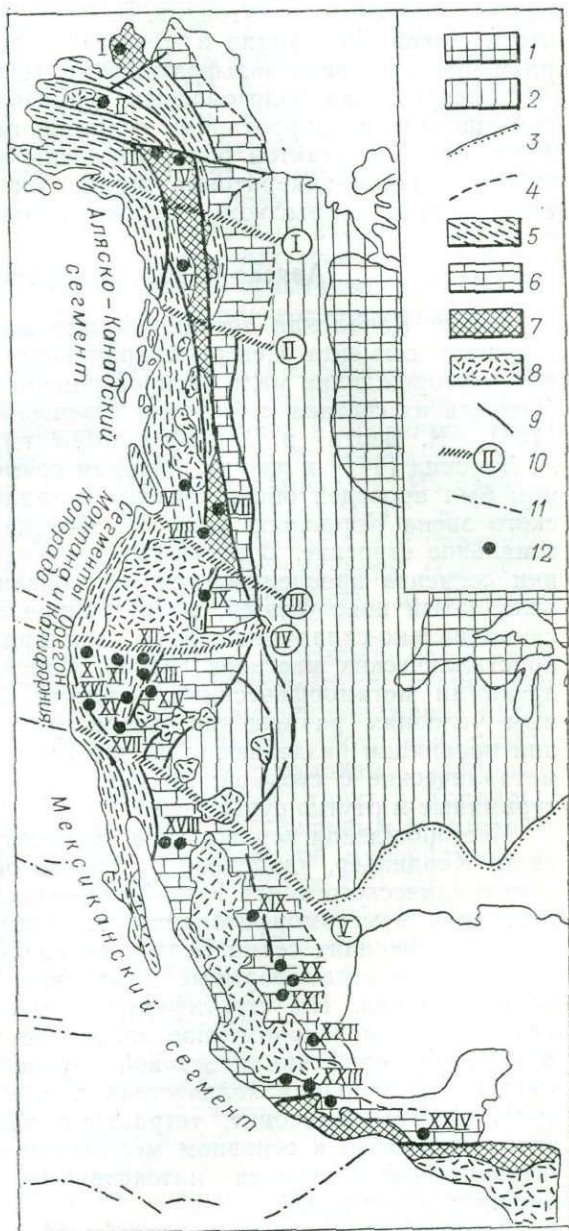
Единичные сурьмяные месторождения отмечены на Канадском щите. В провинции Квебек имеется месторождение Саут-Хэм, отработывавшееся до 1917 г. [175] и снова разведываемое. Слабо золотоносные кварц-антимонитовые жилы залегают в толще докембрийских сланцев, содержащих покровы диабазов и тела серпентинитов. Длина жил до 600 м, мощность 0,6—2 м. Антимонит сопровождается широко распространенной самородной сурьмой при средних содержаниях 2—5% Sb.

В северной части палеозойской складчатой системы Аппалачей имеются отдельные промышленные месторождения сурьмы в провинциях Новая Шотландия и Нью-Брансвик. В последней интенсивно разведывалось жильное месторождение Лейк-Джордж, эксплуатировавшееся в конце XIX — начале XX в. По месторождению подсчитаны запасы 23 тыс. т сурьмы при среднем содержании 5,1% Sb.

Рис. 49. Схема размещения месторождений сурьмы в Северо-Американских Кордильерах. Тектоническая основа по Ф. Кингу (1972 г.) с некоторыми дополнениями.

1 — Канадский щит; 2 — Северо-Американская платформа; 3 — граница складчатых систем Аппалачей и Уачито; 4 — граница складчатого пояса Кордильер; 5 — эвгеосинклинально-складчатые зоны; 6 — миогеосинклинально-складчатые зоны; 7 — метаморфические комплексы массивов; 8 — поля кайнозойских эффузивов; 9 — региональные разломы; 10 — трансрегиональные линеаменты, разделяющие сегменты Кордильер: I — Брюин-Клондайк, II — Стикин, III — Льюис-Кларк, IV — Снейк-Ривер и V — Техас; 11 — трансформные разломы дна Тихого океана; 12 — месторождения сурьмы.

Аляско-Канадская провинция: I — район Ном (Au, Sb), II — Ред-Девил (Hg, Sb), III — Стемпад (Sb), IV — район Фербенкса (Au, Sb), V — район Уайтхорса (Au, Sb), VI — район Бриджер-Ривер (Au, Sb), VII — Салливан (Pb, Zn, Ag, Sb и др.), VIII — район Кер-д'Ален (Pb, Zn, Ag, Sb); Невадская провинция: IX — Йеллоу-Пайн (Au, Ag, W, Sb), X — Салфер-Бэнк (Hg, Sb), XI — Стимбот (Sb, Hg), XII — Сазерленд (Sb), XIII — Энтимони-Кинг (Sb), XIV — район Биг-Крик (Sb), XV — Канделария (Sb), XVI — район Стейтон (Sb, Hg), XVII — Атолия (W, Sb); Мексиканская провинция: XVIII — Каборка (Sb), XIX — Назас (Sb); XX — Сан-Хозе (Sb), XXI — Чаркас (Sb), XXII — Цималан (Pb, Zn, Ag, Sb), XXIII — Уитцукко (Hg, Sb), XXIV — Кунако (Sb, W).



В северных Аппалачах установлена зональность вольфрамового, золотого и сурьмяного оруденения относительно интрузий палеозойских гранитоидов. В. Ньюхауз (1936 г.) указывает, что в Новой Шотландии в гранитах и экзоконтактах интрузий размещаются кварц-вольфрамитовые (шеелитовые) жилы. Далее следует зона золотоносных кварцевых жил с вольфрамитом, шеелитом, пирротинном, турмалином и др. На удалении 2 км от экзоконтактов распространены малосульфидные золотоносные кварц-анкеритовые жилы, сменяющиеся жилами с антимонитом и невысокой золотоносностью.

Аляско-Канадская провинция

Аляско-Канадская провинция охватывает территорию одноименного сегмента Северо-Американских Кордильер. Сурьмяные месторождения мало распространены и слабо изучены. Особенности их состава и строения освещены в работах А. Брукса [169], К. Берга и Е. Кобба (1967 г.), Ф. Баркера [165], А. Даусона [175] и других. Автором совместно с М. И. Ищиконом был проведен общий анализ металлогении Аляско-Канадского звена Кордильер [19, 58]. Провинция имеет отчетливое зональное строение. В прибрежной ее части на всем протяжении сегмента прослеживается мезозойский эвгеосинклинально-складчатый пояс Фрэзер, а по границе с платформой мезогеосинклинально-складчатый пояс Миллард. Их разделяет пояс кристаллических массивов (Юкон, Парселл и др.), сложенных древними метаморфическими толщами. По составу, структурным условиям размещения, возрасту сурьмяные месторождения провинции разделяются на три группы: 1) серебряно-полиметаллические с сурьмой; 2) золото-сурьмяные; 3) собственно сурьмяные и ртутно-сурьмяные.

Месторождения первого типа сконцентрированы в восточной части Кордильер, удаленной от Тихого океана, в пределах полиметаллического пояса Кено-Хилл — Салливан [19]. Они размещаются в метаморфизованных докембрийских песчано-сланцевых отложениях серии Белт и ее аналогов и делятся на докембрийские стратиформные и меловые — третичные жильные месторождения. На стратиформном месторождении Салливан отмечено закономерное зональное распределение буланжерита по периферии пластовой рудной залежи (А. Фризе, 1966 г.). В меньших количествах в полиметаллических рудах присутствуют джемсонит, тетраэдрит, халькостибит. Буланжерит представлен в основном мелкозернистыми плотными агрегатами, подвергшимися интенсивному динамометаморфизму вместе с галенитом.

Ларамийские кварцевые жилы с обильным серебросодержащим тетраэдритом на месторождении Саншайн (район Керд'Ален) отрабатываются на глубинах более 1 км при содержа-

нии сурьмы до 0,3—0,4%. В районе обособляются также многочисленные кварц-антимонитовые жилы, содержащие в больших количествах золото и шеелит [246].

Золото-сурьмяные месторождения распространены в районах золото-кварцевого оруденения, ассоциирующего с поздне-мезозойскими гранитоидами [58]. На Аляске, в южной части массива Сьюард в районе Ном известны золотоносные кварцевые жилы с антимонитом, размещающиеся в палеозойских хлоритовых сланцах и известняках, прорванных телами мезозойских гранитоидов. В рудном поле Биг-Эрра намечается зональное размещение золотоносных кварц-шеелитовых, кварц-сульфидных и кварц-антимонитовых жил; последние тяготеют к периферии поля. Из золото-сурьмяных жил района добыто несколько сотен тонн сурьмы при содержаниях в рудах 35—55% Sb и до 10—15 г/т Au [167].

В северо-западной части Юконского массива в районе Фэрбенкс на 75 км прослеживается линейная зона золото-сурьмяной минерализации, ориентированная в северо-восточном направлении [169]. Здесь известно более 50 проявлений антимонитового оруденения, 18 из них обрабатывались. Из главных месторождений — Скраффорд-Майн, Стибнит-Майн и Саудо-Крик — добыто около 1000 т сурьмы. В южной части провинции также небольшие золото-сурьмяные месторождения известны в районах Бридж-Ривер (Британская Колумбия) и Уайтхорс (Юкон) [175].

От Аляски до Британской Колумбии прослеживаются крупнейшие региональные разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны. Разломы контролируют положение палеоген-неогеновых вулканогенных образований — покровов, субвулканических тел, экструзий. Развитие вулканизма связано с посторогенной кайнозойской активизацией структур Кордильер и сопровождалось интенсивным медно-порфировым и золото-серебряным оруденением, ртутной и сурьмяной минерализацией. В зоне Кускоквим, протягивающейся на 700 км от Бристольского залива к северо-востоку вдоль разломов Денали и Идитарод, состав минерализации меняется с юго-запада на северо-восток от ртутного и сурьмяно-ртутного в осадочных породах к сурьмяному и золото-серебряному с сурьмой в кристаллическом массиве Юкон. В окраинных частях массива, вероятно, совмещаются мезозойское золото-сурьмяное оруденение и третичное сурьмяное и золото-серебряное.

Месторождение Стемпид, описанное Ф. Баркером [165], находится в юго-западной части массива Юкон (район Кантишна) в слюдяных сланцах и кварцито-сланцах серии Берч-Крик. Жильная зона, состоящая из прерывистых ветвящихся жил, приурочена к разлому восток-северо-восточного простирания. Длина зоны более 200 м. Содержания сурьмы колеблются от 3,6 до 22,9%; месторождение дало более 1700 т сурьмы и

имеет запасы 1500 т. Антимонит образует гнезда до 7 м в поперечнике в кварц-кальцитовых жилах. Ему сопутствуют пирит и арсенопирит. Установлено две генерации антимонита: ранний микрокристаллический (0,02 мм) и поздний крупнокристаллический, цементирующий брекчию раннего антимонита.

Невадийская провинция

Кордильерские сегменты Орегон-Монтана и Калифорния-Колорадо, характеризующиеся общими чертами распределения месторождений сурьмы, объединены в единую Невадийскую провинцию. Она целиком находится на территории США, добывающих в последние годы до 500—900 т сурьмы, располагая запасами 109 тыс. т [83, 211]. Попутным извлечением сурьмы из свинцово-серебряных руд упоминавшегося выше месторождения Саншайн (район Кер-д'Ален) и свинцово-цинковых руд стратиформных месторождений района Миссисипи обеспечивается 65% добычи. Небольшое количество сурьмы дают около 200 мелких месторождений Невадийской провинции. Среди них относительно крупными масштабами отличается только комплексное месторождение Йеллоу-Пайн (Айдахо), в значительной мере *отработанное*. Его запасы оценивались в прошлом примерно в 50 тыс. т металла [198]. Из остальных месторождений только три дали несколько более 1000 т, 41 месторождение — от первых десятков до сотен тонн и остальные — первые тонны сурьмы. Месторождения изучались Д. Уайтом, Э. Бейли, Дж. Купером, Е. Лоуренсом, Дж. Танеллом и многими другими [110, 164, 174, 198, 237, 246].

Д. Уайт разделяет месторождения на простые — собственно сурьмяные — и комплексные, в которых сурьма ассоциирует с золотом, серебром, вольфрамом, ртутью, свинцом и цинком. Именно последняя группа является наиболее продуктивной. Большинство месторождений концентрируется в области Бассейнов и Хребтов и на ее северном продолжении в полосе между 111 и 122° восточной долготы. Немногочисленные проявления отмечены западнее этой полосы. В эвгеосинклинально-складчатой зоне, прилегающей к Тихому океану (Калифорния), преобладает ртутное оруденение. Область Бассейнов и Хребтов входит в кайнозойскую систему «сводово-вулканических рифтовых зон» Кордильер (по Е. Е. Милановскому, 1976 г.). В палеогене — антропогене она была охвачена тектоно-магматической активизацией, выразившейся в широком развитии субаэрального вулканизма и мощном сбросообразовании на фоне воздымания и общего растяжения коры (К. Кук, 1970 г.).

Развитие кайнозойского вулканизма было многоэтапным. М. Силбермэн и др. [231] выделяют первый этап, с которым связаны излияния главным образом андезитов (43—34 млн.

лет) и второй этап — туфо-лазовые извержения риолитового — кварц-латитового состава (34—17 млн. лет). Эти два этапа соответствуют развитию зоны субдукции в западной части региона. Базальтовая и контрастная базальт-риолитовая ассоциация третьего этапа (17—0 млн. лет) формировались в связи с растяжением земной коры и заложением субмеридиональных рифтовых зон. Образование главной массы «эпитермальных» золото-серебряных месторождений и ассоциирующего с ними оруденения (Sb, Hg, Pb, Zn и др.) относится к последнему вулканическому этапу.

Ширина кайнозойского вулканического пояса в пределах провинции составляет более 1000 км. Сурьмяные месторождения сосредоточены в относительно узкой полосе 150—200 км, протягивающейся с перерывами в северо-северо-восточном направлении на 1200 км вдоль шовной зоны Антлер, разграничивающей палеозойские эв- и миогеосинклинали системы. По данным Д. Гиллули, К. Кука, Р. Робертса, мобильная зона Антлер характеризуется направленной сменой во времени контрастных региональных дизъюнктивных форм: в позднем палеозое, юре, мелу — развитие системы региональных надвигов; в неоген-четвертичное время — субаэральный вулканизм и сбросообразование, сопровождающиеся золото-серебряным, ртутно-сурьмяным и другими видами оруденения.

В Невадской провинции к типу халцедон-кварц-антимонитовых (или антимонит-полисульфидных) жил относится 86% сурьмяных месторождений, 14% представлено прожилково-вкрапленным оруденением в зонах силицификации, серицитизации, аргиллизации пород. Большинство промышленных месторождений размещается в палеозойских известняках и известковистых сланцах. Однако значительное количество их (34%) распределяется в кристаллических породах — гранитоидах, гнейсах, кристаллических сланцах. В кайнозойских вулканических образованиях, субвулканических дайках и штоках или вблизи них находится около 30% месторождений сурьмы. Возраст сурьмяных месторождений разных типов считается позднего неогеновым. Некоторые из них, возможно, относятся к более раннему периоду.

В составе месторождений преобладает кварц нескольких генераций — гребенчатый, халцедоновидный, опаловидный. Антимониту сопутствуют арсенопирит, киноварь (добывалась параллельно с антимонитом в 14 мелких месторождениях), шеелит, тетраэдрит, джемсонит, пираргирит, полибазит, галенит, сфалерит, халькопирит, реальгар, аурипигмент; среди жильных — барит и кальцит. Содержания сурьмы достигают в отдельных жилах 50%, золота 12 г/т, серебра сотен граммов на тонну, селена 3% (в окисленных джемсонитовых рудах).

Рудные жилы района Стейтон (Калифорния), изученные Э. Бэйли и В. Майерсом [164] приурочены к северо-западной

части миоценовой вулканоструктуры хребта Диабло. Овальная вулканоструктура размером 20×15 км вытянута в северо-северо-западном направлении. Ее основание сложено дислоцированными песчаниками и сланцами с телами серпентинитов францисканской серии (юра — ранний мел). На них почти горизонтально залегают миоценовые базальты, сменяющиеся вверх по разрезу андезитами. Общая мощность вулканогенной толщи до 1200 м. В северо-западной части структура прорвана экструзиями андезитов и поздних риолитов, вероятно, жерловой фации. Рудные жилы размещаются в зонах брекчирования северо-северо-западного простирания в вулканитах вблизи эруптивного центра структуры. Мощность жил колеблется от десятков сантиметров до 9 м. Они сложены халцедоновидным кварцем с пиритом, микроигльчатым антимонитом и редким золотом. Брекчированные базальты каолинизированы и силицифицированы. Ранние микрозернистые рудные агрегаты секутся прожилками призматического антимонита, позже которого выделилась киноварь. Запасы сурьмы оценивались в несколько десятков тысяч тонн при содержании в рудах 1,5% Sb, но добыто только несколько сотен тонн.

Месторождение Уайткепс находится на восточном фланге зоны Антлер в области распространения палеозойских карбонатных отложений миогеосинклинального комплекса. Оруденение приурочено к 30-метровому горизонту известняков среди сланцев, на пересечении его серией крутопадающих сбросов северо-восточной ориентировки. Рудные столбы в силицифицированных известняках прослеживаются по падению сбросов на глубину 390 м. Антимонит ассоциирует с реальгаром, киноварью и золотом. В измененных известняках отмечены пирит и флюорит. В прошлом месторождение обрабатывалось на золото. Общее количество добытого металла оценивается в 6 млн. дол. Было извлечено также до сотни тонн сурьмы. Возобновленные в 1970 г. разведочные работы выявили на флангах месторождения крупные залежи антимонита с содержаниями 10—33% Sb.

Рудоносные кварцевые метасоматиты месторождения Уайткепс близки по составу и условиям размещения к джаспероидам, пользующимся, по данным Т. Ловеринга [199], широким распространением в восточной «карбонатной» части провинции. С согласной залежью джаспероидов в палеозойских карбонатных отложениях связано золотое (с ртутью, сурьмой, мышьяком и др.) оруденение известного месторождения Карлин [110]. В рудном поле Тейлор Т. Ловеринг и А. Хейл [200] отмечают развитие рудоносных джаспероидов на контакте известняков и сланцев девонского — пермского возраста. В микрозернистых темных джаспероидах тончайшую вкрапленность образуют антимонит, сфалерит, тетраэдрит, пирит, халькопирит, галенит, пираргирит, углеводороды, серицит.

Почти на всем своем протяжении позднекайнозойская рудосносная вулканогенная зона накладывается на Западный вольфрамовый пояс с кварц-вольфрамитовым и скарново-шеелитовым оруденением, связанным с позднемезозойскими гранитными интрузиями (П. Керр, 1946 г.). На участках сопряжения разновозрастного оруденения появляются сурьмяно-вольфрамовые месторождения с золотом, серебром, киноварью. Комплексное (Au—Ag—W—Sb) месторождение Йеллоу-Пайн, изученное Дж. Купером [174], а ранее Д. Уайтом и другими, находится в западной периферической зоне батолита Айдахо. Позднеюрские — меловые кварцевые монзониты, вмещающие оруденение, контактируют с метаморфизованными карбонатно-терригенными отложениями ордовика. Монзониты пересечены зоной разлома Мидоу-Крик, сопровождающегося дорудными неогеновыми дайками базальтов, кварцевых латитов, трахитов и риолитов. Оруденение приурочено к блоку раздробленных серицитизированных и силицифицированных монзонитов вблизи разлома (рис. 50). Рудное тело имеет форму воронки размером 150×300 м в плане и до 150 м по вертикали. Оруденение тонковкрапленное (0,003—0,6 мм) и микропрожилковое. Выделяются поздние более крупные прожилки антимонита и шеелита. Дж. Купер относит золотоносные пирит и арсенопирит к ранней стадии, шеелит — ко второй и сереброносный антимонит — к третьей, последней стадии минерализации. Минерализация шеелитовой и антимонитовой стадий контролируется одними и теми же системами трещин.

В центральной части рудного штокверка обособляется зона шеелитового оруденения (до глубины 40 м), «вложенная» в зону серебряно-антимонитовой минерализации, прослеживающуюся до глубины 80 м. Периферическую зону и вершину опрокинутого конуса образует ранняя золото-пирит-арсенопиритовая ассоциация. Общая схема рудной зональности месторождения (вверх и к центру): Fe, As, Au→Sb, Ag→W. Месторождение отработывалось при средних содержаниях в рудах до 4,0% Sb, до 6 г/т Au, до 2% WO₃. Содержание серебра в антимоните достигает 1,7 кг/т. По данным 1938—1945 гг., когда было добыто около 11,5 тыс. т сурьмы, устанавливается соотношение в рудах главных компонентов Au : Ag : Sb ≈ 1 : 10 : 10 000.

В районах позднекайнозойской вулканической активности на территории провинции действуют сотни горячих источников. Как указывают Ф. Диксон и Дж. Танелл [110], только пять источников отлагают или отлагали недавно антимонит, киноварь и метациннабарит. Источники С т и м б о т, расположенные на севере штата Невада, группируются на площади 5 км², сложенной мезозойскими метаморфическими породами и гранодиоритами, перекрытыми неогеновыми и раннечетвертичными вулканогенными покровами, прорванными интрузиями риолитов [110, 138, 237]. Хлоридные и хлоридно-бикарбонатные натрие-

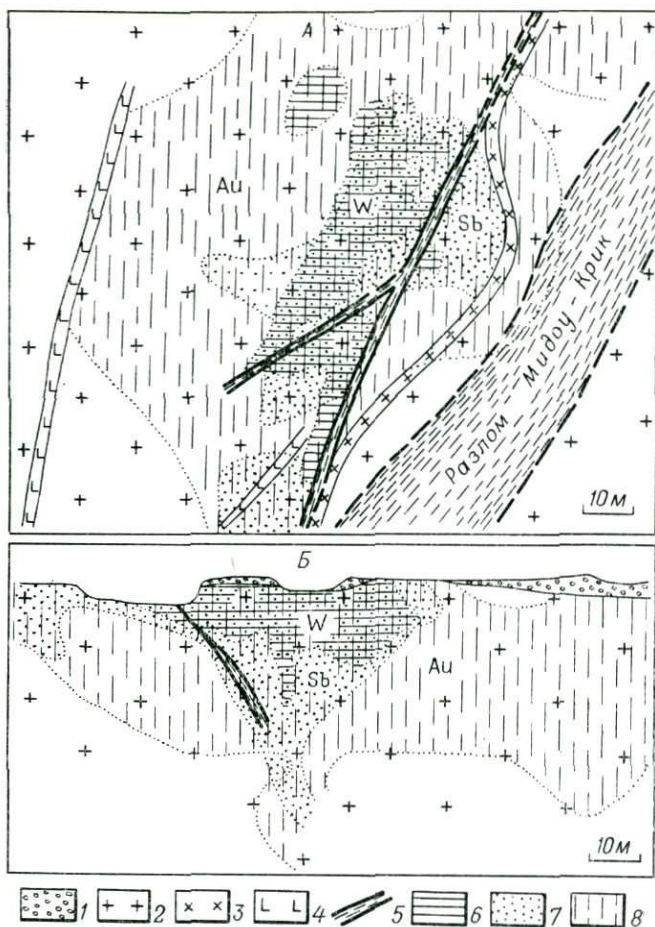


Рис. 50. Схематический план одного из горизонтов (А) и разрез (Б) комплексного (Au—Ag—W—Sb) месторождения Йеллоу-Пайн, по Дж. Куперу [174].

1 — рыхлые отложения; 2 — кварцевые монзониты; 3 — кварцевые латиты; 4 — базальты; 5 — зоны нарушений; 6—8 — прожилково-вкрапленное оруденение: шеллитовое, 0,5—1% WO_3 (6), серебряно-антимонитовое, 1—2% Sb и больше (7) и золото-пирит-арсенипиритовое, 1,4—2,8 г/т Au и больше (8).

вые термальные воды имеют средний показатель $pH=7,2$, температуру у поверхности $43-94,5^\circ C$, общую концентрацию растворенных минеральных веществ $0,002-0,0025\%$ при концентрации сурьмы $0,1-0,4$ частей на миллион. За год термальными водами Стимбот, по подсчетам Д. Уайта [138], переносится около 1 т сурьмы и 5 т мышьяка. Осаждение антимонита определяется, по Д. Уайту, в первую очередь понижением тем-

пературы, а не изменением рН растворов. Киноварь отлагается в приповерхностной зоне до глубины 15 м. Антимонит в виде прожилков и вкрапленности встречен до глубины 45 м от поверхности.

Мексиканская провинция

Мексика долгое время была одной из важных сурьмяных провинций мира, пережившей расцвет в годы второй мировой войны, когда она давала ежегодно более 10 тыс. т сурьмы (в последующем не более 3—5 тыс. т). Общее количество сурьмы, добытой в провинции, может быть оценено в 220 тыс. т при запасах 180 тыс. т [83], сосредоточенных в нескольких десятках месторождений.

Ф. Кинг (1972 г.) относит Мексиканский сегмент Северо-Американских Кордильер к ларамийским складчатым системам миогеосинклинального типа. Геосинклинальный комплекс сложен верхнеюрскими — нижнемеловыми существенно карбонатными отложениями, мощностью до нескольких километров, местами содержащими эвапориты, глинистые сланцы, вулканиты. Верхний структурный ярус образует верхнемеловая — палеогеновая молассовая толща. На большей части территории распространены эффузивы пестрого состава неоген-четвертичного возраста. Около 75% сурьмяных месторождений локализуется в юрско-меловой карбонатной толще, часто вблизи вулканитов или молодых гранитоидов. Месторождения распределяются неравномерно, группируясь по окраинам вулканогенного пояса.

Северная группа месторождений в районе Соноры (Каборка, Тринчерос и др.) представлена кварц-антимонитовыми жилами, размещающимися в палеозойских кварцитах и известняках, а также в эффузивных породах. У поверхности антимонит в значительной мере замещен окислами сурьмы. Месторождения локализуются в единых зонах с позднемеловыми — палеогеновыми эпитермальными серебряными и медно-порфировыми месторождениями [225].

Среди месторождений центральных и южной групп на территории штатов Сан-Луис-Потоси, Сакатекас, Оахака также преобладают халцедон-кварц-антимонитовые жилы и минерализованные зоны брекчирования. Обычно они содержат минералы серебра (пираргирит, прустит кераргирит и др.), джемсонит, сфалерит, киноварь, кальцит, гипс.

Большое промышленное значение в Мексиканской провинции имеют сурьмяные месторождения, не относящиеся к жильному типу. Они немногочисленны и включают в себя, по-видимому, и ранние — допалеогеновые — образования. Ниже рассмотрены три таких «нестандартных» месторождения.

Месторождение Цимапан (штат Идальго), известное почти с начала века, расположено в юго-восточной периферии-

ческой части вулканогенного пояса Западной Сьерра-Мадре. По составу оруденение близко к контактово-метасоматическому типу, представлено лентовидной джемсонитовой залежью в скарнированных (?) меловых известняках [220, 241]. Длина залежи 300 м, ширина 30 м, на глубине она переходит в серию мелких джемсонит-галенитовых жил. Запасы месторождения в прошлом оценивались в 40 тыс. т сурьмы при содержаниях в рудах 4% Sb, 8% Pb, до 90 г/т Ag (в отдельных участках до 500 г/т), 0,3 г/т Au. Джемсонит сопровождается пирротином, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом. Главные жильные минералы — кварц, кальцит, амфибол, апатит, данбурит, альбит, флюорит, гранат. Боковые породы и рудное тело пересечены дайками субвулканических порфиров.

Месторождение Сан-Хозе, находящееся в штате Сан-Луис-Потоси, с 1898 по 1955 г. дало около 73 тыс. т сурьмы. Месторождение детально описано Д. Уайтом и Дж. Гонзалесом [247]. Район сложен верхнеюрскими отложениями мощностью до 700 м, имеющими такой разрез: 1) в основании толщи залегают известняки и интенсивно рассланцованные известковистые сланцы (более 120 м); 2) массивные и грубослоистые серые известняки формации Санта-Эмилия (до 250 м); 3) черные известковистые сланцы (60—120 м); 4) слоистые известняки (более 200 м). Породы смяты в пологие асимметричные складки северо-восточного простирания, нарушенные крутопадающими сбросами северо-западной и близмеридиональной ориентировки (рис. 51). Выделяется главная синклиналь с размахом крыльев до 1 км, осложненная мелкими антиклинальными перегибами.

Пластообразные рудные залежи мощностью 0,5—5,5 м размещаются в верхней части разреза известняков Санта-Эмилия в 6—8 м от сланцевой кровли в пределах горизонта мощностью до 30 м, прослеживающегося непрерывно на площади 4×3 км. Размеры главного рудного участка 2×1 км. Верхняя залежь типа манто несет богатое оруденение, превышающее по запасам три другие залежи, прерывистые и местами выклинивающиеся. На месторождении обрабатывались главным образом богатые руды с содержанием 30% Sb и более. Руды с содержаниями 2—4% Sb, распространенные на широкой площади, не добывались, условия их размещения изучены слабо.

В верхней части залежей обособляется зона интенсивной силификации (джаспероидизации). Она подстилается кавернозными перекристаллизованными известняками. Изменения известняков предшествовали сбросообразованию. В составе оруденения главную роль играют сервантит, валентинит, стибиконит. Антимонит слагает не более 1% руд. В перекристаллизованных известняках отмечена рассеянная вкрапленность киновари. Местами наблюдаются псевдоморфозы окислов сурьмы по антимониту, но чаще они образуют самостоятельные скопления

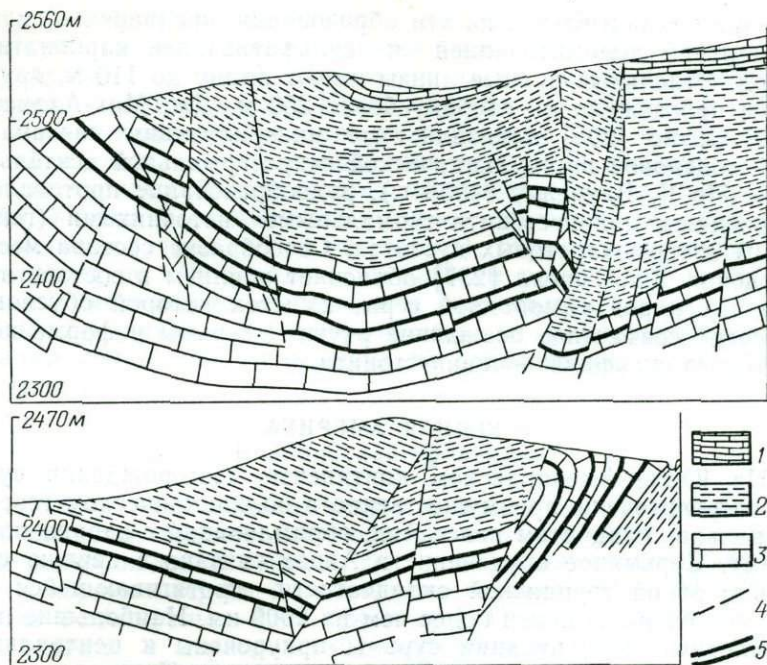


Рис. 51. Геологические разрезы сурьмяного месторождения Сан-Хозе, по Д. Уайту и Дж. Гонзалесу [247].

1 — слоистые известняки; 2 — черные известковистые сланцы; 3 — массивные и грубослоистые известняки формации Санта-Эмилия; 4 — сбросы; 5 — пластообразные рудные залежи типа манто.

в виде плотных скрытозернистых желтовато-кремовых агрегатов или пропитывают силицифицированные и перекристаллизованные породы. Особенно богатые руды приурочены к участкам дробления залежей в замках мелких антиклиналей или вблизи разрывов, многие из которых не выходят за пределы рудоносного горизонта. Вдоль крупных сбросов встречаются пострудные карстовые полости с красной глиной, пересекающие рудные залежи.

Месторождение Уитцукто уникально в своем роде: в составе его руд преобладает достаточно редкий ливингстонит $HgSb_4S_8$, ассоциирующий с антимонитом [205]. Им сопутствуют киноварь, селенит, графит, иногда флюорит, редко метациннабарит, гвадалкацарит, терлингуаит, селениды ртути — тиманнит и онофрит. Оруденение размещается в меловой карбонатно-эвалоритовой толще, подвергшейся интенсивному закарстованию. Карстовые полости в ангидрите и карбонатных породах выполнены доломитовыми брекчиями обрушения (?) и перебитыми четвертичными аллювиальными галечниками. Ору-

денение накладывается на эти образования, предваряясь гидротермальной доломитизацией и сульфатизацией карбонатных пород. Отдельные рудные линзы имеют длину до 110 м, оруденение прослежено на глубину более 250 м. Дж. Мак-Аллистер и Д. Ортис [205] показали, что минерализация связана с плейстоценовой поствулканической гидротермальной деятельностью. По К. Ваупеллу (1938 г.), рудообразование протекало с отложением ливингстонита термальными источниками (гейзерами) в термокарстовых пустотах. Своеобразие состава месторождения Дж. Танелл [237] объясняет обилием в составе вмещающих пород самородной серы, избыток которой обусловил массовое совместное осаждение ртути и сурьмы в форме комплексного сульфида — ливингстонита.

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

На Южно-Американском континенте месторождения сурьмы сосредоточены преимущественно в полициклическом геосинклинально-складчатом поясе Анд, обрамляющем с запада платформу. Сурьмяное оруденение в Андах связано в первую очередь с зоной герцинской складчатости, протягивающейся по восточному краю пояса более чем на 2000 км. Наибольшие промышленные концентрации сурьмы приурочены к центральной части пояса на территории Боливии, а также Перу, где сосредоточено более 95% запасов металла, оцениваемых по всему континенту в 457 тыс. т [83]. В притихоокеанской кайнозойской эвгеосинклинально-складчатой зоне распространены отдельные небольшие жильные антимонитовые месторождения. На территории Чили они распределяются по периферии медно-порфирирового пояса, а также в районах золото-сульфидно-кварцевой минерализации палеозойского блока Берегового хребта [249].

Древние сурьмяные проявления известны в кристаллических комплексах бразильского щита и массива Сьерра-Пампа (Аргентина). Докембрийские золоторудные месторождения на шите — Морру-Велью, Пассажем, Оуро-Прето (штат Минас-Жерайс, Бразилия) — содержат самородную сурьму, как в коренных рудах, так и в золотоносных россыпях [220]. По данным, приведенным С. Д. Шером [149], эти месторождения относятся к типу согласных пластовых золото-сульфидных залежей в толще графитовых, хлоритовых, слюдястых сланцев и железистых кварцитов протерозоя. Р. Флейшер и П. Рутье (1973 г.), изучавшие месторождение Пассажем, пришли к выводу о стратиформном сингенетическом исходном характере золотого оруденения, подвергшегося метаморфизму.

Массив Сьерра-Пампа представляет собой, по В. Е. Ханну (1971 г.), окраинную часть Южно-Американской платформы, вовлеченную в герцинское и альпийское горообразование. В его

пределах известны отдельные докембрийские золотоносные кварцевые жилы с арсенопиритом, пиритом, сфалеритом, иногда антимонитом [149]. В южной части массива находится сурьмяное месторождение Кеврада-де-ла-Севила [229].

Близмеридиональная жила длиной около 1 км и мощностью 0,5—1 м залегает в докембрийских кварцитах, гнейсах и слюдяных сланцах. Жила состоит из зернистого (гранулированного) кварца и антимонита, а также подчиненных — самородной сурьмы (замещающей антимонит), пирита и арсенопирита. Антимонит по текстурным особенностям резко делится на два типа: 1) мелкозернистые агрегаты сланцеватой струйчатой текстуры; 2) параллельно-призматические и радиально-лучистые сростки кристаллов антимонита, не подвергшиеся динамометаморфизму.

Боливийская провинция

Боливия занимает ключевую позицию среди сурьмяноносных областей Южной Америки как по количеству и масштабам месторождений сурьмы, так и по их изученности, связанной в первую очередь с детальными сорокалетними исследованиями Ф. Альфельда [157, 158 и др.]. Почти с начала XX в. в этой стране в периодической эксплуатации находится более 200 сурьмяных месторождений, большинство которых отличается небольшими масштабами оруденения — до 10—15 тыс. т металла. Общее количество добытой сурьмы составляет примерно 500 тыс. т, при годовой добыче в последнее пятилетие более 13 тыс. т. Достоверные запасы оцениваются в 100 тыс. т, а вероятные — 240 тыс. т сурьмы [83, 158, 244].

Сурьмяные месторождения размещаются в пределах так называемого «оловянного» пояса, протягивающегося почти на 900 км от северо-западной границы Боливии с Перу до южной границы с Аргентиной при ширине 50—100 км. «Оловянный» пояс имеет сложный многометалльный спектр рудных месторождений (Sn, W, Au, Pb, Zn, Ag, Sb, Bi, Hg и др.), сформировавшихся на разных этапах тектонической и магматической активности в мезозое и кайнозое [67, 158]. Пояс приурочен к палеозойскому блоку Восточных Кордильер, представляющему собой структуру типа мегантиклинория [67], сформировавшегося на месте палеозойской (герцинской) миогеосинклинали. Блок сложен терригенными отложениями ордовика — нижнего девона общей мощностью около 10 км.

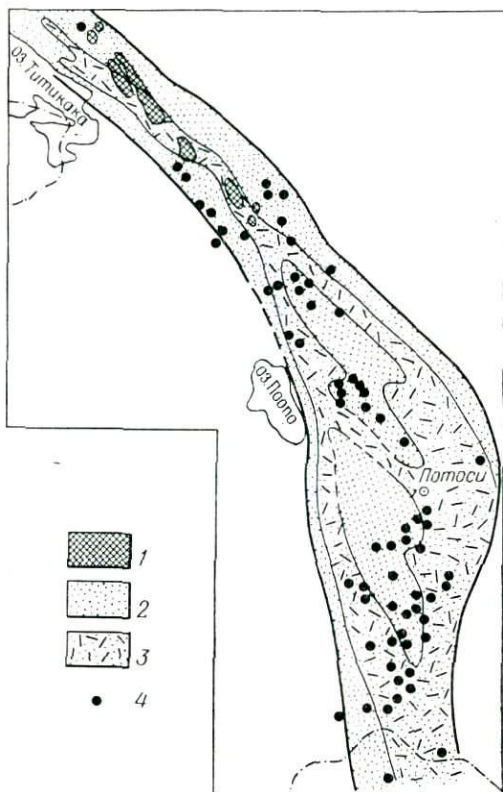
Л. И. Красный после непосредственного знакомства с территорией Боливии сделал ряд существенных заключений о ее строении [67]: а) палеозойская геосинклиналь Восточных Анд относится к эликатронному типу, б) она обнаруживает значительное структурно-формационное сходство с мезозойской Верхояно-Колымской геосинклинально-складчатой областью, в) в

пределах Восточно-Кордильерского мегантиклинория, как и в Верхояно-Колымской области, выделяются районы пологих складчатых дислокаций (северо-восточнее Ла-Пас, юго-восточнее Потоси и др.) и узкие зоны сжатых линейных складок. Структура мегантиклинория Восточных Кордильер связана, с одной стороны, с проявлением позднегерцинской складчатости, сопровождавшейся батолитовым гранитообразованием и региональным метаморфизмом, с другой — со сводово-глыбовыми движениями позднего мезозоя и кайнозоя, сопровождавшимися вулканизмом и субвулканизмом.

Молодые движения реализовались главным образом вдоль поперечных разломов северо-восточного и близширотного простирания, контролирующих положение кайнозойских центров вулканизма и оруденения [139]. Некоторые из этих разломов имеют древнее заложение. К такого рода структурам относится главная поперечная близширотная тектоническая зона Арика-Санта-Крус. К северу от нее блок относительно приподнят, в его пределах обнажаются гранитные батолиты, обнаруживаемые в южном блоке геофизическими методами на большой глубине [157]. Позднегерцинские син- и посттектонические гранитные батолиты имеют размеры до 30×60 км, конкордантны складчатости, сопровождаются периферическими ореолами зеленосланцевого метаморфизма и филлитизации, возраст их по радиологическим данным 180—210 млн. лет [172]. С активизацией связаны позднемиоценовые и плиоценовые субвулканические штоки и экструзии кислого и среднего состава. Они распространены в основном в поперечной зоне Арика-Санта-Крус и южнее ее. Возраст этих образований от 7,8—9,4 до 19 млн. лет.

Двум главным этапам дислокаций и магматизма в «оловянном» поясе Восточных Кордильер отвечают две основные эпохи рудогенеза (рис. 52): 1) позднепалеозойская — раннемезозойская (или триасово-юрская), связанная с позднегерцинским тектоническим этапом; 2) поздненеогеновая, обязанная своим проявлением альпийской тектоно-магматической активизации палеозойских структур. К первой эпохе относится формирование комплекса жильных месторождений (Au, W, Sn, Bi, Zn, Pb, Cu, Sb и др.), ассоциирующих с позднегерцинскими батолитами и образующих около них отчетливые ряды зональности. В поздненеогеновую эпоху произошло формирование уникальных субвулканических серебряных и оловянно-серебряно-полиметаллических месторождений «болливийского типа» (рудный спектр которых включает Pb, Zn, Ag, Sn, Bi, W, Au, Sb и др.). Совмещение в одном поясе разновременных и разнотипных металлогенических ассоциаций привело, согласно заключению А. Шнайдер-Щербина [158, 227], к мобилизации раннемезозойского оруденения. Субвулканические оловянно-серебряные месторождения носят по этим данным гибридный ха-

Рис. 52. Региональное распространение оруденения позднепалеозойского — раннемезозойского и кайнозойского этапов в «оловянном» поясе Боливии, по материалам Ф. Алфельда и А. Шнайдер-Щербина [158].
 1 — гранитные батолиты; 2 — зона позднепалеозойского — раннемезозойского оруденения Au—W—Sb, (Cu, Hg); 3 — зона поздненеогенового оруденения Sn—Bi—Ag—Pb; 4 — месторождения сурьмы.



рактир и сформировался большей частью путем регенерации раннего оруденения. Рудный гибрицизм выражается в развитии реакционных минеральных парагенезисов, многие из которых включают сурьму в качестве одного из ведущих компонентов в составе многообразных сульфосолей (М. Вольф, 1975 г.).

Сурьмяные месторождения рассматриваются одними исследователями как позднегерциньские, другими — как поздненеогеновые [158, 172]. Крайнюю точку зрения сформулировал в одной из последних работ Ф. Алфельд [157], отказавшийся от своих более ранних представлений о связи сурьмяного оруденения с батолитами и отнесший все месторождения сурьмы к самостоятельной позднеплиоценовой эпохе рудообразования. Этой точке зрения противоречат данные о составе, строении, зональности и условиях размещения сурьмяных месторождений Боливии, позволяющие выделить среди них три главные группы, различающиеся по возрасту: 1) золото-антимонитовые и антимонитовые с ферберитом кварцевожилые раннемезозойские; 2) антимонит-ферберитовые барит-халцедон-кварцевые

жильные позднеэоценовые; 3) антимонитовые травертиновые четвертичные.

Золото-антимонитовые и антимонитовые кварцевожильные месторождения пользуются наибольшим распространением по всему поясу от юга Перу до севера Аргентины. Они тесно ассоциируют с малосульфидными золото-кварцевыми месторождениями, в составе которых антимонит является одним из главных спутников золота [149]. Ф. Алфельд подчеркивает минералогическое и морфологическое сходство месторождений сурьмы и золота Боливии, общность контролирующих структур, участие их в едином ряду рудной зональности. В северной части пояса наблюдается четкая латеральная зональность различных типов оруденения относительно позднегерцинских гранитоидов. В экзоконтактах интрузий располагаются кварцевольфрамитовые жилы с небольшим количеством золота, по периферии контактовых ореолов — золото-кварцевые жилы с арсенопиритом, пирротинном, вольфрамитом, шеелитом. На удалении от интрузий они сменяются золото-кварцевыми жилами с сульфидными свинца, цинка и сурьмы, иногда с ферберитом. Внешняя зона представлена кварц-антимонитовыми жилами с золотом и ферберитом, залегающими в слабо метаморфизованных отложениях. В южной части пояса (южнее Потоси), где вскрыта лишь самая внешняя криптобатолитовая зона, наибольшим распространением пользуются золотоносные кварц-антимонитовые жилы. Общее своеобразие выражается в сквозном развитии минералов вольфрама, встречающихся в разных пропорциях и парагенезисах, как во внутренних, так и в промежуточных и конечных членах ряда зональности. Золото в месторождениях внутренних зон значительно обогащено серебром (проба до 750). Для золото-сурьмяных месторождений характерно высокопробное золото (проба 950—970). Принадлежность месторождений рассматриваемой группы к позднегерцинскому (раннемезозойскому) этапу подтверждается находками севернее Потоси галек антимонита в базальных конгломератах меловой формации Пука [158].

Месторождения локализуются в зонах смятия и рассланцевания, сопровождающих нарушения типа взбросов. В южной части пояса такие нарушения, контролирующие размещение золото-кварцевых и золото-сурьмяных месторождений, прослеживаются в двух зонах: восточной протяженностью 180 км и шириной 30 км и более узкой, западной, длиной 45 км (рис. 53, А). Рудоконтролирующие взбросы приурочены к ядрам антиклиналей, они параллельны осям складок или секут их под острым углом. По приведенным Ф. Алфельдом [157] данным К. Баррагана, изучавшего структурные условия размещения сурьмяных месторождений в районе Потоси, ордовикские сланцы были первоначально смяты в пологие складки. Позднее под действием повторных сжимающих усилий сформировались зоны ин-

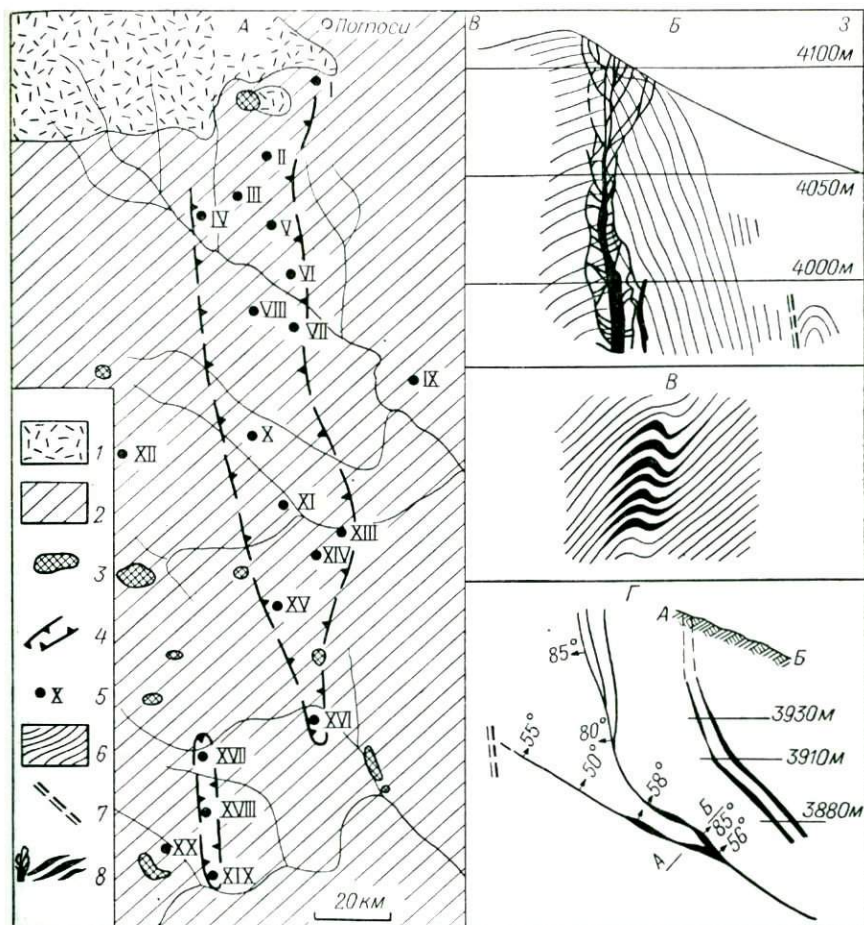


Рис. 53. Схема размещения сурьмяных месторождений в Южной Бовилии (А), разрез рудной жилы «Провидения» месторождения Чуркини (Б), седловидные кварц-антимонитовые жилы месторождения Путума (В) и план и разрез месторождения Санта-Тересита (Г), по Ф. Алфельду [157, 158].

1 — покровы неогеновых вулканитов; 2 — глинистые сланцы, песчаники, кварциты ордовика—силура; 3 — субвулканические штоки и экструзии андезитов, дацитов, риолитов неогенового и неоген-четвертичного возраста; 4 — границы сурьмяных рудоносных зон; 5 — месторождения сурьмы: Аугусто (I), район Сипитани (II), район Долорес (III), Путума (IV), район Каракота (V), Чурата (VI), Карависа (VII), Оропеса (VIII), Палкакача (IX), район Рио-Бланко (X), Оркестака (XI), район Тасна (XII), Хуароя (XIII), Тапи (XIV), Чуркини и Тоторани (XV), Сантьяго (XVI), район Чилко-Кобиха (XVII), район Канделария (XVIII), Роса-де-Оро (XIX) и Сукре (XX). 6 — глинистые сланцы и филлиты на детаельных зарисовках; 7 — разрывы; 8 — кварц-антимонитовые жилы.

тенсивного смятия. Условия сжатия предшествовали оруденению и следовали за ним, приведя к развитию сложной микро-тектоники внутри месторождений.

Характерные морфологические типы сурьмянорудных жил показаны на рис. 53, Б—Г. В зонах расщепления отмечены

также жилы четковидной и линзовидной формы. В жильных телах отчетливо проявлены признаки деформаций, грануляции и дробления жильного кварца, рекристаллизации массивного антимонита, что позволило отнести месторождения к синскладчатым образованиям [158].

Рудный район Каракота, один из наиболее продуктивных в южной части пояса, контролируется зоной смятия длиной 20 км, протягивающейся вдоль свода широкой антиклинали, сложенной черными сульфидизированными сланцами. Ширина зоны смятия 200—300 м. Четковидные и линзовидные рудные жилы, залегающие согласно со сланцеватостью, имеют длину 50—300 м при мощности до 2 м. Оруденение прослежено на глубину 200 м. Рудные столбы приурочены к разветвлениям жил, а также к участкам их изгиба. Кварц с вкрапленностью пирита распределяется по зальбандам жил, массивный зернистый антимонит — в их центральной части. С глубиной относительное количество кварца в жилах увеличивается, в антимоните появляются включения ферберита. В кварце и антимоните отмечены также включения красноватого высокопробного золота, содержания которого составляют 8—30 г/т. Значительная часть золота кристаллизовалась позднее антимонита.

В богатом рудном районе Чилко-Кобиха совместно размещаются золото-кварцевые и золото-антимонит-кварцевые жилы. Дополнительные сведения о них автору сообщил Л. И. Красный, посетивший главное месторождение. Жилы приурочены к системе «осевых» нарушений в ядре антиклинали, сложенной раннеордовикскими сланцами с прослоями песчаников и кварцитов. Главным морфологическим типом оруденения являются седловидные жилы мощностью до 3 м. Массивные антимонитовые руды сконцентрированы в них на участках перегибов, а на флангах жил преобладает кварц. Седловидные жилы сопровождаются крутопадающими рудными телами. На глубине 130 м оруденение значительно разубоживается.

Состав месторождений в разных районах пояса достаточно однороден. Антимониту сопутствуют пирит, ферберит, золото (до десятков граммов на тонну), реже арсенопирит и сфалерит, возможно бертьерит. Пирит, арсенопирит и ферберит предшествуют антимониту. На многих месторождениях золоту и антимониту сопутствует белый шелковистый микрослюдястый минерал. Определения его не приводятся, и он назван диккитом [158], как представляется, без достаточных оснований.

В ряде месторождений (Сан-Луис, Кармен-де-Росарио и др.) наблюдается замещение антимонита джемсонитом, буланжеритом, геокронитом, бурнонитом, халькостибитом, не подвергшимся динамометаморфизму. Они сопровождаются сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом и баритом. Их появление предвзвешивается частичным растворением рекристаллизованного анти-

монита. А. Шнейдер-Шербина [158] связывает указанный поздний полисульфидный комплекс с наложением на раннемезозойское золото-сурьмяное оруденение позднеэоценовой полиметаллической (Pb—Zn—Cu—Ag) минерализации. Совмещение их обусловило развитие новообразованного реакционного парагенезиса, чуждого исходному золото-сурьмяному оруденению.

Антимонит-ферберитовые барит-халцедон-кварцевые жилы представлены ограниченным количеством мелких месторождений. Большинство их сосредоточено в центральной части пояса в районах максимального проявления позднеэоценового вулканизма и субвулканизма и связанного с ним оловянно-серебряного оруденения. В некоторых рудных полях последнего (Порко, Уануни) халцедон-кварцевые жилы с антимонит-ферберитовым оруденением распределяются зонально по периферии, иногда размещаясь в дацитовых штоках или пересекая эоценовые вулканы. В районе Потоси на месторождении Ла-Абандонада сурьмяная минерализация проникает в силицифицированные базальные песчаники меловой толщи [157]. На северном и южном флангах пояса месторождения этого типа тяготеют к участкам размещения более раннего золото-сурьмяного и вольфрамового оруденения.

На месторождении Кондокье рудные жилы размещаются в раннедевонских кварцитах и сланцах в близмеридиональной зоне трещиноватости длиной 5 км и шириной 2 км. Длина отдельных жил достигает 180 м. Они имеют обычно брекчиевое строение. Антимонит ассоциирует с шеелитом и представлен двумя генерациями: I — лучистые агрегаты антимонита в халцедоновидном кварце в ассоциации с баритом, кальцитом и пиритом; II — микроигльчатый антимонит (0,1—1 мм) в шеелите в ассоциации с кварцем. Наиболее поздние выделения образует барит. Шеелит местами замещается ферберитом. На этом месторождении, а также на месторождениях Уануни, Лекьепалка, Ла-Индия, Колпа-Колпа антимонит выделялся ранее минералов вольфрама — ферберита, гюбнерита, шеелита — или одновременно с ними. В числе рудных минералов на некоторых месторождениях отмечены сфалерит, галенит, тетраэдрит, марказит. Боковые породы силицифицированы, осветлены, иногда содержат тонкую вкрапленность ферберита и пирита.

Антимонит отлагается современными термальными источниками во многих местах «оловянного» пояса. Источники Акорра, Чигуаката, Карма, Инкуйо располагаются в районах развития ранних сурьмяных месторождений других типов. Температура терм 35—72°С, воды щелочные, содержат H₂S, CO₂, SiO₂. Они отлагают известковистые или кремнистые травертины и жилы опаловидного кварца. Антимонит содержится в них в виде игльчатых скоплений; кроме того, отмечены колломорфные выделения метастибнита, окислы сурьмы, пирит, марказит, сера, редко киноварь, в числе жильных мине-

ралов — карбонаты, халцедон, опал, кварц, каолинит, барит, ярозит.

С термальными источниками связываются жилы окисных минералов сурьмы. Они отмечены в районе месторождения Чурата в южной части пояса и на месторождении Донцелла (район Жужуй) в северной Аргентине. По данным Ф. Алфельда (1948 г.), это месторождение представлено двумя метасоматическими жилообразными телами мощностью более 2 м в покрове плиоценовых дацитов. Тела имеют брекчиевое строение и состоят из обломков жужуйита, замещающего дацит, сцементированных опалом. Жужуйит — железисто-сурьмяный окисел неясного состава и структуры (Fe_2O_3 — 65,2%, Sb_2O_3 — 18,59%). В опаловом цементе брекчии установлено присутствие антимонита.

ГЛАВА 3

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ В ГЛОБАЛЬНЫХ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСАХ

Большинство сурьмяных рудных провинций размещается в главных глобальных подвижных поясах (по М. В. Муратову, 1966 г.): Урало-Монгольском, Средиземноморском и Тихоокеанском. В Атлантическом поясе имеется только одна второстепенная Аппалачская провинция. Арктический и Капский пояса почти лишены сурьмяного оруденения. Выделяется ряд сурьмяных провинций в докембрийских подвижных областях, являющихся элементами строения современных щитов, выступов докембрия среди более молодых отложений.

Сурьмяные провинции докембрийских подвижных областей

К этой группе относятся провинции щитов — Южно-Африканская, Западно-Австралийская, Балтийская, а также Енисейский кряж. Отдельные сурьмяные месторождения имеются на других щитах — Индостанском, Бразильском, Канадском. Группа разнородна и включает в себя провинции, связанные с подвижными областями разного возраста и типа строения — от раннедокембрийских зеленокаменных поясов до протерозойских терригенных (сланцевых) геосинклинально-складчатых систем. Возраст сурьмяного оруденения также варьирует в широких пределах от раннего протерозоя (не менее 2600—2400 млн. лет) до рифея (673—605 млн. лет). В некоторых провинциях проявлена малозначительная молодая сурьмяно-ртутная минерализация, связанная с палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизацией. Докембрийское сурьмяное оруденение

участвует в металлогенических ассоциациях, главными компонентами которых являются золото и вольфрам. Они входят в состав комплексных золото-сурьмяных жильных месторождений, представляющих главный промышленный тип сурьмяного оруденения в провинциях рассматриваемой группы. Общий «сурьмяный потенциал» провинций, складывающийся суммарно из количества добытого металла и запасов, составляет около 1 млн. т при удельной сурьмяной рудоносности 0,3 т/км². Наибольшая зона Мерчисон (Южная Африка), в которой сосредоточена основная часть добычи и запасов, является одним из немногих участков сверхвысокой концентрации сурьмы в земной коре.

Сурьмяные провинции Урало-Монгольского пояса

Провинции, относящиеся к Урало-Монгольскому палеозойскому подвижному поясу (Уральская, Казахстанская, Среднеазиатская, Забайкальская) целиком расположены на территории СССР. Единичные сурьмяные месторождения отмечены также в Алтае-Саянской области и в складчатых структурах Монголии, однако общая сурьмяная рудоносность этих территорий очень невелика. Это в какой-то мере можно сказать и об Уральской и Казахстанской провинциях, в пределах которых сурьма сконцентрирована главным образом в виде извлекаемой примеси в медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях. В основной Среднеазиатской провинции главную роль играет палеозойское стратиформное антимонитовое и киноварно-флюорит-антимонитовое оруденение. Оно приурочено к кремнистым метасоматитам — джаспероидам — в палеозойском терригенно-карбонатном комплексе герцинской миогеосинклинально-складчатой системы Южного Тянь-Шаня.

В разных частях пояса помимо сурьмяного оруденения, связанного со становлением палеозойских геосинклинально-складчатых систем, распространена наложенная минерализация мезозойского и кайнозойского возраста. Особенно широко она проявилась в Забайкальской провинции в связи с процессами активизации [18]. В. А. Кузнецов [70] подчеркивает существенную роль тектоно-магматической активизации в сурьмяно-ртутном рудообразовании Центральноазиатского пояса, охватывающего большую часть провинций этой группы.

Сурьма участвует в разнотипных металлогенических ассоциациях, наиболее частыми членами которых являются Hg, Pb, Zn, Au, Ag. Главная связь с ртутным оруденением выражается в развитии комплексных киноварно-антимонитовых месторождений. Для пояса в целом характерна весьма невысокая удельная сурьмяная рудоносность (менее 0,1 т/км²), резко возрастающая в Южном Тянь-Шане, взятом отдельно.

Сурьмяные провинции Средиземноморского пояса

Проявления сурьмяного оруденения отмечены на всем протяжении Средиземноморского пояса — от его западной оконечности до сочленения с Тихоокеанским поясом на востоке. Главные сурьмяные провинции (Северо-Африканская, Центральноевропейская, Альпийско-Карпатская, Тосканская, Динарская, Кавказская, Анатолийская) находятся в западной части пояса. Восточнее, в Переднеазиатской и Афгано-Гималайской складчатых областях имеются лишь разрозненные мелкие слабо изученные месторождения сурьмы, большинство которых тяготеет к зонам кайнозойского вулканизма.

Для пояса характерна локализация 85% месторождений сурьмы, включая все наиболее крупные, в палеозойских породах герцинских геосинклинально-складчатых комплексов — как в герцинидах Центральной Европы, так и в блоках ранней консолидации альпийских складчатых сооружений. Сурьмяное оруденение распределяется в провинциях более или менее равномерно, не дает уникальных рудных концентраций и резко отличается в этом от ртутного оруденения, представленного в западной части пояса тремя гигантами — уникальными месторождениями Альмаден, Идрия и Монте-Амиата [127]. Общий «сурьмяный потенциал» пояса составляет около 1 млн. т при удельной сурьмяной рудоносности 0,2 т/км².

Месторождения сурьмы делятся на две главные возрастные группы: палеозойскую и кайнозойскую. К первой группе в Динарской провинции, видимо, можно присоединить и оруденение триасового возраста. Для нее характерно распространение пластовых — стратиформных — месторождений сурьмы в терригенно-карбонатных комплексах миеосинклинального типа и графитовых сланцах вулканогенно-карбонатно-терригенных комплексов эвгеосинклинального или близкого к нему типа. Развитие стратиформного антимонит-пиритового и антимонит-шеелитового оруденения в нижнепалеозойских черных сланцах является особенностью сурьмяных провинций Средиземноморского пояса, на что неоднократно обращал внимание А. Маухер [202]. В других поясах такой тип оруденения выделяется в единичных случаях условно.

В провинциях с широким распространением палеозойских гранитоидов главную роль играет комплексное золото-сурьмяное жильное оруденение. Мезозойская и кайнозойская антимонитовая и киноварно-антимонитовая (иногда с вольфрамом, золотом, серебром) халцедон-кварцевожильная минерализация, связанная с вулканизмом и термальной активностью в зонах активизации палеозойских структур, образует самостоятельные рудные скопления и часто накладывается на более ранние сурьмяные месторождения. Полихронность и разнотипность сурьмя-

ного оруденения предопределяет участие сурьмы в разнообразных металлогенических ассоциациях, особенно характерными компонентами которых являются вольфрам, свинец, цинк.

Сурьмяные провинции Тихоокеанского пояса

Тихоокеанский подвижный пояс является наиболее насыщенным как по количеству сурьмяных месторождений, так и по общим масштабам оруденения. Сурьмяные провинции равномерно распределяются по всему периметру пояса. Всего насчитывается 11 главных провинций: Восточно-Австралийская, Юго-Восточная Азия (включая Южный Китай), Япония, Сихотэ-Алинская, Верхояно-Колымская, Чукотская, Корякско-Камчатская, Аляска-Канадская, Невадийская, Мексиканская, Боливийская. Уникальным по концентрации сурьмы является Южный Китай. Общий «сурьмяный потенциал» пояса, наиболее высокий среди других глобальных структур, равен 7 млн. т, удельная сурьмяная рудоносность в 2—3 раза превышает этот показатель по другим поясам. Однако если исключить из подсчета Южный Китай, показатель выравнивается с удельной сурьмяной рудоносностью Средиземноморского пояса.

Основной промышленный тип сурьмяного оруденения пояса — золото-сурьмяные кварцевожилные месторождения с широким возрастным интервалом формирования от позднего докембрия (?) до раннего мела. Стратиформное антимонитовое оруденение в пластовых залежах джаспероидов представлено крупнейшими месторождениями в палеозойских терригенно-карбонатных отложениях Южного Китая и более мелкими концентрациями в Мексиканской и Невадийской провинциях. Среди проявлений такого рода есть как палеозойские, так и более молодые образования. Во всех провинциях распространены наиболее поздние (меловые и кайнозойские) сурьмяные месторождения типа халцедон-кварцевых жил с антимонитовым оруденением. Они ассоциируют с субаэральным вулканизмом в областях сводово-глыбовых дислокаций Тихоокеанского пояса. В зонах четвертичного вулканизма отмечено современное сурьмяное рудоотложение термальными источниками.

С. С. Смирновым [128] были обоснованы представления о планетарной зональности Тихоокеанского пояса, выделены мегазоны со свойственной им металлогенией: внутренняя притихоокеанская фемическая (Cu, Au) и внешняя континентальная сиалическая (Sn, W, Pb, Au, Ag). Месторождения сурьмы концентрируются главным образом во внешней зоне, интенсивность сурьмяного оруденения, как было отмечено Д. Уайтом, З. В. Сидоренко, В. И. Бергером [14, 119, 246], возрастает в направлении от Тихого океана в глубь материков. Усиление интенсивности сурьмяного оруденения в общем коррелируется с повышением степени континентальности коры — увеличением относи-

тельной мощности гранитно-метаморфического слоя, удревнении его возраста до палеозоя и докембрия. Сурьмяные месторождения участвуют в металлогенических ассоциациях, главные компоненты которых Au, Hg, Pb, Zn, Ag, W, Sn. За исключением космополитных золота и ртути, эти металлы образуют рудные концентрации главным образом во внешней континентальной зоне Тихоокеанского пояса [58, 68, 108, 219]. Только редкие мало-значительные месторождения сурьмы ассоциируют с медно-порфировым и ртутным оруденением в мезозойско-кайнозойских эвгеосинклинально-складчатых системах внутренней зоны пояса (Аляско-Канадская провинция, Калифорния, Чили).

Как указано выше, в Тихоокеанском поясе особенно широким распространением пользуется сурьмяное оруденение, ассоциирующее с позднемезозойским — кайнозойским субаэральным вулканизмом. М. И. Ициксон [57] выделяет в поясе вулканогенные зоны нескольких типов: 1) внутриокеанические базальтоидные на коре океанического типа, 2) окраинно-океанические островодужные андезитовой линии на мозаичной гетерогенной коре переходного типа, 3) окраинно-материковые и внутриматериковые риолитовой линии на коре континентального типа. В вулканогенных зонах первого типа сурьмяное оруденение практически не проявлено. На островных дугах сурьмяные месторождения встречаются только в блоках с палеозойским и мезозойским геосинклинально-складчатым основанием (например, западная часть Японии). В вулканогенных зонах третьего типа, особенно внутриматериковых, по обе стороны Тихого океана распространена обильная сурьмяная минерализация.

Намеченная глобальная зональность распределения сурьмяного оруденения Тихоокеанского пояса объясняется в первую очередь направленным изменением возраста и типа строения земной коры от океана к внутренним частям континентов. Затруднительно связать эту мезозональность для всего комплекса разнотипных и разновременных сурьмяных месторождений с тектоно-магматическими процессами на активных окраинах плит, выделяемых «глобальной тектоникой». Для мезозоя и более древних эпох границы плит реконструируются с большим трудом фрагментарно и соответственно могут привлекаться к анализу только по отдельным территориям. В целом по поясу время образования наиболее молодых месторождений сурьмы примерно отвечает периоду существования современных притихоокеанских плит. Однако в отличие от ртутной минерализации, по заключению Э. Бейли [163], в значительной мере контролирующей пограничными зонами Беньофа, размещение сурьмяных месторождений определяется внутриматериковыми вулканогенными зонами сводово-глыбовых дислокаций. Если в американской части пояса распределение таких зон активизации может быть как-то увязано с тектоникой плит [52], то для азиатской части эти связи пока отчетливо не выявлены.

Часть вторая



СУРЬМЯНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

**(классификация, закономерности размещения
и критерии прогнозирования)**

Глава 4. Классификация месторождений сурьмы — 180

Обзор существующих классификаций (180). Принципы классификации (183). Группировка сурьмяных рудных формаций (184). Экономическое значение сурьмяных рудных формаций (192).

Глава 5. Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация — 194

Вещественная характеристика формации (194). Локальные закономерности размещения оруденения (198). Региональные закономерности размещения месторождений (203).

Глава 6. Золото-антимонитовая березитовая формация — 212

Вещественная характеристика формации (213). Локальные закономерности размещения оруденения (218). Региональные закономерности размещения месторождений (222).

Глава 7. Сурьмяные рудные формации зон субаэрального вулканизма и субвулканизма — 238

Вещественная характеристика формаций (239). Локальные закономерности размещения оруденения (241). Региональные закономерности размещения месторождений (244).

Глава 8. Некоторые общие вопросы металлогении сурьмы — 254

Типы сурьмяных рудных провинций (254). Эволюция сурьмяного оруденения (259). Преобразование сурьмяного оруденения наложенными процессами (263).

Глава 9. Критерии прогнозирования месторождений главных сурьмяных рудных формаций — 268

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СУРЬМЫ

Как показывает приведенное в предыдущей части описание сурьмяных рудных провинций СССР и зарубежных стран, месторождения сурьмы характеризуются разнообразием. Различия месторождений по составу, строению, геологическим условиям размещения служат основой классификации их для целей прогнозирования. Задачи последнего требуют четкой индивидуализации выделяемых типов месторождений по закономерностям размещения, связям с геологическими формациями, рудоконтролирующим факторам и в конечном счете по критериям прогнозирования. Существующие классификации недостаточно отвечают этому требованию, но заключенный в них богатый опыт с возможной полнотой использован в предлагаемой классификации, уже отчасти апробированной при оценке на сурьму всей территории СССР и отдельных регионов [14, 21, 22].

Обзор существующих классификаций

Сурьмяные месторождения изучаются на протяжении многих десятилетий. За это время разработана целая серия классификаций, как систематизирующих собственно месторождения сурьмы, так и охватывающих их наряду с другими рудными образованиями. Существующие классификации можно разделить на три основные группы: структурно-морфологические, геохимические и генетические. Эти группы отражают главные тенденции в исследовании сурьмяных месторождений, связанные, с одной стороны, с их разведкой и эксплуатацией, с другой — с выяснением условий становления оруденения.

В основе первого подхода лежит разделение сурьмяных месторождений на два крайних типа — пластовый (согласные, межформационные, контактовые) и жильный (секущие, трещинные и др.) — и последующая детализация по структурному положению, вмещающим породам, минеральному составу. Разные варианты такого рода классификации были разработаны в 40-х — начале 60-х годов в период интенсивного освоения Среднеазиатской ртутно-сурьмяной провинции В. И. Смирновым, В. Э. Полярковым, А. В. Королевым и П. А. Шехтманом, В. М. Крейтером, В. П. Федорчуком, Н. А. Никифоровым и другими [91, 105, 126, 142 и др.]. В последние годы подобное разделение применено к сурьмяным месторождениям Ф. И. Вольфсоном, М. Г. Жариковым, И. И. Лещенко и другими [48, 75].

Геохимическое классификационное направление наиболее последовательно развивает В. А. Кузнецов, выделяющий применительно к ртутным месторождениям укрупненные рудные формации по главным ассоциациям металлов (сурьмяно-ртут-

ную, золото-сурьмяно-ртутную, мышьяково-сурьмяно-ртутную, ртутно-сурьмяно-вольфрамовую) и внутри них минеральные типы месторождений [71]. Формации отнесены к двум генетическим классам: 1) эпитермальному и телетермальному, 2) гидротермальному вулканогенному.

Близкая типизация сурьмяных месторождений с выделением золото-сурьмяно-вольфрамово-ртутной и сурьмяно-ртутной (или сурьмяно-флюоритово-ртутной) формаций дана в общей систематике эндогенных рудных формаций В. С. Кормилициным, П. А. Строной и П. М. Татариновым (1973 г.). В какой-то мере сходен с этим подход Н. Г. Демидовой [44], выделяющей в составе единой ртутной формации минеральные типы, в том числе с участием сурьмяного оруденения. А. Маухер [203] и его последователи [187, 196] все разнообразные сурьмяные месторождения относят к единой сурьмяно-вольфрамово-ртутной формации, главное место в которой занимает раннепалеозойское пластовое вулканогенно-осадочное оруденение.

В общих генетических классификациях рудных месторождений, наследующих в значительной мере принципы, заложенные В. Линдгреном, все месторождения сурьмы относятся к одному эпитермальному классу, характеризующемуся формированием оруденения на небольших глубинах при относительно низких температурах (Г. Шнейдерхен, 1949 г.; Ч. Парк, Р. Мак-Дормид, 1966 г.). Более дробное разделение производится по способу образования рудных тел (выполнение полостей или замещение боковых пород), составу руд, глубинности формирования месторождений. Среди современных отечественных построений к такой классификации близки схемы, предлагаемые И. Г. Магакьяном (1974 г.) и кафедрой полезных ископаемых Ленинградского горного института (1975 г.), в которых сурьмяные месторождения отнесены к двум категориям — умеренных и малых глубин.

Значительно большей детальностью отличаются генетические классификации, разработанные специально для сурьмяных месторождений. Эпиграфом к ним могут служить слова В. П. Федорчука [140, с. 4]: «Классифицируя проявления сурьмяной минерализации, необходимо охватывать весь температурный диапазон гидротермального цикла рудогенеза». В соответствии с такой предпосылкой В. П. Федорчук выделяет четыре класса сурьмяных месторождений: 1) плутогенный, или собственно гидротермальный (жильные и сложные метасоматические залежи с комплексными сурьмяными и сурьмосодержащими рудами), 2) телетермальный (согласные межформационные залежи и жилы), 3) вулканогенный (жилы с многокомпонентными рудами, месторождения оксихлоридов и простых окислов сурьмы, сурьмяные проявления, связанные с современными термами), 4) экзогенный (залежи окисленных руд, делювиально-элювиальные свалы, остаточные кермеситовые россыпи).

Несколько отличающаяся детальная генетическая классификация была предложена Ч. Ваном [241], выделившим среди сурьмяных месторождений: 1) гипотермальные (контактово-метаморфические и высокотемпературные гидротермальные), 2) мезотермальные (трещинные жилы, минерализованные зоны дробления, метасоматические залежи), 3) эпитеpmальные (низкотемпературные и сольфатарные). Имеются и более сложные генетические схемы, в которых наряду с обычными теле-, мезо- и эпитеpmальными месторождениями сурьмы выделяются вторичные телетермальные (регенерированные), промежуточные мезо-эпитеpmальные и т. п. [86].

Кратко перечисленные основные классификации несут существенную информацию о сурьмяных месторождениях, систематизированных под разными углами зрения исходя из разных принципов. Однако применение этих классификационных схем при прогнозно-металлогенических исследованиях наталкивается на определенные трудности. Двучленная структурно-морфологическая классификация с разделением месторождений на пластовые и жильные излишне упрощает природное многообразие месторождений сурьмы. Внутри обеих групп имеются разнотипные сурьмяные месторождения, принципиально различающиеся по геолого-минералогическим особенностям и продуктивности. Геохимические классификации дают генерализованную картину, не всегда отвечающую реальному распределению рудных ассоциаций в конкретных сурьмяных месторождениях.

Разделение месторождений сурьмы по связям с магматическими образованиями, близости или отдаленности от магматического источника, глубинам и температурам образования строится обычно на условных предполагаемых предпосылках, носящих часто дискуссионный характер. Температуры рудообразования не могут, по-видимому, рассматриваться в качестве главного классификационного признака. Результаты термометрических исследований, приведенные выше при характеристике сурьмяных месторождений, показали значительное сходство температур минералообразования. В месторождениях, которые могли бы быть отнесены к теле-, мезо- или эпитеpmальным в указанных выше классификациях, установлены температуры 380—100° С. Антимониту примерно отвечает интервал 200—100° С независимо от принадлежности его к оруденению того или иного генетического класса. Иными словами, разделение сурьмяных месторождений по температурам образования оказывается достаточно условным, искусственным.

Отдельное место занимает классификация рудных, в том числе сурьмяных месторождений, разработанная Е. Е. Захаровым [51]. Она построена на двух признаках — составе парагенетических минеральных ассоциаций и геологических условиях размещения месторождений. Выделены три группы сурьмяных и ртутных месторождений: 1) золото-сурьмяные (золото-стиб-

нит-кварцевая формация) в складчатых структурах, сложенных осадочными и интрузивными породами; 2) киноварные, антимонит-киноварные и антимонит-флюорит-киноварные в складчатых структурах, сложенных только осадочными породами; 3) антимонит-кварцевые, антимонит-флюоритовые, пирит-киноварно-опалитовые в пределах вулканических полей. Такого рода группировка представляется рациональной.

Принципы классификации

Предлагаемая классификация сурьмяных месторождений носит формационный характер и основана на структурно-вещественном принципе. В соответствии с общим определением рудной формации, данным Д. В. Рундквистом [111], сурьмяные формации понимаются как статистически устойчивые парагенезисы руд и гидротермально измененных пород, связанные общей структурой — зональностью. Такой подход к типизации сурьмяных и ртутных рудных формаций для целей прогнозирования подразумевает использование в качестве основных классификационных признаков состав главных рудных минеральных ассоциаций, тип гидротермально измененных пород и их зональность. В. А. Кузнецов с соавторами указывают по этому поводу: «... наибольшее количество информации, поддающейся объективному учету и характеризующей специфику именно данной группы месторождений... заключают в себе сами руды и околорудные метасоматиты» [72, с. 13]. В. П. Федорчук [141] одним из первых использовал гидротермально измененные породы для типизации ртутных и ртутно-сурьмяных месторождений.

Для сурьмяных месторождений характерно тесное сонахождение руд и гидротермально измененных пород, согласованная зональность метасоматитов и оруденения, общность факторов их пространственного размещения, тяготение руд к центральным зонам метасоматических колонок, состав которых существенно влияет на состав жильных (нерудных) ассоциаций. Гидротермальные изменения носят разнообразный характер (серичитизация, глинистые изменения, сульфидизация, окварцевание, карбонатизация и др.), но принципиально могут быть отнесены к трем формациям гидротермальных метасоматитов: аргиллизитовой, березитовой (в понимании В. А. Жарикова и Б. И. Омеляненко [48], Д. В. Рундквиста и И. Г. Павловой [113]) и джаспероидной, выделяемой автором пока условно [16]. Некоторые типы дорудных гидротермальных метасоматитов, с которыми связано ртутно-сурьмяное оруденение, в частности джаспероиды, рассматриваются иногда [44, 105] как оторванные во времени от оруденения, обязанные своим происхождением другому процессу, другому более раннему самостоятельному этапу гидротермальной деятельности. Такая позиция ставит под сомнение правомочность применяемого парагенетического подхода к

выделению сурьмяных рудных формаций. Однако последовательность во времени от метасоматитов к рудоотложению является типичной для гидротермальных месторождений и обусловлена, по Д. С. Коржинскому, кислотно-щелочной эволюцией гидротермальной системы. Для сурьмяных месторождений четко устанавливается предрудный характер изменений, включая джаспероидизацию и другие типы. Кроме трещиноватости, отсутствуют признаки других геологических событий (например, дайки, метаморфизм и т. п.), отделяющих гидротермальный метасоматоз от рудоотложения.

Формационная классификация включает в себя почти всю совокупность разнообразных простых и комплексных сурьмяных месторождений и сурьмосодержащих месторождений других металлов. Она отвечает природному разделению месторождений сурьмы и определяет дифференцированный подход к поискам и прогнозированию сурьмяного оруденения разных формационных типов. Сурьмяные рудные формации обладают наборами вещественных диагностических признаков, позволяющих распознавать их по минимальной информации, т. е. уже на стадии поисковых работ.

Группировка сурьмяных рудных формаций

Классификация сурьмяных месторождений приведена в табл. 6. В названиях рудных формаций отражены типоморфные рудные минералы и гидротермально измененные породы, представленные соответствующей формацией метасоматитов или характерным типом изменений. Всего выделено 10 сурьмяных рудных формаций и четыре группы сурьмосодержащих месторождений других металлов — свинца, цинка, серебра, меди, золота. Формации разделены на главные, охватывающие десятки и сотни месторождений, второстепенные и выделяемые условно по единичным месторождениям. Формации последней категории, еще во многом проблематичные, обеспечивают общую полноту рассмотрения и, с другой стороны, обращают внимание на возможности выявления необычных типов сурьмяного оруденения. Разделение эндогенных и экзогенных формаций не сделано намеренно. Остаточные скопления окисных минералов сурьмы сопутствуют первичному сульфидному оруденению и, как правило, не являются самостоятельным объектом поисков и прогноза. Кроме того, генезис многих сурьмяноокисных месторождений спорен. Часть их в вулканогенных зонах имеет гипогенный характер и образует особую формацию. Валентинит и гидроромейт в составе гидротермальных ассоциаций известны на джаспероидных месторождениях (Джижикрут и Келянское). В классических южнокитайских карстовых месторождениях, образованных скоплениями кермеситовых конкреций («валунов») и считающихся остаточными [78, 140], первичное оруденение не

Таблица 6
КЛАССИФИКАЦИЯ СУРЬМЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Группа сурьмяных рудных формаций (по геологическим обстановкам)	Преобладающий тип оруденения	Сурьмяные формации	Сурьмосодержащие месторождения
I. Амагматических зон длительного прогибания (миогеосинклиналей, авлакогенов)	Согласный — стратиформный	Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная	Стратиформные свинцово-цинковые в осадочных формациях
Ia. Вулканогенных зон длительного прогибания (эвгеосинклиналей)		Антимонит-пиритовая березитовая (?), («колчеданная»)	Колчеданные медные и свинцово-цинковые
II. Зон полихронного гранитоидного магматизма и метаморфизма геосинклинально-складчатых областей	Секущий — жильный	Золото-антимонитовая березитовая <i>Сульфосольно-полисульфидная скарновая</i>	Золото-сульфидно-кварцевые, кварцево-сульфидные (полиметаллические) и др.
III. Зон субаэрального вулканизма и субвулканизма сводово-глыбовых областей		Антимонит-сульфосольно-полусульфидная березитовая Антимонитовая аргиллизитовая Антимонит-ферберитовая аргиллизитовая <i>Антимонитовая листовитовая</i> <i>Антимонит-ливингстонитовая травертино-сульфатолитовая</i> <i>Сурьмянокислая аргиллизитовая</i>	Золото-серебряные и серебряно-полиметаллические Ртутные карбонатно-аргиллизитовые и опалитовые

Примечание. Полужирным шрифтом показаны главные промышленные сурьмяные формации, светлым — второстепенные сурьмяные и сурьмосодержащие промышленные формации, курсивом — условно выделяемые сурьмяные формации, представленные единичными проявлениями небольшого практического значения.

выявлено [108]. Лю Цзи-пан [78] был вынужден прибегнуть к гипотезе ледникового переноса этих «валунов», гидротермальное происхождение которых, по-видимому, не может быть исключено полностью.

По геологическим обстановкам рудные формации разделены на четыре группы. Типизация геологических обстановок основана на выделении зон разной тектонической природы, различающихся по форме и степени проявления магматизма. В какой-то мере такое разделение близко к рассмотренной выше классификации Е. Е. Захарова [51], а также к типизации региональных сурьмяных и ртутных рудных зон советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса, примененной З. В. Сидоренко совместно с Н. И. Поповичем и автором [121]. Группы эти не имеют строгой таксономической определенности, но объединяют родственные сурьмяные рудные формации в соответствии с их естественной группировкой. Краткая характеристика сурьмяных формаций по группам приведена в табл. 7—9, главные из них подробно охарактеризованы в следующих разделах.

I. Группа формаций амагматических зон длительного прогибания (миогeosинклиналей, авлакогенов). Включает в себя сурьмяные формации стратиформного типа, приуроченные к карбонатным или терригенным комплексам миогeosинклиналей и авлакогенов (табл. 7). Главное место в группе занимает киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация. По условиям размещения в эту же группу входят стратиформные полиметаллические месторождения, руды которых содержат сурьму и ртуть в виде примеси. Крупные месторождения такого рода — Салливан (Канада), Брокен-Хилл (Австралия) — уже много лет дают сурьму в качестве побочного продукта.

Не совсем определенное положение в этой группе занимает слабо изученная антимонит-пиритовая березитовая (?) («колчеданная») формация. Она представлена за рубежом немногочисленными в основном мелкими согласными пластовыми месторождениями в графитизированных черносланцевых толщах раннепалеозойского возраста, содержащих карбонатные породы, покровы базальтоидов, кислые туфы (Восточные Альпы, Сардиния, Турция и др.). По заключению А. Маухера [202, 203], такие сурьмяные месторождения относятся к вулканогенно-осадочному типу. Аналоги их на территории СССР пока не выделяются. Возможно, к этой формации относятся некоторые согласные золото-сурьмяные проявления на Урале (Арамашевское), в Енисейском крае и др.

Ia. Группа формаций вулканогенных зон длительного прогибания (эвгeosинклиналей). Представлена сурьмосодержащими колчеданными месторождениями — медными и свинцово-цинковыми. Примеры имеются на Урале (Учалинское), Алтае (Белоусовское), в Казахстане (Текелийское) и др. Антимонит-пи-

Таблица 7

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ I ГРУППЫ

Признак	Формация		
	Киноварно-флюорит-антимонитовая джасперонидная	Антимонит-пиритовая березитовая (?) («колчеданная»)	
Компоненты руд	Sb, Hg, CaF ₂ , (As, Ba, Pb, Zn)	Sb, W, Fe, (As, Zn, Pb, Hg)	
Минералы	Рудные	Антимонит, киноварь, реалгар, аурипигмент, пирит, (арсенопирит, сфалерит, галенит, цинкениит, гетероморфит и др.)	Антимонит, пирит, шеелит, (арсенопирит, бертьерит, сфалерит, сульфосоли, золото, киноварь ?)
	Нерудные	Кварц, карбонаты, флюорит, (барит, битумы)	Сидерит и другие карбонаты, кварц, серицит
Вертикальная рудная зональность (снизу вверх)	Sb, Pb, Zn → Sb, Hg → As Вектор зональности ориентирован вкрест напластования	?	
Вмещающие породы	Известняки, доломиты, (углисто-глинистые и кремнистые сланцы)	Графитовые сланцы, (серицит-графитовые филлиты, актинолит-графитовые сланцы и др.)	
Гидротермальные изменения	Джасперондизация, (карбонатизация, серицитизация)	Березитизация (?)	
Структурно-морфологические типы рудных тел	Пластообразные и линзовидные залежи в структурах экранирования; трубы, гнезда в палеокарсте	Пластообразные залежи, линзы, иногда осложненные наложенными жилами	
Примеры месторождений	Джижикрут, Хайдаркан, Келянское, Сикуаншань	Шлайнинг, Пезинкок, Керамос, Вилласальто	

ритовая березитовая (?) «колчеданная» формация, возможно, принадлежит к этой группе.

II. Группа формаций зон полихронного гранитоидного магматизма и метаморфизма геосинклинально-складчатых областей. В группу входят формации преимущественно комплексных сурьмяных месторождений (табл. 8): золото-антимонито-

Таблица
КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУРЬМЯНЫХ

Признак		Форма
		Золото-антимонитовая березитовая
Компоненты руд		Sb, Au, As, (W, Cu, Pb, Zn)
Минералы	Рудные	Антимонит, бертьерит, арсенопирит, пирит, золото — пробность 940—999 (гудмундит, сфалерит, шеелит, сульфоантимониты)
	Нерудные	Кварц, анкерит, доломит, серицит, (пиррофиллит, гипс)
Вертикальная рудная зональность (снизу вверх)		As, Au, Sb → Sb, Au, As антимонит → антимонит бертьерит → бертьерит ≈ 2 : 1 → > 10 : 1 На глубину возрастание железистости, медистости, мышьяковистости руд
Вмещающие породы		Углистые филлиты, хлорит-серицит-карбонатные сланцы; дайковые породы; редко гнейсы
Гидротермальные изменения		Березитизация
Структурно-морфологические типы рудных тел		Согласные и субсогласные жилы в зонах расщепления; лестничные жилы в дайках, пластах песчаников
Примеры месторождений		Удерейское, Сарылах, Гравелот, Ла-Люсет

вая березитовая, сульфосолюно-полисульфидная скарновая и антимонит-сульфосолюно-полисульфидная березитовая. Первая формация — одна из наиболее существенных — детально характеризуется ниже. Вторая представлена единичными малозначительными проявлениями в экзоконтактовых скарнах позднепалеозойских гранитоидов Кураминской и Сурметашской зон Тянь-Шаня, мексиканским месторождением Цимапан, железо-марганцевым скарновым месторождением Лонгбан в Центральной Швеции. Формация выделена условно, ибо в целом сурьмяное оруденение весьма мало характерно для скарнов. Антимонит-

ца 8
РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ II ГРУППЫ

ция	
Антимонит-сульфосолюно-полисульфидная березитовая	Сульфосолюно-полисульфидная скарновая
Sb, Pb, Zn, Ag, (As, Sn, W, Hg)	Pb, Zn, (Sb)
Блеклые руды, буланжерит, джемсонит, галенит, сфалерит, пирит, арсенопирит, антимонит, (киноварь, касситерит, шеелит)	Галенит, сфалерит, арсенопирит, пирит, халькопирит, тетраэдрит, джемсонит, (магнетит, пирротин)
Кварц карбонаты, хлорит	Гранат, данбурит, волластонит, эпидот, кальцит (флюорит, апатит)
Pb, Zn, Ag, (Sb) → Sb, (Pb, Zn, Ag)	?
Карбонатные и терригенные породы, эффузивы	Известняки на контакте с гранитоидами
Березитизация	Скарнирование, кальцитизация
Секущие жилы, жильные зоны, штокверки	Контактовые залежи, жилы
Соболиное, Почекуевское, Саншайн, Рудняны	Пайбулак, Цимапан, Лонгбан

сульфосолюно-полисульфидная березитовая формация представлена кварцевыми жилами со сложным сульфидным оруденением. Они распространены на флангах районов полиметаллического, оловянно-полиметаллического, серебряно-полиметаллического оруденения, связанного с орогенными гипабиссальными гранитоидными интрузиями. Жилы с сурьмяным оруденением редко имеют самостоятельное промышленное значение. На наиболее крупном месторождении этого типа — Саншайн (полиметаллический район Кер-д'Ален, США) — попутное получение сурьмы связано с металлургической обработкой серебросодер-

Таблица 9
КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СУРЬМЯНЫХ

Признак	Форма	
	Антимонитовая аргиллизитовая	Антимонит-ферберитовая аргиллизитовая
Компоненты руд	Sb, (As, Ag, Hg, Au)	Sb, W, (Hg, As, Au, Ag, Mn)
Минералы	Рудные	Антимонит, арсенипирит, пирит, марказит, (галенит, сфалерит, киноварь, золото, реальгар, сульфосоли Pb, Ag)
	Нерудные	Халцедон, опал, кварц, диксит, карбонаты, (барит, флюорит)
Вертикальная зональность (сверху вниз)	Sb (Pb, Zn, As, Ag) → Sb, (As)	Au, As, Fe → Sb, Ag → W
Вмещающие породы	Разного состава	Метаморфические, терригенные, изверженные разного состава
Гидротермальные изменения	Аргиллизация	Аргиллизация, серицизация
Структурно-морфологические типы рудных тел	Жилы, послонные и секущие минерализованные зоны дробления, штокверки	
Примеры месторождений	Салокачи, Жипкошин, Стемпид	Барун-Шивея, Йеллоу-Пайн, Гюмюшлер

жащих тетраэдритовых руд. Подобные месторождения известны в различных рудоносных провинциях СССР: Соболиное в Сихотэ-Алине, Почкуевское в Забайкалье, Бугулутер в Тянь-Шане и др. [50].

Сурьмяные формации этой группы занимают совершенно определенное место в металлогеническом плане, замыкая ряды рудных формаций «плутонической группы» (по Р. М. Константинову, 1965 г.): ряд вольфрама — золота, ряд олова — свинца — цинка и др.

Таблица 9
РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ III ГРУППЫ

Форма	Форма		
	Антимонитовая лиственитовая	Антимонит-ливингстонитовая травертино-сульфатолитовая	Сурьмяноокисная аргиллизитовая
Компоненты руд	Sb, (Hg, As)	Sb, (Hg, As, Mn, S)	Sb, (As, Pb, Zn)
Минералы	Антимонит, реальгар, аурипигмент, киноварь, пирит, (галенит, линнеит, энаргит, бравоит)	Антимонит, ливингстонит, пирит, марказит, киноварь, реальгар, (сера, вольфрамит)	Сенармонтит, надорит, трипугиит (жужуйит), другие окисные минералы сурьмы, мышьяка, свинца
Вмещающие породы	Халцедон, кварц, доломит	Халцедон, опал, гипс, алунит, каолинит	Опал, халцедон
Вертикальная зональность	?	Sb, (Hg) → Hg → S	—
Гидротермальные изменения	Сerpентиниты, габброиды, вулканиты	Известняки, сланцы, вулканиты, травертины, озерные илы	Мергелистые известняки, дациты
Структурно-морфологические типы рудных тел	Лиственитизация, аргиллизация	Сульфатизация, аргиллизация, опализация	Аргиллизация, опализация
Примеры месторождений	Контактные залежи, сложные жилы	Сложные тела в карстовых полостях, плащобразные залежи, линзы	Пластовые залежи, трубообразные тела, прожилковые зоны
Примеры месторождений	Контактное, Амасия, Лояне	Узон, Стимбот, Уитцуко, Охаки-Бродлендс	Хаммам-Н'Байлс, Хаммамат, Донцелла

III. Группа формаций зон субаэрального вулканизма и субвулканизма сводово-глыбовых областей. Наиболее распространенной является антимонитовая аргиллизитовая формация, менее — антимонит-ферберитовая аргиллизитовая (табл. 9). Они образуют «ядро» этой формационной группы. Остальные сурьмяные формации представлены единичными объектами и выделяются в значительной мере условно. Сурьмяная минерализация встречается в ртутных, золото-серебряных и серебряно-полиметаллических месторождениях вулканогенных поясов Вос-

тока СССР, Японии, Румынии, Невады и др., в отдельных случаях являясь объектом попутной добычи.

Разнообразие этой группе придают формации, играющие подчиненную роль, но отличающиеся оригинальностью состава и строения. Антимонитовая листовенитовая формация представлена единичными небольшими месторождениями (Лояне в Югославии, Контактное в Сихотэ-Алине). Она вряд ли имеет «перспективу роста». Несмотря на присутствие антимонита в большинстве ртутных месторождений метациннабарит-киноварной листовенитовой формации [21], промышленные самостоятельные скопления сурьмы для такой обстановки не характерны.

Антимонит-ливингстонитовая травертино-сульфатолитовая формация включает в себя проявления антимонитового и антимонит-ливингстонитового оруденения, связанного с отложениями горячих источников и сольфатарно измененными породами зон современного вулканизма (Узон на Камчатке, Стимбот и Салфэр Бэнк в США, Охаки-Бродлендс в Новой Зеландии, Уитцуко в Мексике). Оруденение концентрируется на участках открытой разгрузки вулканических терм, современных и раннечетвертичных, и сопровождается наряду с аргиллизацией образованием сульфатолитов — существенно алунитовых, ангидритовых, гипсовых пород. Сурьмяная минерализация распространяется на широкой площади, но отличается слабой интенсивностью. Промышленным являлось только месторождение Уитцуко в Мексике с уникальными по составу киноварно-антимонит-ливингстонитовыми рудами.

Сурьмяноокисная аргиллизитовая формация также представлена единичными месторождениями минералов — окислов сурьмы в зонах молодого вулканизма. В эоценовых и меловых карбонатных отложениях Северного Алжира на месторождениях Хаммимат и Хаммам-Н'Байлс пластовые и жилородные рудные тела сложены сенармонтитом и надоритом. В. П. Федорчук [140] подчеркивает гипогенную природу оруденения и принадлежность его к вулканогенному типу. Сложный железистый гидроокисел сурьмы — жужуйит — образует небольшое месторождение в третичных дацитовых лавах Аргентины (Ф. Алфельд, 1948 г.).

Экономическое значение сурьмяных рудных формаций

Выделенные сурьмяные формации различаются по параметрам оруденения: средним содержаниям сурьмы, размерам рудных тел, масштабам месторождений. Они имеют разное экономическое значение, оценка которого для зарубежных стран дана ниже. Среди сурьмяных формаций могут быть выделены три главные промышленные: киноварно-флюорит-антимонитовая джасперондная (30%), золото-антимонитовая березитовая (34%) и антимонитовая аргиллизитовая (28%), составляющие

в сумме более 90% сурьмяного сырьевого потенциала. Эти формации, близкие геолого-промышленным типам сурьмяных месторождений по В. А. Перваго [101], соответствующим образом выделены в табл. 6 как главные промышленные типы сурьмяных месторождений; им в основном посвящено дальнейшее рассмотрение.

Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация характеризуется наибольшей концентрацией оруденения — крупными запасами сурьмы при относительно небольших размерах региональных рудоносных зон (до первых тысяч квадратных километров). Количество месторождений этой формации по мировым данным составляет около 50, среди них к разряду уникальных (более 300 тыс. т сурьмы) относятся 2, крупных (100 тыс. т и более) — около 10, остальные средние и мелкие.

Золото-антимонитовая березитовая формация имеет несколько иные характеристики: размеры региональных рудоносных зон тысячи — первые десятки тысяч квадратных километров, общее количество месторождений 250, из них уникальных — 2, крупных — 5, около 50 средних (50—100 тыс. т), основная масса — мелкие месторождения.

Третью группу формаций отличает максимальная экстенсивность оруденения: более 1000 месторождений рассеяны в пределах региональных рудоносных зон с размерами десятки тысяч квадратных километров. Только единичные месторождения попадают в категорию средних, одно крупное, все остальные мелкие месторождения с запасами 1—15 тыс. т.

Показательны присущие каждой из формаций соотношения месторождений по масштабам оруденения (крупные:средние:мелкие): киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная 1:1:3; золото-антимонитовая березитовая 1:7:28; антимонитовая аргиллизитовая 1:5:200.

Обращает на себя внимание, что соотношение, характеризующее золото-антимонитовую березитовую формацию, весьма близко к среднестатистическому отношению, полученному А. П. Солововым (1968 г.) для эндогенных рудных месторождений (1:7:49). Отклонение показателей антимонитовой аргиллизитовой формации обусловлено резким преобладанием мелких месторождений. Несовпадение в оценке экономической роли антимонитовой и (антимонит-ферберитовой) аргиллизитовой формации в СССР (3%) и за рубежом (28%), очевидно, объясняется разным подходом к мелким сурьмяным месторождениям, широко осваиваемым полукустарным способом в Мексике, Бразилии, США, Таиланде и др.

Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация резко выделяется по соотношению месторождений разного масштаба, отличаясь общей высокой концентрацией оруденения. Она как будто нарушает эмпирическое правило, что количество месторождений различных классов крупности обратно про-

порционально их запасам. С учетом данных по ртутным и полуметаллическим месторождениям такое отклонение может оказаться вообще характерным для стратиформного оруденения.

ГЛАВА 5

КИНОВАРНО-ФЛЮОРИТ-АНТИМОНИТОВАЯ ДЖАСПЕРОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация, представленная крупнейшими сурьмяными и комплексными ртутно-флюорит-сурьмяными месторождениями, выделена как самостоятельный тип оруденения В. П. Федорчуком [140, 141] на основе материалов по среднеазиатским и китайским сурьмяным месторождениям. Примерно в установленном им объеме формация понимается в настоящей работе. Сурьмяные месторождения этого типа распространены на территории нашей страны в Среднеазиатской провинции, концентрируясь в двух региональных рудных поясах Южного Тянь-Шаня — Южно-Ферганском (Кадамжай, Хайдаркан, Абшир) и Зеравшано-Гиссарском (Джизжикрут, Воланги-Дароз, Турк-Парида). В Забайкалье известны единичные проявления (Келянское, Солонечное), признаки джаспероидного сурьмяного оруденения имеются в Верхояно-Колымской провинции. Среди зарубежных провинций главное место занимает Южный Китай, в пределах которого расположено месторождение Сикуаншань. Менее значительные объекты находятся в Динарской (Заяча, Столице), Тосканской (Тафоне, Монтауто), Невадийской (Уайткепс, Тейлор), Мексиканской (Сан-Хозе) провинциях, возможно, сюда относятся и стратиформные сурьмяные месторождения зоны Рифа Северо-Африканской провинции (Фахама, Кенатар). Месторождения, принадлежащие к этой формации, объединяет в первую очередь постоянная связь пластового сурьмяного оруденения с кремнистыми гидротермальными метасоматитами — джаспероидами, послойно замещающими карбонатные породы. «Эталон» для выделения формации и типизации условий распределения оруденения послужили тянь-шаньские месторождения, изученные с наибольшей полнотой.

Вещественная характеристика формации

Минеральный состав оруденения. Месторождения характеризуются относительно простым составом: антимонит, киноварь и флюорит являются наиболее распространенными компонентами, образующими промышленные концентрации. Они составляют более 90% всего комплекса рудных минералов, но содер-

жаты в рудах в переменных количествах и создают гамму переходов от антимонитовых месторождений (Кадамджай, Сикуншань) к киноварно-антимонитовым (Хайдаркан, Джижикрут) и антимонит-киноварным (Келянское, некоторые месторождения группы Ваньшань в Южном Китае). Независимо меняется количество флюорита, вплоть до образования чисто флюоритовых месторождений такого типа, как это отмечено при характеристике Южного Тянь-Шаня (Куликалон). Второстепенную роль играют пирит, марказит, арсениопирит, реальгар, сфалерит; незначительные эпизодические примеси — пирротин, халькопирит, галенит, тетраэдрит, буланжерит, цинкениит, гетероморфит и др. В отдельных месторождениях (Гурдара, Кара-Камар, Тейлор) сульфосоли приобретают характер главных рудных минералов. Нерудные минералы представлены кварцем, халцедоном, карбонатами (кальцит, доломит, сидерит), баритом, флюоритом, меньше серицитом и глинистыми минералами. Флюорит и барит в переменных количествах присутствуют практически во всех месторождениях формации.

Содержание сурьмы в рудах сильно варьирует по отдельным месторождениям в пределах 0,75—43%, в среднем 2—6%; средние содержания ртути 0,01—0,5%. В сульфосольно-антимонитовых рудах содержание цинка и свинца превышает 5%. Характерно присутствие селена до 6000 г/т в киновари и 1150 г/т в антимоните [152]. Повышенная селеноносность является, по В. П. Федорчуку [141], типохимической особенностью среднеазиатских ртутно-сурьмяных месторождений. В рудах часто присутствуют серебро и золото, добывающиеся из джаспероидных месторождений в Невадийской провинции [110, 199].

Особого упоминания заслуживают окислы сурьмы, распространенные на многих месторождениях джаспероидной формации. Валентинит, сервантит, стибиконит, гидроромеит составляют иногда существенную часть или главную массу оруденения (Сикуншань — 20%, Заяча — 65%, Сан-Хозе — более 95%). Не всегда минералы этой группы имеют вторичное происхождение. На месторождении Джижикрут валентинит входит в состав ранних рудных ассоциаций [92]. В рудных залежах Келянского месторождения гематит и гидроромеит образуют наиболее ранний рудный парагенезис [130].

Последовательность минеральных ассоциаций. Не всегда проявляется полностью на одном месторождении, но устанавливается при сопоставлении рудных парагенезисов на разобнесенных объектах в таком порядке.

1. Предрудная ассоциация (кварц, халцедон, карбонаты, флюорит, пирит, иногда барит) отвечает ранней джаспероидизации карбонатных пород. В некоторых месторождениях (Шинг-Магианский район, Терекское, Тейлор) джаспероиды содержат тончайшую вкрапленность арсениопирита, халькопирита, сфалерита, антимонита и других сульфидов.

II. Рудная сульфосольная (кварц+пирротин, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, буланжерит, блеклые руды, другие сульфоантимониты) отчетливо выражена на единичных месторождениях, в остальных случаях редуцирована.

III. Рудная сурьмяная (кварц, флюорит+антимонит, сфалерит, киноварь), главная по количеству и содержанию сурьмы.

IV. Рудная ртутная (карбонаты, барит+киноварь).

V. Рудная мышьяковая (реальгар, аурипигмент, киноварь).

Во всей совокупности месторождений джаспероидной формации около 80% составляют собственно сурьмяные месторождения с резким преобладанием рудной ассоциации III. Масштаб оруденения не всегда зависит от полноты проявления всей последовательности рудных парагенезисов. Так, на крупнейшем месторождении Сикуншань оруденение образовано практически одной сурьмяной ассоциацией III.

По геологическим данным устанавливается сложное протекание процесса минерализации; это фиксируется даже в рамках одной ассоциации наличием нескольких генераций нерудных и рудных минералов, признаками неоднократного дробления и перекристаллизации рудной массы. Поэтому приведенная последовательность ассоциаций отражает только общую тенденцию развития оруденения на месторождениях джаспероидной формации. В таком же плане, как весьма приближенные, следует в этой связи рассматривать и палеотемпературы минералообразования главных ассоциаций, полученные по данным термобарометрии для месторождений Среднеазиатской, Забайкальской и Тосканской провинций [59, 81, 130, 152, 177]: I—320—290°С (и выше); II—?; III—286—120°С (отложение основной массы антимонита); IV—180—80°С; V—50°С и ниже (?).

Гидротермально измененные породы. Главным видом рудных гидротермальных изменений является джаспероидизация рудовмещающих карбонатных пород. Термин «джаспероид» введен в 1898 г. Дж. Сперром для обозначения микрозернистых халцедоновых метасоматитов, развивающихся преимущественно по карбонатным породам. Джаспероиды сурьмяных месторождений представляют собой халцедон-кварцевые метасоматиты, послойно замещающие карбонатные породы с образованием согласных монокварцевых пластообразных и лентовидных тел. Мощность их колеблется от первых единиц до десятков метров, протяженность — от сотен метров до километров. Джаспероидизация накладывается на породы, подвергшиеся раздроблению, закарстованию. Иногда она сопровождается флюоритизацией и баритизацией. Глинисто-кремнистые и кремнисто-карбонатные породы подвержены изохимической перекристаллизации с переходом в темноокрашенные роговикоподобные породы без существенного привноса кремнезема [87]. При джаспероидизации карбонатных пород привнос кремнезема, составляющий более 1 т на 1 м³, компенсируется выносом кальция, маг-

ния, двуокиси углерода и других компонентов и обеспечивается десилицификацией нижележащих сланцевых толщ [141] или иными источниками, среди которых может оказаться силицификация терригенно-карбонатных отложений при выветривании [199].

Колонка изменений включает в себя периферические зоны доломитизации, кальцитизации. В глинистых сланцах, образующих кровлю джаспероидных залежей, отмечается аргиллизация, серицитизация, графитизация и пиритизация, развитие серии кальцитовых и доломитовых прожилков. Джаспероиды слагают четко выраженную и ограниченную по мощности центральную зону метасоматической колонки. Нижние и верхние зоны изменений, иногда симметричные (карбонатизация), не имеют четких границ, постепенно затухают с удалением от джаспероидов при мощности зон до 150 м и более. Оруденение концентрируется в центральной джаспероидной зоне. К залежам джаспероидов приурочено не менее 80% рудных тел, занимающих 5—30% их мощности и до 10—20% площади [142].

Главное, что следует еще раз подчеркнуть, характеризуя джаспероиды, это их необычную для гидротермальных метасоматитов стратиформность. Они образуют «протяженные рудовмещающие горизонты» [126], занимающие устойчивое стратиграфическое положение в пределах региональных рудоносных зон и районов. Джаспероиды сохраняют определенную независимость от складчатости и магматизма и проявляются как в сложных структурных обстановках, так и в почти недислоцированных карбонатных толщах. Исходя из отчетливой индивидуальности состава, геологического положения и специфических форм проявления джаспероидов, особенностей их зональности и характера связанных с ними рудных образований, представляется целесообразным выделить джаспероиды в самостоятельную гидротермально-метасоматическую формацию [16]. Ее можно рассматривать как аналог аргиллизитовой формации, проявляющейся в особых структурных условиях в карбонатных толщах, обычно вне видимой связи с постмагматическими процессами. Геологические наблюдения и термобарометрические данные позволяют в первом приближении восстановить условия образования сурьмяноносных джаспероидов. Они сформировались в карбонатных породах в результате послыйного кремнистого гелевого метасоматоза с последующей многократной перекристаллизацией при участии весьма слабо минерализованных растворов при температурах $300 \pm 50^\circ \text{C}$.

Зональность оруденения. На ограниченном числе месторождений проявляется вертикальная изменчивость состава оруденения в пределах отдельных согласных пластообразных рудных тел или в их многоярусных сериях. Вектор зональности ориентирован вкрест напластования вмещающих пород, т. е. по мощности залежей. Это соответствует общему случаю для страти-

формных доскладчатых месторождений [112]. На месторождениях Кара-Камар и Гурдара снизу вверх отмечен переход свинцово-цинково-сурьмяного оруденения в собственно сурьмяное [62]. На нижних горизонтах месторождения Джижикрут установлено клейофан-антимонитовое оруденение, выше оно сменяется антимонитовым и киноварно-антимонитовым [152]. В пределах ряда рудных полей Сох-Исфайрамской зоны антимонит-киноварное оруденение тяготеет к пластовым телам джаспероидов, а реальгар-аурипигментовая ассоциация проявляется в надрудных сланцах [91, 142].

В некоторых пластовых ртутных месторождениях группы Ваньшань, связанных с джаспероидами, отмечено обогащение нижних частей рудных тел антимонитом и сфалеритом. На месторождении Билег (Динарская провинция) к верхнему горизонту джаспероидов приурочено антимонитовое, к нижнему — существенно свинцово-цинковое галенит-буланжеритовое оруденение [191]. В нижней части пластовой рудной залежи месторождения Тафоне обособляется пиритовая зона, выше сменяющаяся антимонитовым оруденением [177].

Принципиально типовые колонки зональности приведены на схеме (полужирным шрифтом выделены главные рудные ассоциации).

		As, (Sb)	↑ Вертикаль- ная рудная зональность
	Hg, (Sb)	Hg, (Sb)	
Sb, (Hg)	Sb, (Hg)	Sb, (Zn, Hg)	
Sb, Pb, Zn	Sb, Pb, Zn, (Fe)		
—————→			
Смена по латерали			

Локальные закономерности размещения оруденения

Литологический контроль, структуры экранирования. Оруденение киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации постоянно приурочено к карбонатным породам: 80% месторождений локализуется в известняках, 20% — в доломитах и доломитовых известняках. В 72% месторождений, включая наиболее крупные, карбонатные породы, замещаемые рудоносными джаспероидами, имеют грубослойное или массивное сложение, в 28% они представляют собой тонкое переслаивание карбонатных, кремнисто-карбонатных и глинистых пород, реликтовая полосчатость которых часто сохраняется в джаспероидах.

Роль экранирования в локализации джаспероидного оруденения подчеркивалась с первых шагов его изучения [105, 126, 142]. Постоянное размещение оруденения в относительно хрупких джаспероидах под плотным малопроницаемым сланцевым

экраном послужило А. В. Королеву и П. А. Шехтману (1954 г.) основанием для выделения самостоятельного морфогенетического типа «тел экранирования». Наиболее богатые рудные тела приурочены к первым 15—20 м мощности джаспероидизированных известняков от их контакта со сланцами. Эффективная пористость рудоносных джаспероидов в Забайкалье составляет 2,2%, в Южно-Ферганском поясе — 3,2% при вдвое меньших пористости и удельной трещиноватости перекрывающих сланцев. Хотя приведенные показатели характеризуют пострудную обстановку, отдаленную во времени от формирования месторождений, они все-таки дают примерные соотношения проницаемости пород и на этапе рудообразования.

Действие сланцевого экрана следует рассматривать и в более широком плане: как фактора распределения дорудного палеокарста, являющегося одним из основных локализаторов оруденения.

Палеокарст. На многих месторождениях рассматриваемой формации в разных провинциях оруденение связано с палеокарстовыми образованиями; это Джижикрут (Средняя Азия), Огневское (Забайкалье), Сикуаншань (Южный Китай), Добрипоток, Лиса (Динарская провинция), Тафоне, Монтауто (Тосканская провинция).

В. Т. Сургай [132] относит ряд сурьмяно-ртутных месторождений Южного Тянь-Шаня к специально выделенному им карстово-цементационному классу, отмечая широкое распространение палеокарста в среднепалеозойской карбонатной толще. С. Янкович [191] выделяет в Динарской провинции карстовый тип пластового сурьмяного оруденения. Особенно детально проявления рудоносного палеокарста охарактеризованы на месторождении Джижикрут В. Ю. Волгиным и В. С. Ивановым.

Формы проявления палеокарста на месторождениях киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации разнообразны: пачки кавернозных, ячеистых известняков; скопления доломитовой сыпучки («муки»); тела несортированных брекчий обрушения, иногда перемешанных со слоистыми кластическими карбонатно-глинистыми карстовыми осадками; щелевидные, куполовидные, разветвленные камеры объемом кубические метры — сотни кубических метров, выполненные крустификационными рудными агрегатами.

Палеокарстовые образования претерпевают различные воздействия от тектонических подвижек до силицификации и оруденения. Это существенно затрудняет выявление палеокарста, требует разработки специальных методов его распознавания. Дорудное карстообразование является, по-видимому, типичным для месторождений киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации. Палеокарст проявляется в различных формах, но занимает в целом постоянное контактовое положение — вблизи контакта надрудных сланцев. Он во многом

определяет неоднородность распределения оруденения, положение и сложную морфологию богатых рудных тел.

Структурный контроль. Соотношение оруденения со складчатыми структурами и рудоконтролирующая роль последних представляются неоднозначными. Рудоносные джаспероидные залежи размещаются как в районах пологого залегания слабо дислоцированных терригенно-карбонатных толщ, так и в зонах развития складчатых структур. В Южном Тянь-Шане и Южном Китае особенно подчеркивается связь сурьмяного оруденения джаспероидной формации с антиклинальными складками [91, 142]. В этих провинциях большинство месторождений приурочено к сводовым частям антиклиналей с размахом крыльев до первых километров, углами падения пород в своде до 30° . Складки носят преимущественно брахиформный характер и, как правило, блокированы на флангах разломами. Имеются месторождения, рудные залежи которых размещаются в пределах пологих синклиналей (Джизжикрут, Сан-Хозе) или протягиваются через ряд смежных складок (Фахама, Кенатар). По общим данным 50% всех месторождений киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации локализуется в антиклиналях, остальные — в синклиналях, моноклиналях, недислоцированных толщах. Иными словами, оруденение этой формации, тяготея в некоторой мере к положительным структурам, распределяется в общем случае независимо от складчатых дислокаций.

Разрывные нарушения, контролирующие размещение оруденения в локальном масштабе, могут быть разделены на две группы: 1) разрывы внутри залежей рудоносных джаспероидов, определяющие положение участков концентрации оруденения внутри них; 2) разрывы, прерывающие залежи рудоносных джаспероидов по простиранию, нарушающие их сплошность. К первой группе относятся мелкие нарушения, широко распространенные внутри джаспероидов или по их контакту со сланцами, особенно на участках складчатых осложнений. Среди них выделяются согласные межслоевые срывы, сопровождающиеся образованием полостей отслоения, брекчированием пород. Эти нарушения развиваются на границе контрастных сред — джаспероидов и перекрывающих сланцев — и возобновляются неоднократно. Другим типом рудных «капканов» [126] в джаспероидах являются мелкие разнонаправленные разрывы и трещины. В их пересечениях или в дробленных блоках между параллельными трещинами локализуется богатое оруденение. Подобные нарушения затухают, выходя за пределы джаспероидов, или продолжают в карбонатные породы, но не содержат практически интересного оруденения.

Разрывы второй группы, ограничивающие распространение рудоносных джаспероидных залежей по простиранию, нарушающие их сплошность, как правило, традиционно рассматрива-

ются в качестве дорудных, рудоконтролирующих, подводящих каналов циркуляции рудоносных растворов и т. п. Разрывы такого рода имеют обычно крутое падение при преобладании сбросовых перемещений. Переход согласных залежей джаспероидов в секущие тела вдоль таких нарушений наблюдается редко. В большинстве случаев залежи резко прерываются брекчиями или сухими сместителями. Затаскивание рудного материала в брекчии, перекристаллизация и перераспределение его затрудняют оценку действительных соотношений разрывов и рудоносных джаспероидов.

Анализ материалов по сурьмяным месторождениям джаспероидной формации показал, что на них широко развиты пострудные разрывы. В Среднеазиатской провинции на месторождениях Шинг-Магианского района и Джижикруте, как показал Х. М. Юсупов [155, 156], происходили интенсивные пострудные движения, древние разломы подвергались неоднократному омоложению. Многие элементы современной структуры месторождений оказываются обусловленными пострудными разрывами. Признаки пострудных нарушений обнаруживаются также на месторождениях Келянском, Сан-Хозе и в Южно-Ферганском поясе. В последнем ими, вероятно, обусловлена морфология рудных тел, отграниченных разрывами от пустых пород разного состава.

Недооценка роли пострудной тектоники может приводить к ошибочной трактовке важных сторон структуры месторождений. Выявление пострудных разрывов, получение данных об их морфологии, направлении и амплитудах перемещений, анализ пострудных разрывов как одного из важнейших факторов современного распределения оруденения — все это представляет необходимый элемент изучения месторождений киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации.

Структурно-морфологические типы рудных тел. Сурьмяное оруденение распределяется в джаспероидах неравномерно, образуя серии рудных тел. Последние в одних случаях имеют расплывчатые очертания и постепенно переходят в относительно менее минерализованные джаспероиды. Среди таких рудных тел, границы которых определяются в первую очередь принятыми промышленными условиями, преобладают согласные рудные залежи. В других случаях рудные тела четко ограничены литологическими и структурными поверхностями (контактами разнородных пород, трещинами, стенками палеокарстовых полостей) и имеют жильную, трубообразную, неправильную форму или морфологию «рудных блоков».

Главным типом рудных тел являются согласные пластообразные, ленто- и линзовидные залежи с жильно-прожилковым и прожилково-вкрапленным оруденением. Они представлены на всех месторождениях рассматриваемой формации и содержат около 90% промышленного оруденения. Согласные залежи раз-

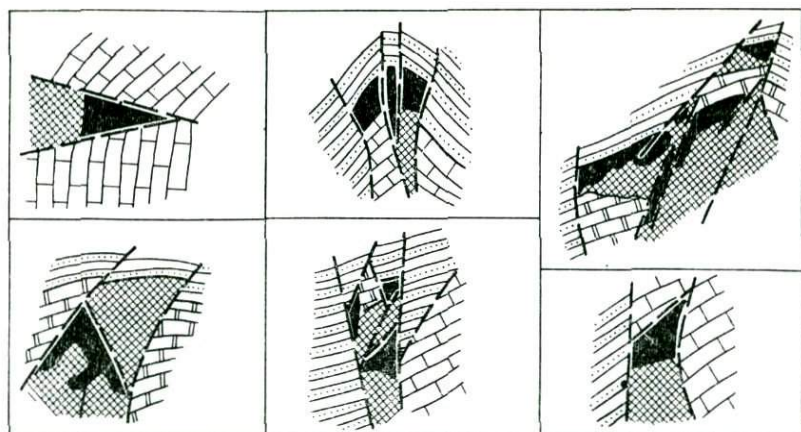


Рис. 54. Структурно-морфологические особенности рудных тел типа «рудных блоков», по Н. А. Никифорову [91].

1 — песчаники и сланцы; 2 — известняки слоистые; 3 — известняки грубослоистые и массивные; 4 — разрывные нарушения; 5 — джаспероиды; 6 — ртутно-сурьмяное оруденение.

мещаются в верхней части джаспероидных горизонтов под сланцевым экраном или охватывают джаспероиды по всей мощности. Залежи прослеживаются с перерывами на протяжении сотен метров — километров при мощности 0,1 м — десятки метров. Наиболее концентрированное оруденение в них тяготеет к мелким антиклинальным перегибам, участкам многократного дробления и перекристаллизации руд. В карбонатных толщах с повторяющимися по разрезу пачками сланцев отмечаются до 4 рудных ярусов в интервале десятки — первые сотни метров.

Жильные карбонатно-антимонитовые тела мощностью до 1—2 м обычно сопровождают согласные рудные залежи, распределяясь в нижележащих известняках и надрудных сланцах. На среднеазиатских месторождениях Кадамжай, Джижикрут верхний ярус оруденения в перекрывающей сланцевой толще образует менее значительная трещинно-жильная минерализация, которая может служить индикатором скрытого пластового оруденения на глубине [140]. В случаях, когда антимонитовые жилы пересекают согласные залежи джаспероидов, не выходя далеко за их пределы, они, вероятно, представляют результат перераспределения более раннего пластового оруденения. В участках развития палеокарста оруденение имеет многообразные формы: трубы, карманы, гнезда, тела причудливой морфологии.

«Рудные блоки» — это полигональные изометричные или удлиненные пластинообразные тела оруденелых джаспероидов,

ограниченные разрывами и контактирующие тектонически с неминерализованными породами (рис. 54). Можно предполагать, а иногда и считать доказанным, что образование таких рудных тел, имеющих разные размеры и размещающихся на участках интенсивной разрывной тектоники, связано с пострудными перемещениями. Они нарушают целостность пластовых рудных залежей, приводят к разобщению отдельных «рудных блоков», создают иллюзию преобладания секущего жильного оруденения в местах интенсивных наложенных дислокаций.

Геохимические индикаторы оруденения. Сурьмяные и ртутно-сурьмяные месторождения сопровождаются ореолами рассеяния элементов-индикаторов (Hg, Sb, As, Sn, Mo, Ag). Ртутные ореолы над рудными телами и разломами в Южно-Ферганском поясе были выявлены Н. А. Озеровой [96]. Комплекс ореолообразующих элементов-индикаторов, сопровождающих согласные рудные залежи, специально изучен Г. А. Тереховой (1966 г.). Установлено, что ореолы имеют пологие простые формы, соответствующие пластообразной морфологии рудных тел. Вертикальный размах ореолов составляет от десятков метров над рудными телами до сотен метров в виде узких ответвлений вдоль разломов при содержаниях, %: ртути до 10^{-2} и более, сурьмы, мышьяка 0,001—0,04, олова, молибдена, серебра до 0,001, иногда более. Первые три элемента образуют наиболее высокие концентрации во внутренних частях ореолов, остальные — во внешних.

Региональные закономерности размещения месторождений

Тектоническая позиция сурьмяных рудных провинций, региональных рудоносных зон. Сурьмяные рудные провинции с месторождениями киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации приурочены к фанерозойским геосинклинально-складчатым областям или молодым платформам. Провинции, занимающие тектоническую позицию в складчатых областях, существенно преобладают, они распределяются в областях разного возраста — от байкальских и герцинских (Забайкальская и Среднеазиатская) до киммерийских и альпийских (Северо-Африканская, Динарская, Тосканская, Невадийская и Мексиканская). Две провинции — Центральноевропейская и Южно-Китайская — размещаются в пределах эпигерцинской и эпикаледонской платформ. Эти платформы отличаются значительной мобильностью, как бы унаследованной от предшествовавшего геосинклинального цикла.

Рудоносные зоны протягиваются внутри карбонатных миогеосинклинальных систем и отстоят на километры или десятки километров от границ последних с эвгеосинклиналями, с одной стороны, жесткими структурами срединных и краевых массивов или геоантиклиналей — с другой. Месторождения киноварно-

флюорит-антимонитовой джаспероидной формации распределяются внутри терригенно-карбонатных комплексов в стороне от непосредственных контактов их с вулканогенно-осадочными и кристаллическими комплексами. Исключение представляет Вардарская зона Динарской провинции, но и там есть основания предполагать, что тесное совмещение палеозойских и мезозойских эв- и миогеосинклинальных формационных комплексов связано со значительными позднейшими горизонтальными перемещениями.

Большинство названных провинций подвергалось в мезозое и кайнозое мощному воздействию сводово-глыбовых движений, связанных с орогенезом или тектоно-магматической активизацией и обусловивших неоднородное блоковое строение территорий. В связи с этим сравнительно редко рудоносные зоны сохраняют непрерывные линейные очертания. Чаще они имеют вид изометричных фрагментов, прерывающихся более молодыми геологическими образованиями. Зоны протягиваются на десятки — первые сотни километров при ширине до 50 км.

Роль палеотектонических элементов в распределении оруденения. Положение рудоносных зон внутри терригенно-карбонатных комплексов миогеосинклиналей контролируется конседиментационными структурами. Н. М. Синицын [123] и В. Э. Поярков [104] особо подчеркивали преимущественное размещение тянь-шаньских ртутно-сурьмяных месторождений у границ «антиклинальных отmelей», т. е. внутренних палеотектонических поднятий. Узкие градиентные зоны фаций и мощностей (с изменчивостью десятки — первые сотни метров на 1 км), гравимагнитные ступени, системы внутриформационных сбросов и надвигов фиксируют положение региональных разломов раннего заложения, обрамляющих такие палеоподнятия. Некоторые из разломов, разграничивающих крупные структурно-формационные зоны, имеют, по-видимому, глубинный характер. Их форма, взаимное расположение, пересечения определяют положение рудных полей в пределах зон — на участках изгибания, разветвления, притыкания, в узлах пересечения разнонаправленных нарушений.

Одним из распространенных палеоструктурных элементов в рудоносных зонах являются региональные пологие надвиги типа шарьяжей. Соотношения с ними джаспероидного оруденения до конца не выяснены. Многие надвиги начинали формироваться до складчатости на геосинклинальном этапе и продолжают развиваться позднее (Южный Тянь-Шань, Динарская и Тосканская провинции). Иногда они срезают надрудную слоистую толщу и образуют аллохтонную кровлю оруденения (Кадамджай, Тафонс). В других случаях пластины аллохтона, перекрывая надрудные отложения, как бы «бронируют» оруденение, предохраняя его от эрозии. Особенно существенна роль такой «брони» для сохранения оруденения в палеозойских областях,

подвергшихся молодым сводово-глыбовым движениям. С неоднократным возобновлением подвижек по разломам разного рода связано развитие пострудных дислокаций, приводящих как к значительному (до тысяч метров) вертикальному гипсометрическому разному оруденения, так и к существенным горизонтальным перемещением. Те и другие обычно затушевывают первичные соотношения, делают недостаточно доказательными оценку роли разломов и других палеоструктурных элементов в размещении оруденения.

Южный Китай — одно из немногих мест, где соотношения джаспероидного оруденения с региональными палеоразломами выявляются отчетливо. Предельная выразительность данных побуждает снова вернуться к этому примеру, отослав читателя к рис. 45 и описанию месторождения Сикуаншань. Рудные залежи этого уникального месторождения размещаются в позднедевонских известняках под раннекарбоневой слоистой терригено-карбонатной толщей. Главными палеотектоническими элементами являются: а) юго-восточный край палеоподнятия — массива Цзянниня, имеющий северо-восточную ориентировку в соответствии с направлением древнего краевого разлома; б) фациальный коридор с сопряжением морских и континентальных фаций девона, простирающийся на северо-северо-запад от района Гуанчжоу и фиксирующий положение древнего «поперечного» линеамента. Вблизи пересечения этих региональных палеотектонических линий размещается месторождение. «Поперечный» линеамент проявляет себя только в силуре и девоне и не улавливается по распределению фаций и мощностей уже в отложениях среднего-верхнего карбона, так же как не выявляется по распределению яньшаньских дислокаций, отображенных на тектонических картах Китая [98 и др.]. «Поперечная» рудоцентрирующая [139] структура оказывается краткоживущей, проявляющей активность только на сравнительно коротком временном отрезке, включающем в себя период отложения рудоносной толщи и предполагаемое автором время рудообразования.

Рудоносные формации. Оруденение киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации характеризуется устойчивой связью с карбонатными и кремнисто-карбонатными формациями разного возраста — от рифея и раннего кембрия до триаса и поздней юры. За пределами этих формаций месторождения такого типа вообще не проявлены. Для стратиформного джаспероидного оруденения несомненен приоритет стратиграфо-формационного фактора, контролирующего формирование и размещение месторождений. Оценка этот фактор получил в работах В. Т. Сургая [132 и др.], выделившего в Южном Тянь-Шане специализированную на сурьму и ртуть металлоносную сурьяно-ртутно-карбонатную формацию среднего девона — среднего карбона (местами до позднего силура).

Максимум концентрации (более 90% ресурсов сурьмяного джаспероидного оруденения) приходится на карбонатные формации позднесилурийского — девон-карбонового возрастного интервала (Южный Китай, Среднеазиатская, Северо-Африканская, Динарская и Невадийская провинции). При этом «продуктивность» карбонатных формаций не зависит от того, слагают ли они главный геосинклинальный комплекс в палеозойских складчатых сооружениях или блоки «фундамента» в областях мезозойского и кайнозойского тектогенеза. Эти данные согласуются с общим выводом Н. Н. Боровко (1973 г.) о приуроченности основных рудных скоплений ртути и сурьмы к отложениям силура—карбона.

В строении формаций участвуют известняки, доломиты и подчиненные кремнистые и кремнисто-карбонатные породы. Они несут специфические фации, отличающиеся аномальной битуминозностью, марганцовистостью, сульфатоносностью, железистостью и т. п. Проявления эвапоритов отмечаются главным образом в верхних частях разреза формаций. Известняки и доломиты имеют часто микролитовую структуру и содержат линзы конседиментационных брекчий со следами оползания. Повышенные градиенты мощностей, фациальные и текстурные особенности рудоносных карбонатных пород указывают на седиментацию в условиях мелководных полузамкнутых бассейнов, обрамлявших палеоподнятия. Специфические «аномальные» фации карбонатных пород могут быть с определенной долей условности названы рудоконцентрирующими. Они во многом влияют на распределение сурьмяного оруденения джаспероидного типа в рудоносных карбонатных формациях.

По Южному Тянь-Шаню [132] и в меньшей мере по Забайкалью [130] имеются данные о повышенных концентрациях ртути и сурьмы в рудоносных формациях, на 2—3 порядка превышающих кларковые. Они могут быть истолкованы как свидетельство первичной геохимической специализации рудоносных карбонатных толщ, но этот вывод нуждается в дополнительной аргументации.

Рудоносные карбонатные формации входят в трехчленные формационные комплексы, типовой разрез которых (сланцы — карбонатные породы — сланцы) повторяется почти во всех провинциях, что специально отмечает В. П. Федорчук [140]. Нижнюю часть разреза комплексов слагает однородная сланцевая аспидная формация. Сланцы метаморфизованы до зеленосланцевой фации. Выше залегает карбонатная или кремнисто-карбонатная формация, являющаяся собственно рудоносной. С перерывом или незначительным несогласием она перекрыта терригенно-карбонатной слоистой формацией, отвечающей позднегеосинклинальному флишу. Мощность комплекса колеблется от 0,7—1 км до 5 км и более. Мощность рудоносных формаций обычно составляет сотни — первые тысячи метров, но оруденение тяго-

теет к палеоподнятиям с понижением мощности карбонатных толщ в 2—5 раз.

Трехчленный рудоносный терригенно-карбонатный комплекс отвечает полному макроритму многоэпизодного осадконакопления. На молодых платформах нижняя сланцевая толща отделена значительным перерывом от рудоносной карбонатной формации: от позднего протерозоя до девона в Южном Китае, от раннего палеозоя до триаса в обрамлении Центрального Французского массива. При этом нижние сланцы дислоцированы, метаморфизованы, пронизаны «докарбонатными» гранитоидами и вмещают раннее золото-сурьмяное оруденение, предшественствующее джаспероидным месторождениям.

Стратиграфические рудоносные уровни. Сурьмяное джаспероидное оруденение неравномерно распределяется в разрезе рудоносных карбонатных формаций, обнаруживает отчетливую тенденцию к стратифицированному размещению на определенных стратиграфических уровнях. «Уровень» в данном случае понимается как интервал разреза, несущий оруденение и прослеживающийся через всю региональную рудоносную зону. Выделяются два типа таких уровней: 1) оруденение концентрируется внутри определенного горизонта в пределах рудоносной кремнисто-карбонатной формации; 2) оруденение распределяется вдоль межформационного несогласия, разграничивающего рудоносную формацию и перекрывающую терригенную толщу.

Первый тип стратифицированного распределения оруденения представлен в Забайкальской, Южно-Китайской, Центральноевропейской и Мексиканской провинциях. Рудоносные горизонты доломитов, доломитовых известняков, кремнистых известняков мощностью десятки — первые сотни метров трасс занимают закономерное положение в верхней части трансгрессивного ритма, венчая его или находясь вблизи его окончания. Перерывы осадконакопления в таких разрезах не выделяются, возможно, из-за неполноты информации, но могут подозреваться по появлению мелководных и субконтинентальных фаций, палеокарста.

Стратифицированное распределение второго типа носит более общий характер. Джаспероидное оруденение связано с поверхностями межформационных перерывов и несогласий, разделяющих рудоносные карбонатные и кремнисто-карбонатные и перекрывающие флишевые формации. В Южном Тянь-Шане рудоконтролирующие несогласия отвечают среднедевонскому — ранне-среднекарбовому перерыву, в Динарской провинции — позднекарбовому — раннепермскому и среднетриасовому (предладинскому) перерывам, в Северо-Африканской провинции — среднедевонскому — раннекарбовому перерыву, в Тосканской провинции — послерэтскому — предэоценовому перерыву и т. д. Угловые несогласия выражены обычно слабо, иногда переходят по простиранию в поверхности размыва при общем согласном залегании толщ.

Рудоносные несогласия отвечают частным инверсиям миогеосинклинального режима, временной приостановке прогибания и осадконакопления. Длительность перерыва исчисляется миллионами — десятками миллионов лет. Характер дислокаций свидетельствует о связи таких несогласий и перерывов с плавным поднятием отдельных блоков, их «всплыванием», по меткому выражению Р. Ассерето и др. [190]. Вблизи несогласий отмечаются признаки размыва разных горизонтов нижележащей толщи, фрагменты элювиальных брекчий, фосфатных кор выветривания, бокситов и бокситоподобных пород, признаки деструкции карбонатных пород — превращения их в доломитовую «мучку». К поверхностям несогласий тяготеют проявления палеокарста, связанного с древним эрозийным циклом [251]. Согласно И. И. Гинзбургу (1952 г.), в случае совместного нахождения карста и коры выветривания, они относятся к единому процессу древнего выветривания. Распространение джаспероидного оруденения вблизи поверхностей несогласия зависит от размещения образований, связанных с древним выветриванием. Это не всегда устанавливается отчетливо в связи с наложением тектонических перемещений и гидротермального метасоматоза, существенно затушевывающих первичную природу указанных образований.

Поверхности частных несогласий по условиям своего развития в процессе седиментации и палеоденудации представляют собой уровни максимального сосредоточения рудоконцентрирующих фаций, как первичных, так и вторичных. Первые обязаны своим проявлением аномальным условиям седиментации в относительно краткие периоды завершения одной трансгрессии и начала новой (перед перерывом и после него). Вторые, связанные с палеоденудацией в период, отвечающий перерыву осадконакопления, включают в себя палеокарст, коры выветривания, элювиальные брекчии и т. п. Совмещение этих образований, представляющих разные формы геохимических барьеров (по А. И. Перельману), в узком стратиграфическом интервале создает предпосылки для концентрации оруденения вблизи несогласий. Вертикальный размах сурьмяного джаспероидного оруденения относительно таких уровней составляет максимально сотни метров, не превышая, по-видимому, 1 км. Главные рудные концентрации локализуются в непосредственной близости к поверхности несогласия.

На значительную роль частных несогласий (перерывов, поверхностей размыва) в распределении осадочных месторождений фосфоритов, бокситов, марганца, железа указывали А. Д. Архангельский, Н. М. Страхов, Д. Г. Сапожников. Д. В. Рундквист [106] подчеркнул значение перерывов также в магматических сериях для формирования и размещения золото-серебряного, медно-молибденового, колчеданного оруденения. По-видимому, этот фактор носит универсальный характер

и играет существенную роль в распределении разнотипных рудных месторождений, и в частности стратиформного оруденения киноварно-флюорит-ангимонитовой джаспероидной формации.

Генетическая модель, положение киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации в истории развития геосинклиналино-складчатых областей. Месторождения киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации отличаются двойственностью генетических признаков, характерной и для многих других типов стратиформного оруденения [125]. Им свойственны черты гидротермального рудообразования, и в то же время они отличаются стратифицированным распределением оруденения. Совмещение различных признаков породило неоднозначность трактовки генезиса месторождений. В. П. Федорчук [140, 141] наиболее последовательно развивает представления о принадлежности этих месторождений к классу телетермальных, связанных с глубинными рудогенерирующими очагами и сформировавшихся на орогенном этапе. Т. Ловринг [199, 200] относит джаспероидные месторождения Невадийской провинции к комплексным оруденением (Au, Ag, Sb, Hg) к эпитермальным образованиям, связанным с кислым кайнозойским магматизмом. В. Т. Сургай [132] выделяет среди среднеазиатских месторождений осадочно-диагенетический и гидротермальный типы. Для денудационно-остаточного подтипа, относящегося к осадочно-диагенетическому типу, подчеркивается связь оруденения с накоплением ртути и сурьмы в древних погребенных корах выветривания. Ж. Самама [226] рассматривает флюорит-барит-антимонитовое пластовое оруденение в триасовых карбонатных толщах обрамления Центрального Французского массива как сингенетическое. Близкое к джаспероидной формации стратиформное сурьмяное оруденение в Астурии (Иберийская провинция) Ж. Гийу [183] относит к эксгальационно-осадочному типу, указывая, что важное значение в рудоконцентрации сурьмы имели процессы древнего корообразования во время послешагильского — предсилурийского перерыва.

На основании изложенных данных месторождения киноварно-флюорит-антимонитовой формации предстают как полихронные и полигенные образования, что В. И. Смирнов [125] считает характерным вообще для стратиформных месторождений. Оруденение в его современном виде имеет признаки длительного становления и неоднократных преобразований. При восстановлении генетического пути, пройденного оруденением, нельзя исключать два положения.

1. Кварцевые гидротермальные метасоматиты — джаспероиды — первоначально могли представлять собой продукты корового окремнения известняков в зоне гипергенеза около поверхностей межформационных перерывов. Широкое распространение джаспероидов в таком случае свидетельствует об интенсивном

развитии древнего корообразования, захватившего значительные объемы рудоносных карбонатных и кремнисто-карбонатных формаций.

2. Первичная рудоконцентрация сурьмы вдоль палеопереходов денудации, коро- и карстообразования могла происходить как в сульфидной форме, так и в форме остаточных и остаточно-инфильтрационных скоплений минералов-окислов сурьмы в древних корях выветривания и их перемещенных продуктах в палеокарсте. Развитие рудных концентраций такого рода определялось геохимической специализацией карбонатных формаций, подвергшихся корообразованию, возможно, при участии горячих минерализованных вод. Примеры образования рудных скоплений окислов сурьмы имеются в зоне современного гипергенеза в карбонатных толщах Южного Китая, Алжира, в вулканогенных зонах Южной Америки. Последующая гидротермальная переработка первичных рудных скоплений после консервации их под сланцевым экраном перекрывающей флишевой формации обусловила переход оруденения в сульфидную форму.

Таким образом, формирование стратиформного сурьмяного оруденения киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации растянуто во времени. Начало ему положено, по-видимому, на геосинклинальной стадии, по времени близко к частным инверсиям (рис. 55). Рудообразование происходило до общей инверсии, складчатости и батолитового гранитообразования. Такая позиция предопределяет существование в большинстве случаев небольшого по времени разрыва между возрастом рудоносного осадочного комплекса и оруденения. Косвенным примером хорошо аргументированного доскладчатого возраста оруденения по работам И. Млакара и др. [211] может служить стратиформное ртутное месторождение Идрия (Динарская провинция), относящееся к киноварной карбонатной формации, родственной оруденению джаспероидного типа, приуроченное к предладинскому несогласию (рис. 55, А, II).

Малочисленность прямых доказательств доскладчатого формирования сурьмяных месторождений джаспероидного типа обусловлена не только традиционным подходом к ним как к позднэтапным образованиям, но и трудностями восстановления первичных состава оруденения и геологической обстановки. Возрастная позиция этих месторождений во многом маскируется более поздними преобразованиями, которым они подвергаются в складчатых и сводово-глыбовых областях, что, однако, в основе не изменяет их первичного стратифицированного распределения и общей принадлежности к стратиформному типу.

Сделанное предположение о позиции джаспероидных месторождений в истории развития подвижных областей расходится с представлениями о формировании основной массы сурьмяных и ртутно-сурьмяных месторождений на орогенном (пост-складчатом) этапе или в связи с процессами тектоно-магмати-

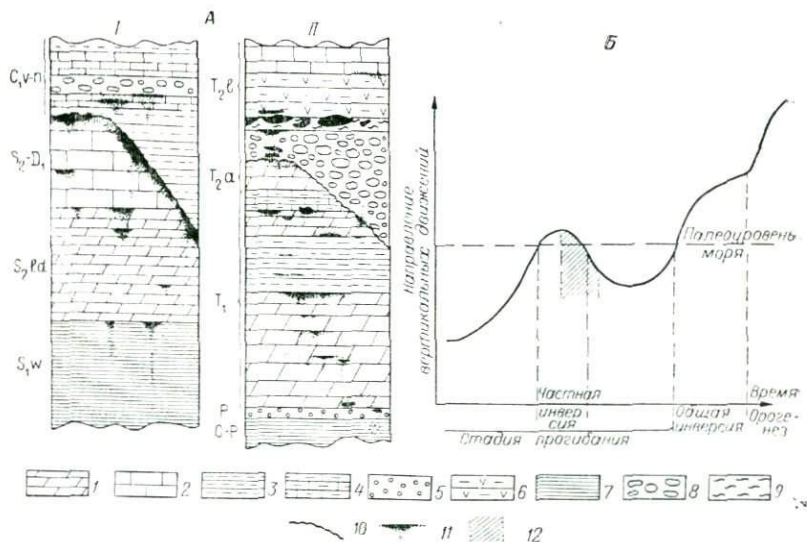


Рис. 55. Положение стратиформного сурьмяного и ртутного оруденения по отношению к межформационным несогласиям в терригенно-карбонатных комплексах (А) и вероятное место оруденения в цикле развития миогеосинклинали (Б).

I — месторождение Джижикрут киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации, по Н. С. Мудрогиной и другим; II — месторождение Идрия киноварной карбонатной формации, по И. Млакар и другим.

1 — доломиты; 2 — известняки; 3 — мергелистые известняки; 4 — кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы; 5 — песчаники; 6 — туфы, туффиты и радиоляриты; 7 — конгломераты; 8 — черные сланцы «сконца»; 9 — глинистые и серицит-хлоритовые сланцы; 10 — поверхность частного несогласия; 11 — концентрированное и рассеянное (бедное) оруденение антимонита (I) и киновари (II); 12 — стратиформное сурьмяное и ртутное оруденение.

ческой активизации. Правда, в свое время Ю. А. Билибин [24] и В. Э. Поярков (1967 г.) допускали возможность образования сурьмяно-ртутных месторождений на раннем (доскладчатом) этапе. Н. М. Сеницын [123] и В. П. Федорчук [141], приводя доказательства пермского или пермо-триасового возраста сурьмяно-ртутного оруденения Южного Тянь-Шаня, указывали на вероятность проявления и более раннего оруденения. На тяньшаньских месторождениях определения калий-аргонового возраста гидротермальных слюд наряду с преобладающими цифрами 230—260 млн. лет дают также 318—350 млн. лет, что соответствует девон-карбонному «рудноносному» интервалу.

Простейшим видом преобразований джаспероидного оруденения является пострудная тектоника, приводящая к расчленению месторождений, разобщению их частей по всему гипсометрическому диапазону складчатых и сводово-глыбовых дислокаций. Гранитоидный магматизм, метаморфизм, вулканические проявления, наложенные на зоны джаспероидного оруденения, приводят к его частичному или полному перерождению, пере-

распределению, преобразованию в другие формационные типы жильного сурьмяного оруденения. Признаки такой трансформации имеются на месторождениях Чор-Рога (Зеравшано-Гиссарский пояс), Столице (Динарская провинция) и многих других.

ГЛАВА 6

ЗОЛОТО-АНТИМОНИТОВАЯ БЕРЕЗИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Золото-сурьмяные месторождения являются одним из главных поставщиков сурьмы с древнейших времен до наших дней. Они дали в общей сложности более 1100 тыс. т металла и служили одновременно дополнительным источником золота. Золото-сурьмяные месторождения впервые в отечественной литературе выделены Е. Е. Захаровым [51] в «золото-стибнит-кварцевую рудную формацию», занимающую закономерное положение в ряду золото-кварцевых формаций. В близком значении формация принималась автором в разработанной классификации сурьмяных месторождений для целей прогнозирования [14, 21]. Необходимость выделения самостоятельной золото-антимонитовой рудной формации подчеркивается многими исследователями золото-сурьмяных месторождений Верхояно-Колымской области (А. В. Анасенко и Б. Г. Бычком [5], Ю. В. Архиповым и В. А. Биланенко [7], Л. Н. Индолевым [54] и другими) независимо от генетических взглядов на происхождение оруденения такого типа.

Месторождения золото-антимонитовой березитовой формации распространены в 20 сурьмяных рудных провинциях разного возраста — от раннедокембрийских до мезозойских. В альпийских провинциях — Альпийско-Карпатской и Северо-Африканской — такие месторождения имеют хорошо аргументированный палеозойский возраст. К главным провинциям относятся: Верхояно-Колымская (Сарылах, Сентачан, Крохалиное), Енисейский кряж (Удереysкое, Раздольнинское), Южно-Африканская (Гравелот, Вейгель), Боливийская (Каракота, Чилко-Кобиха), Южный Китай (Воси, Паньси), Восточно-Австралийская (Кастерфилд, Хиллгров), Центральноевропейская (Ла-Люсет, Бриуд-Массиак, Красна Гора). Первые четыре провинции изучены с наибольшей полнотой, они использованы в качестве эталонных при характеристике формации.

Остальные провинции несут немногочисленные золото-сурьмяные месторождения или изучены недостаточно, чтобы оценить степень распространения формации. Это Западно-Австралийская (Блу-Спек, Уилуна), Балтийская (Сейняйоки), Уральская (Арамашевское, Коломенское), Забайкальская (Нижнесергин-

ское), Среднеазиатская (Пиндар), Альпийско-Карпатская (Дубрава, Медзиброд, Чучма), Япония (Накасе), Аппалачская (Лейк-Джордж), Аляско-Канадская (Биг-Эрра, район Фэрбенкса, Бридж-Ривер) провинции. Отдельные золото-сурьмяные месторождения известны на Канадском, Бразильском и Индостанском щитах.

Независимо от возраста месторождения характеризуются исключительным постоянством состава, морфологии, зональности оруденения, что позволяет четко отграничить золото-антимонитовую березитовую формацию от других сурьмяных рудных формаций.

Вещественная характеристика формации

Минеральный состав. Золото-сурьмяные месторождения характеризуются относительно небольшим перечнем главных рудных и жильных минералов. Микроминералогия выявляет целую серию сульфидов, сульфосолей, которые, однако, не могут играть диагностической роли для формации в силу очень незначительного представительства.

Главные рудные минералы — антимонит, бертьерит, пирит, арсениопирит, золото; второстепенные примеси — сфалерит, галенит, халькопирит, тетраэдрит, халькостибит, гудмундит, ауристибит, самородное серебро, самородная сурьма, джемсонит, буланжерит, шеелит, вольфрамит, пирротин, ульманнит, коринит, пентландит, герсдорфит. Среди жильных минералов резко преобладает кварц, сопровождаемый анкеритом. Кальцит, сидерит, доломит, светлые слюды, гипс присутствуют в малых количествах. Иногда отмечаются хлорит, альбит, но большей частью эти минералы представлены в составе измененных пород. Антимонит с бертьеритом составляют в рудных жилах до 50—80% жильной массы. Суммарное содержание второстепенных примесей редко превышает 1—5%, только шеелит и вольфрамит в некоторых месторождениях образуют значительные концентрации. Формацию характеризуют следующие существенные черты состава руд.

1. Низкие содержания серебра при отношении $Au:Ag = 15:1 \div 5:1$; при этом в рудах, как правило, отмечается незначительная примесь самородного серебра, ассоциирующего с поздним золотом.

2. Устойчивая высокая пробность золота (940—999) выдерживается во всех золото-сурьмяных провинциях мира — от древнейших докембрийских до мезозойских. Высокопробное золото присуще поздней антимонит-бертьеритовой ассоциации.

3. Низкие содержания ртути в рудах (обычно ниже $10^{-5}\%$) при отсутствии или слабом развитии контрастных ртутных ореолов рассеяния. Встреченная на единичных золото-сурьмяных месторождениях киноварная минерализация носит, судя по все-

му, наложенный характер (Пологое в Верхояно-Колымской провинции, Монарч-Синебар в Южной Африке).

4. Относительно высокая железистость (дисульфиды железа, бертьерит, гудмундит, ферроджемсонит и др.) и никелистость руд (ульманнит, пентландит, герсдорфит, коринит, брейтгауптит и др.).

5. Отсутствие в составе минерализации реалъгара, халцедоновоидного кварца, барита, столь характерных для сурьмяных месторождений других формационных типов.

Последовательность минеральных ассоциаций. На золото-сурьмяных месторождениях отчетливо выражен ряд рудных минеральных ассоциаций, сопровождающихся кварцем и карбонатами нескольких генераций:

I — арсенопирит + пирит + золото (иногда пирротин, халькопирит, шеелит и др.);

II — сфалерит + галенит + сульфоантимониты + золото;

III — антимонит + бертьерит + золото (аурустибит, халькостибит, коринит, гудмундит, самородное серебро и др.).

Вторая, сульфосольно-полисульфидная рудная ассоциация, играющая главную «продуктивную» роль в некоторых типах золото-кварцевых месторождений [103], в золото-сурьмяных месторождениях, как правило, резко редуцирована или практически отсутствует. Несколько более других сульфидов второй ассоциации распространен сфалерит. По данным термобарометрии включений в кварцах и антимоните из золото-сурьмяных месторождений Яно-Колымского пояса, Енисейского края, Средней Азии [14, 35, 80, 81, 152] последовательному ряду рудных ассоциаций отвечает устойчивое однонаправленное снижение палеотемператур минералообразования от 380 до 120°С. Максимум отложения антимонита приходится на интервал 180—120°С (не включена поправка на давление до +50°С). Б. О. Манучарянц и Э. А. Маркова [80] установили, что давление сохранялось высоким в пределах 600—1600 кгс/см².

По относительному преобладанию ранней (I) или поздней (III) минеральной ассоциации, концентрации золота в той или иной из них золото-сурьмяные месторождения разделяются на три минеральных типа, тесно связанных пространственно, но отличающихся по интенсивности и масштабам оруденения.

1. Собственно золото-сурьмяный тип с интенсивным проявлением поздней и с относительно подавленной ранней рудной ассоциацией. Месторождения с высокими содержаниями сурьмы и золота (соответственно десятки процентов и десятки — сотни граммов на тонну и более в зарубежных месторождениях) при низкой концентрации мышьяка, не превышающей десятых долей процента. Ранние сульфиды — арсенопирит и пирит — образуют вкрапленность в зоне рассланцевания и гидротермальных изменений, в то время как сурьмяные минералы концентрируются преимущественно в «стержневой» кварцево-рудной жиле.

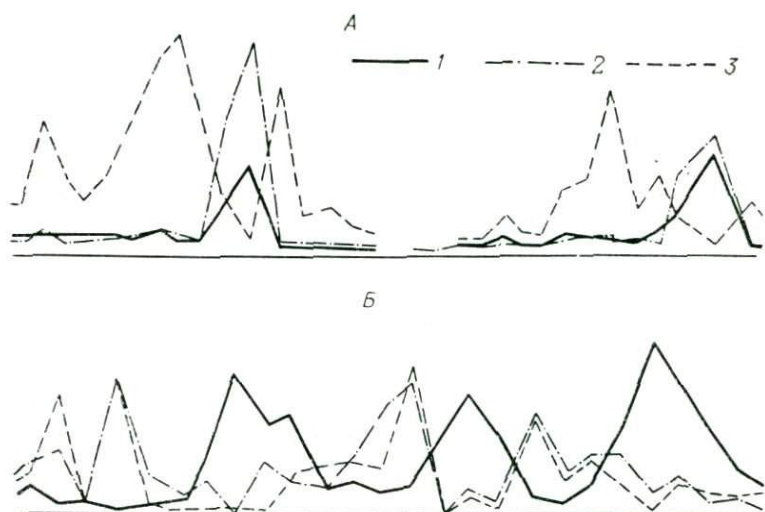


Рис. 56. Распределение содержаний сурьмы (1), золота (2) и мышьяка (3) в месторождениях золото-антимонитовой березитовой формации.

Тип месторождений: А — золото-сурьмяный, по А. В. Анасенко и Б. Г. Бычку [5 и др.], Б — золото-мышьяково-сурьмяный, по А. Т. Стеблевой [129].

Соотношение сурьмы и мышьяка в рудах составляет $Sb : As = (50 \div 100) : 1$. Характерна прямая корреляция золота с сурьмой (рис. 56, А), несколько нарушающаяся на флангах месторождений. Основная масса золота заключена в минералах поздней ассоциации.

2. Золото-мышьяково-сурьмяный тип, наиболее распространенный, отличается от предыдущего значительным развитием ранней рудной ассоциации. Арсенипирит и пирит распределяются в зонах гидротермального метасоматоза, образуют скопления в кварцево-рудных жилах. Размеры месторождений средние. Главная масса субмикроскопического золота (не менее 70—80%) концентрируется в ранних сульфидах, причем наблюдается прямая корреляция его с мышьяком (рис. 56, Б). Средние содержания золота редко превышают 10 г/т, сурьмы — 10%, мышьяка — первых процентов [$Sb : As = (5 \div 10) : 1$].

3. Сурьмяный тип, представленный слабо золотоносными (содержание золота от десятых долей до 1—3 г/т) кварц-антимонитовыми и кварц-бертьерит-антимонитовыми жилами и жильными зонами, встречающимися на флангах рудных полей и региональных рудоносных зон. При сохранении вещественных и структурно-морфологических признаков рудной формации такие проявления не достигают крупных размеров.

С учетом минералого-геохимических особенностей выделенных типов месторождений золото-антимонитовой березитовой

формации можно уже на первой стадии разведочных работ предсказать вероятные масштабы оруденения, используя данные опробования для построения простейших корреляционных кривых Au—As—Sb. Наличие устойчивой прямой корреляции золота с сурьмой, как главной тенденции распределения золота, позволяет рассчитывать на вскрытие среднего или крупного месторождения с весьма богатым оруденением.

В отдельный золото-вольфрамово-сурьмяный тип выделяются некоторые золото-шеелит-(ферберит)-антимонитовые месторождения Боливии, Южного Китая, Балтийского щита, Енисейского кряжа, Восточной Австралии. В них шеелит или ферберит получает значительное развитие в ранней минеральной ассоциации, приобретая промышленное значение.

Динамометаморфизм руд. Постоянным признаком золото-сурьмяных месторождений, свидетельствующем о сходной обстановке их эпигенеза, является динамометаморфизм руд. Особенно интенсивно он проявляется в жилах, залегающих в сланцах. Такие жилы будинированы, разлинзованы, иногда складчато деформированы с выжиманием жильного материала, особенно пластичного антимонита, в замковые части мелких складок, со сдвоением жил, утонением их на крыльях складок. Динамометаморфизм выражается в грануляции и рекристаллизации первичных крупнопризматических агрегатов антимонита и бертьерита, образовании своеобразных кварц-антимонитовых катаклазитов вплоть до ультрамилонита—антимонита, обладающего струйчатой, тонкополосчатой, микроскладчатой текстурой, при размере зерен до сотых—десятых долей миллиметра.

Вертикальная зональность оруденения. В подавляющем большинстве месторождений она проявлена неотчетливо. В крупнопадающих рудных жилах оруденение почти без изменения состава прослеживается на сотни метров, иногда более 1 км. В единичных месторождениях (Раздольнинское, Сарылах, Индарама, Каракота и др.) установлены изменения, носящие, видимо, закономерный характер.

Суммарный эффект вертикальной зональности оруденения выражается в повышении с глубиной железистости, мышьяковистости, медистости руд. Отвечая этой тенденции, на глубине относительно увеличивается роль ранних минеральных ассоциаций, особенно арсенопирита, халькопирита, пирита, пирротина, в золото-вольфрамово-сурьмяных месторождениях—шеелита и ферберита. Внутри поздней ассоциации возрастает значение бертьерита, иногда в количественном отношении почти выравнивающегося с антимонитом, а также гудмундита, халькостибита и др.

Схематическая обобщенная колонка вертикальной зональности золото-антимонитовых месторождений приведена на рис. 57. Три главных минеральных типа находят место на разных уровнях колонки. Этим, видимо, определяется преобладание того

Рис. 57. Схематическая колонка вертикальной рудной зональности золото-антимонитовых месторождений.

I—III — положение главных минеральных типов в колонке.
 I — антимонит; 2 — бертьерит; 3 — золото; 4 — арсенопирит и пирит.

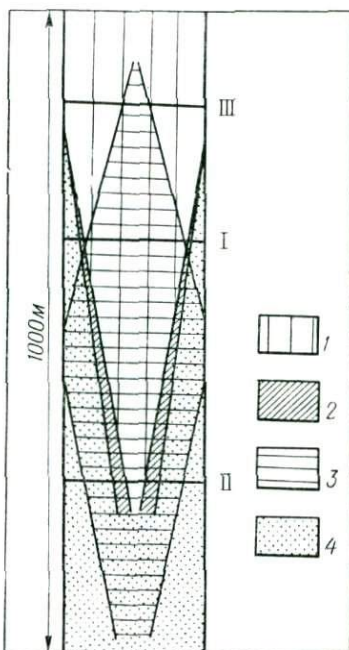
или иного типа в разных по степени эродированности частях региональных рудоносных зон.

Гидротермальные изменения.

Для золото-сурьмяных месторождений характерно исключительное единообразие гидротермальных изменений боковых пород, независимо от состава последних. Изменения выражаются в березитизации, проявляющейся интенсивно в околорудной зоне мощностью до 10 м. Далее (до десятков — первых сотен метров) микроскопически прослеживаются слабые изменения. При общем стандартном составе (кварц, серицит, анкерит, альбит и пирит) березиты золото-сурьмяных месторождений имеют такие особенности: во внешней зоне присутствуют эпидот и турмалин, в переходной зоне альбит частично замещается парагонитом и появляется пирофиллит, во внутренней зоне существенно преобладает кварц-серицит-парагонит-пирофиллитовый парагенезис с пиритом и арсенопиритом. Через все зоны проходит графит (до 4%).

Изменения предшествуют оруденению, отчасти совпадая с ранней рудной ассоциацией. Поздний золото-антимонитовый парагенезис сопровождается перекристаллизацией и видоизменением светлых микрочешуйчатых слюд, составляющих до 40% объема березитов. Они объединяются обычно под общим названием «серициты». Специальные термические и рентгенографические исследования выявили в составе микрочешуйчатых слюд золото-сурьмяных проявлений Яно-Колымского пояса кроме серицита парагонит, пирофиллит и донбассит (В. И. Бергер и др., 1977 г.). Последние два минерала, установленные В. С. Колесниченко также в Удереиском месторождении Енисейского края, преобладают в наиболее поздних слюдястых скоплениях. Глинистые минералы (диккит, каолинит и др.) не характерны для березитов. Они встречаются спорадически, секут рудные и слюдястые агрегаты, являясь пострудными.

Выявленный во внутренних зонах березитов золото-антимонитовых месторождений серицит-парагонит-пирофиллитовый па-



парагенезис придает определенное своеобразие этим метасоматитам по сравнению со «стандартными» березитами. Можно провести аналогию с метаморфическими образованиями, в которых, по Г. Винклеру (1969 г.), появление пирофиллита и парагонита совпадает с началом фации зеленых сланцев. Подобно этому, серицит-парагонит-пирофиллитовый парагенезис отграничивает березитовую гидротермально-метасоматическую формацию, несущую золото-антимонитовое кварцево-жильное оруденение, от аргиллизитовой формации, с которой связана халцедон-антимонитовая минерализация иного типа [14].

По экспериментальным данным температурная граница каолинит-пирофиллитового перехода проходит около 340°C (И. П. Иванов, 1970 г.). Это ниже максимальной температуры минералообразования, установленной для ранней рудной ассоциации. По И. П. Иванову, положение «пирофиллитовой границы» при $p_{\text{H}_2\text{O}}=1000$ кгс/см² существенно понижается с увеличением давления на твердые фазы. Исходя из этого само образование пирофиллит-парагонитовой пары при относительно низких температурах поздней ассоциации (около 200°C) свидетельствует, что давление в период рудообразования превышало 1000 кгс/см². Этот вывод согласуется с приведенными выше термобарометрическими данными [80] об устойчивых высоких давлениях при формировании золото-антимонитовых месторождений Яно-Колымского пояса.

Локальные закономерности размещения оруденения

Литологические условия локализации оруденения. Золото-сурьмяные месторождения размещаются в породах разного состава и сложения: 85% — в слоистых толщах терригенного и вулканогенно-терригенного состава, 10% — в массивных кристаллических породах (гранитах, гранито-гнейсах, мигматитах) и 5% — в дайковых образованиях. В составе слоистых толщ, метаморфизованных до низких ступеней зеленосланцевой фации, преобладают углистые филлиты, графитовые, серицит-хлорит-карбонатные сланцы, перемежающиеся с пластами и пачками песчаников и кварцитов. Оруденение локализуется в сланцах или по их контакту с кварцитами и песчаниками, реже внутри последних. Сланцы обогащены углистым веществом, послонно распределяющимся пиритом. Общей чертой слоистых толщ, вмещающих оруденение, является отсутствие или незначительное участие карбонатных пород.

Контроль оруденения зонами рассланцевания вдоль взбросо-сдвигов. Зоны рассланцевания являются одним из основных структурных факторов, контролирующих размещение рудных тел золото-сурьмяных месторождений. Мощность рудоносных зон рассланцевания составляет десятки — первые сотни метров. По простиранию они прослеживаются на километры, сливаются

с крупными региональными зонами рассланцевания. При выдержанности простирания зон, отвечающего общей ориентировке складчатых структур, их конфигурация в плане изменчива: характерны дугообразные изгибы, ветвление, развитие мелких сложно сочленяющихся оперяющих нарушений. Зоны рассланцевания имеют крутое падение. Они пересекают пологие складки, но занимают согласное или субсогласное положение по отношению к изоклиналиной складчатости, которую пересекают под острыми углами на участках преклиналей.

Зоны рассланцевания состоят из полос в разной степени рассланцованных, развальцованных и милонитизированных пород, иногда разделенных «целиками» менее нарушенных массивных песчаников, кварцитов, дайковых пород. В сланцах сохраняются реликты слоистости, рассекаемой сланцеватостью под углами 10—60°. По границам зон и внутри них отмечаются зеркала скольжения, направление бороздок на которых свидетельствует о взбросо-сдвиговых перемещениях. На это указывает также смещение и подворачивание пластов, направленное приоткрытие граней сместителей, ориентировка складок волочения и складок течения. Амплитуды как горизонтальных, так и вертикальных перемещений в каждой отдельной зоне рассланцевания не превышают метров — десятков метров. В секущих нарушениях амплитуды горизонтальных перемещений достигают иногда значительного размера (на месторождении Уилуна в Западной Австралии до 1800 м). Главный сместитель рудолокализирующего взбросо-сдвига не всегда выражен отчетливо. В зонах рассланцевания по контакту разнородных пород (песчаников и сланцев, кварцитов и сланцев и т. п.) он приурочен к плоскости контакта и фиксируется по стержневой кварцевой рудной жиле. В существенно глинистых толщах наблюдается интенсивная импрегнация кварцем и рудным материалом зоны рассланцевания по всей мощности.

В рудоносных зонах рассланцевания отсутствуют или являются редкостью угловатые брекчии отрыва, характерные для сбросовых дислокаций. Специфические тектониты — милониты, бластокатаклазиты — на фоне интенсивного рассланцевания при однозначном взбросо-сдвиговом характере перемещений свидетельствуют о развитии дорудных дислокаций в условиях сжатия. Рудоконтролирующие взбросо-сдвиги наложены на складчатые структуры, но сами формировались вслед за складками при сохраняющемся сжатии.

Складчатые структуры. Большинство золото-сурьмяных месторождений размещается на участках с интенсивной складчатостью. Складки крутые сжатые до изоклиналиных, трудно расшифровываемые в однородных сланцевых толщах. Рудные скопления приурочены к синклиналиям с размахом крыльев 2—10 км, осложненным мелкой складчатостью. Такова позиция месторождения Сарылах и сопутствующих ему проявлений. Зо-

лото-сурьмяные месторождения Южно-Африканской, Западно-Австралийской провинции и ряда других регионов также распределяются внутри сжатых линейных синклиналей, реже антиклиналей. Рудоносные зоны расланцевания ориентированы чаще всего параллельно осевым поверхностям складок и размещаются в их крыльях или ядрах в местах максимальной литологической неоднородности вмещающих пород. Менее распространены месторождения на участках пологой складчатости (с углами падения слоев на крыльях менее 30—40°). Характерным примером являются месторождения Сентачан, Удерейское, Чилко-Кобиха, размещающиеся в сводах и на крыльях пологих, часто брахиформных складок.

Пострудные дислокации. Разделяются на два типа по структурной позиции и формам проявления, а также по последовательности.

1. Ранние пострудные дислокации — обязательный элемент строения большинства золото-сурьмяных месторождений. Они обусловлены возобновлением (скорее, продолжением) взбросо-сдвиговых подвижек в рудоносных зонах расланцевания, направление перемещений при этом сохраняется. Так, на ряде месторождений Яно-Колымского пояса, где оруденение связано с правыми взбросо-сдвигами, пострудные подвижки локализованы в тех же зонах и имеют аналогичную правосдвиговую направленность. Сходные наблюдения имеются по Удерейскому месторождению. Малоамплитудные подвижки не нарушают, как правило, целостности рудных тел, приводя в крайнем случае к их разлинзованию, складчатым деформациям. С ранними пострудными перемещениями связаны динамометаморфизм руд, их милонитизация. Структура струйчатых милонитов позволяет наблюдать складки пластического течения в рудных телах, обусловленные нагнетанием руд и раздувы жил.

Комплекс структурных признаков — взбросо-сдвиговый характер рудолокализирующих нарушений, сопровождающихся зонами расланцевания и несущих черты дорудных и ранних пострудных деформаций в однонаправленных условиях сжатия — представляется типичным для месторождений золото-антимонитовой березитовой формации.

2. Поздние пострудные нарушения носят принципиально иной характер. Они представлены отдельными сбросами или системами сбросов различного направления, часто поперечного по отношению к жилам. Амплитуды перемещений редко превышают метры — десятки метров. Некоторые пострудные сбросы имеют доминерализационное заложение как элементы крупных «скрытых» поперечных разломов длительного развития.

Структурно-морфологические типы рудных тел. Выделяются два главных структурно-морфологических типа золото-сурьмяных месторождений, различающихся, вероятно, и по генетическим особенностям: 1) согласные залежи прожилково-вкраплен-

ных руд, 2) кварцево-рудные жилы. Огромное большинство золото-сурьмяных месторождений, включая все крупные объекты, относятся к типу кварцево-рудных жил.

Прожилки и вкрапленность сульфидов (пирита, пирротина, арсенопирита, антимонита), бертьерита, шеелита и золота по-слойно распределяются в пачках углистых филлитов, графитовых и серицитовых сланцев и кварцитов (Арамашевское на Урале, одно из месторождений в Енисейском кряже, Сейняйоки в Балтийской, некоторые месторождения Южно-Африканской провинции). Протяженность рудных залежей в двух последних провинциях достигает 1,5 км и более, мощность до 10 м. Такие пластообразные рудные тела представляют родственный тип по отношению к стратиформному антимонитовому оруденению в графитовых сланцах, объединенному в антимонит-пиритовую березитовую (?) («колчеданную») формацию. Пользуются распространением представления о принадлежности оруденения такого рода к эксгаляционно-осадочным образованиям, связанным с субмаринным вулканизмом [161, 202, 223].

Кварцево-рудные жилы имеют простую плитообразную, линзовую, четко-, реже седловидную форму и залегают согласно со сланцеватостью. В относительно хрупких дайковых породах, мощных пластах песчаников распространены серии лестничных и ветвящихся жил. Они имеют ограниченное распространение и несут малозначительное оруденение.

Протяженность рудных жил составляет сотни метров, иногда до 1000 м, мощность колеблется от десятков сантиметров до 12 м (в раздувах), промышленное оруденение прослеживается на глубину 300—400 м, в южноафриканских месторождениях — более 1 км. Размеры по склонению превышают длину линзовидных рудных тел в 2—3 раза.

Оруденение в жилах распределяется неравномерно, образуя отчетливые рудные столбы, характеризующиеся максимальными мощностями рудных тел и повышенными содержаниями сурьмы и золота. Они приурочены к местам коленообразных и складкообразных изгибов жил, обусловленных приоткрыванием развернутых граней сместителей жиловмещающих нарушений при взбросо-сдвиговых перемещениях. Изгибание нарушений связано с литологической неоднородностью боковых пород или со складчатými деформациями. Такого рода структурные ловушки являются наиболее распространенной формой локализации рудных столбов на золото-сурьмяных месторождениях (рис. 58) и за рубежом получили специальное название симонид (simonid — волнообразный изгиб жилы, сопровождающийся ее расширением, расщеплением [208]). Пострудные подвижки, сохраняющие направленность дорудных взбросо-сдвиговых перемещений приводят к дальнейшему приоткрыванию полостей, нагнетанию в них пластичного антимонита, усиливают концентрацию оруденения в рудных столбах типа симонид.

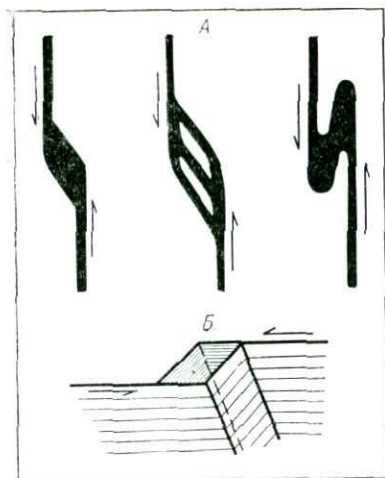


Рис. 58. Характерные формы рудных столбов на месторождениях золото-антимонитовой березитовой формации (А) и схема склонения рудного столба (Б).

В рудных столбах на участках раздувов жилы имеют асимметричное или симметричное полосчато-зональное строение. Обособляются существенно кварцевая и антимонитовая, иногда и карбонат-антимонитовая полосы, сливающиеся по простиранию, смешивающиеся и сохраняющиеся в виде фрагментов в местах интенсивных динамических преобразований. В рудных столбах отмечаются реликты первичных текстур выполнения (шестоватых, параллельнопризматических, друзовых). На участках пережимов, как и в околожильной зоне, преобладает метасоматическое замещение, тонкое пропитывание кварцем и рудным материалом рассланцованных пород. Участки рудных столбов в период формирования месторождений представляли, видимо, единственные открытые полости, соединенные ослабленной проницаемой зоной рассланцевания.

Региональные закономерности размещения месторождений

Тектоническая позиция региональных рудоносных зон. Золото-сурьмяные месторождения распределяются линейно, образуя протяженные рудоносные зоны длиной сотни километров при ширине до десятков километров. Региональные золото-сурьмяные зоны практически совпадают пространственно с золотоносными зонами, приуроченными к поясам полихронных батолитовых гранитоидов геосинклинально-складчатых областей. В таких зонах существует региональный геохимический парагенезис золота и сурьмы, который в несколько ином плане подчеркивается Н. В. Петровской [103].

Золото-сурьмяные зоны распространены в разновозрастных геосинклинально-складчатых областях — от древнейших архейских, представляющих ныне фрагменты докембрийских щитов, до мезозойских. Месторождения размещаются в отложениях геосинклинально-складчатых комплексов, реже в кристаллических породах основания. Оруденение не выходит в постгеосинклинальные образования (наложенные малосоцидные впадины, покровы субаэральных эффузивов и т. п.). Положение рудонос-

ных зон ограничено, таким образом, областями распространения геосинклинально-складчатых комплексов. По геотектонической и формационной принадлежности последних намечается три типа позиций, занимаемых зонами золото-сурьмяного оруденения.

1. На древних щитах — Южно-Африканском, Западно-Австралийском, Индостанском — рудоносные зоны связаны с протозеосинклинальными зеленокаменными поясами, концентрирующими все золоторудные месторождения щитов [149]. Зеленокаменные пояса образуют серии субпараллельных или разнонаправленных сопряженных «трогов», разделяющих древние гнейсовые блоки, насыщенные гранитоидами. Эти структуры обнаруживают черты сходства с фанерозойскими эвгеосинклинально-складчатыми зонами. Золото-сурьмяные месторождения размещаются в древнейших вулканогенно-терригенных комплексах Свазиленд, Иилгарн и их аналогах, имеющих архейский возраст (от 3,5 до 2,5 млрд. лет), метаморфизованных на уровне низких ступеней зеленосланцевой фации.

В отличие от древнейших зеленокаменных поясов в фанерозойских эвгеосинклинально-складчатых системах с весьма широким развитием золото-кварцевых месторождений эпизодически представлено малозначительное золото-сурьмяное оруденение. Высокая поисковая изученность таких зон позволяет считать этот факт не следствием недостаточной информации, а проявлением определенных эволюционных тенденций в распределении золото-сурьмяного оруденения.

2. В протерозойских и фанерозойских провинциях «центр тяжести» золото-сурьмяного оруденения находится в иной тектонической обстановке. Основная масса месторождений, включая все существенные рудные концентрации, приурочена к терригенным (сланцевым, по Г. А. Твалчрелидзе [133]) геосинклинально-складчатым системам. Такую позицию занимают рудоносные зоны Енисейского кряжа, Балтийской, Верхояно-Колымской, Боливийской провинций, Армориканского массива в Центральной Европе, массива Цзяннаня в Южном Китае. Оруденение размещается в песчано-сланцевых геосинклинально-складчатых комплексах, характеризующихся рядом особенностей: среди песчаников наряду с аркозовыми разностями присутствуют граувакки; глинистые породы отличаются повышенной углеродистостью и сульфидоносностью, во многих случаях могут быть отнесены к черносланцевой формации; вулканогенные породы представлены редкими маломощными, но распространенными на широкой площади горизонтами туфов и туффитов, при значительном развитии силлов, штоков, серий даек диабазов, порфиритов, альбитофиров. Породы терригенных комплексов метаморфизованы в зеленосланцевой фации и прорваны многофазными гранитными батолитами с преобладанием гранитондов натриевого ряда.

3. В высокометаморфизованных комплексах срединных и краевых массивов, захваченных «внегеосинклинальным» гранитоидным магматизмом, небольшие золото-сурьмяные месторождения распространены вблизи выходов палеозойских гранитоидов в докембрийских и раннепалеозойских гнейсах, кристаллических сланцах, древних гранитах Центрального Французского и Чешского массивов Молданубской зоны герцинских складчатых сооружений Центральной Европы, а также блоков палеозойской консолидации Западных Карпат (Низкие Татры и др.). Этим практически ограничивается список зон такого типа, пользующихся весьма небольшим распространением.

Распределение рудоносных зон в региональных структурах, складчато-блоковые структуры. Размещение рудоносных зон с золото-сурьмяным оруденением подчинено региональным складчатым структурам, характеризующимся неоднородностью. По морфологическим особенностям складчатости в большинстве провинций могут быть выделены блоки пологих дислокаций и разделяющие их зоны интенсивной линейной складчатости. Рудоносные зоны конформны складчатым элементам, распределяются в зонах интенсивной линейной складчатости вблизи границ блоков пологих дислокаций, фиксируемых региональными разломами.

Блоки пологих дислокаций, выделенные Л. И. Красным [68] в особый вид структур — «планории», имеют удлинненно-полигональную, изометричную, клиновидную форму и размеры до десятков тысяч квадратных километров. Они характеризуются: а) распространением пологой, часто брахиформной складчатости; б) концентрацией основной массы батолитовых гранитоидов; в) сравнительно полным развитием гранитно-метаморфического слоя земной коры; г) тенденцией к относительному поднятию на геосинклинальном и последующих этапах. Это выражается в пониженных мощностях (3—5 км и менее) или отсутствии в пределах блоков пологих дислокаций отложений рудовещающих геосинклинально-складчатых комплексов. В последнем случае в блоках обнажены кристаллические породы фундамента. В наиболее древних провинциях щитов гранито-гнейсовые блоки «пракоры» [52] с их полихронными гранитоидами и купольной тектоникой могут рассматриваться как аналоги блоков пологих дислокаций фанерозойских областей.

В зависимости от особенностей строения блоков пологих дислокаций и подхода к ним в тектонических описаниях они именуются системами гранито-гнейсовых куполов (Южно-Африканская провинция), массивами (Армориканский массив), антиклинориями и брахиантиклинориями (Яно-Колымский пояс), поясами куполов (Восточная Австралия) и т. п.

Применение разной терминологии не маскирует главной сущности структур такого рода: это — синэпические относительно

жесткие блоки континентальной коры с тенденцией к воздыманию, с которыми связаны очаги длительного гранитообразования.

Зоны интенсивной линейной складчатости вытянуты на сотни километров при ширине до десятков километров. Местами они пережимаются, и смежные блоки пологих дислокаций притираются друг к другу, разделяясь узкими зонами смятия и рассланцевания вдоль региональных разломов. Зоны интенсивной линейной складчатости характеризуются следующими основными чертами: а) развитием крутых сжатых до изоклинальных складок; б) концентрацией основной массы «добатолитовых» даек пестрого состава от диабазов до альбитофиров и кварцевых порфиров; в) тенденцией к относительному прогибанию при общем синклиноморфном характере структуры; г) редуцированным гранитно-метаморфическим слоем коры, наличием на глубине под терригенным комплексом меланократового фундамента, состоящего из пород основного и ультраосновного состава. В некоторых фанерозойских провинциях фрагменты меланократового фундамента обнажаются среди пород рудовмещающего терригенного комплекса. В древних зеленокаменных поясах меланократовые образования (гипербазиты, коматииты, базиты) являются постоянными элементами строения рудовмещающих терригенно-вулканогенных комплексов.

Зоны интенсивной линейной складчатости и в древних зеленокаменных поясах и в терригенных фанерозойских геосинклиналях предстают как фемические (или сиалическо-фемические) зоны, принципиально отличающиеся по глубинному строению от прилегающих сиалических блоков пологих дислокаций. Закономерное сочетание сиалических блоков и фемических зон, своего рода их тектонический парагенезис существенно сближает раннедокембрийские и фанерозойские золото-сурьмяные провинции, несмотря на имеющиеся формационные различия. В раннедокембрийских областях контрастность такого парагенезиса выступает резко, в фанерозойских маскируется общей терригенной «покрышкой» структур.

Региональные разломы. Линейное размещение месторождений золото-антимонитовой березитовой формации контролируется продольными по отношению к складчатости региональными разломами типа взбросо-сдвигов. Они разграничивают разнообразные складчатые элементы или прослеживаются внутри зон интенсивной линейной складчатости. Сдвиговые перемещения, амплитуды которых оцениваются в десятки километров, сопровождаются развитием оперяющих фронтальных надвигов, серий виргирующих складок. Большинство таких разломов имеет раннее заложение, проявляясь в виде резких фациальных границ в отложениях геосинклинальных комплексов. Судя по геофизическим данным, некоторые региональные рудоконтролирующие разломы относятся к категории глубинных. На поверх-

ности взбросо-сдвиги фиксируются зонами смятия, расщепления, интенсивного прожилково-жильного окварцевания.

Неравномерность распределения золото-сурьмяного оруденения вдоль «продольных» разломов обусловлена в большинстве случаев влиянием «поперечных» к складчатости нарушений. Некоторые «поперечные» линеаменты носят трансрегиональный характер. Они относятся к категории «скрытых» разломов и выявляются по целому комплексу косвенных геологических, геоморфологических, геофизических данных. Такие рудоконцентрирующие структуры (по М. А. Фаворской и И. Н. Томсону [139]), контролирующее положение рудных узлов, выделяются в Яно-Колымском поясе, Енисейском кряже, зоне Мирчисон, Боливийской и других провинциях. Несмотря на отчетливое влияние «поперечных» линеаментов на распределение рудных узлов и полей, следует подчеркнуть их относительно слабую активность на этапе становления золото-сурьмяного оруденения.

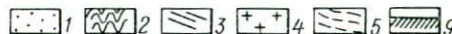
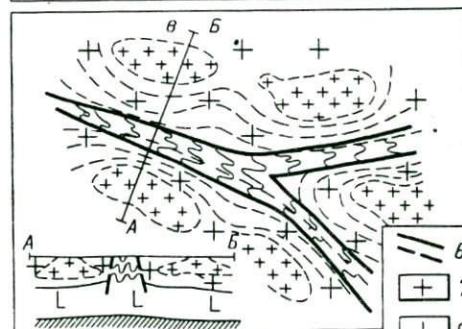
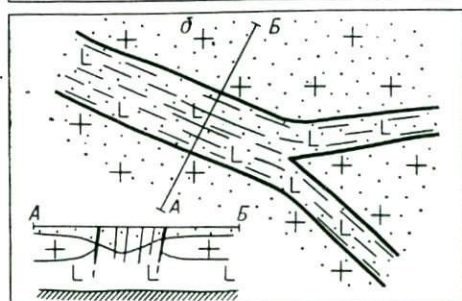
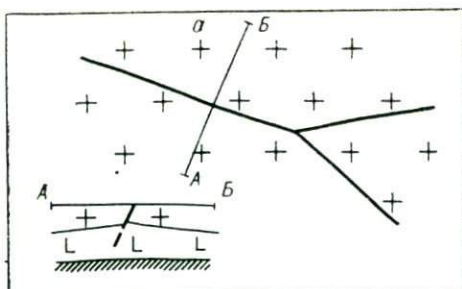
Палеотектонические элементы. По распределению мощностей отложений геосинклинального комплекса установлено, что рудоносным зонам интенсивной линейной складчатости отвечают палеотроги, а блокам пологих дислокаций — палеоподнятия. В некоторых провинциях сами названия структур говорят об их палеоприроде: «трог Мельбури», «зеленокаменные трог» и др. В трогах терригенные отложения имеют существенно глинисто-сланцевый состав, приближаясь к черносланцевой формации, в палеоподнятиях преобладают песчанистые толщи. Мощности рудовмещающих геосинклинально-складчатых комплексов в трогах составляют 7—10 км и уменьшаются не менее чем в 2 раза на палеоподнятиях.

Основные палеотектонические элементы наследуются без изменения знака при последующем развитии региональных складчатых структур: трог переходит в синклинорные зоны интенсивной линейной складчатости, а палеоподнятия — в относительно приподнятые блоки пологих дислокаций. Необращенность структур, унаследованная направленность их развития на геосинклинальной стадии и позднее в период инверсии и складчатости являются, по-видимому, следствием начальной изостатической неоднородности сиалических блоков палеоподнятий и фемических троговых зон. Палеорекострукции ряда эпикратонных геосинклинально-складчатых систем (рис. 59), к которым относятся золото-сурьмяные провинции, позволили предположить, что фемические трог сформировались путем дробления древних кратонов и раздвига сиалических блоков континентальной коры [15, 52, 99]. С. Д. Шер [149 и др.], обобщивший новейшие материалы по золоторудным провинциям мира, считает наиболее вероятным, что золотоносные «зеленокаменные трог» формировались в зонах раздвигов первичной гнейсовой коры.

Рис. 59. Принципиальная схема тектонического развития эпикратонной геосинклинально-складчатой золото-сурьмяной рудоносной зоны.

a — дробление палеократона; *б* — раздвиг блоков сиалической коры с формированием трога на меланократовом основании; *в* — складчатость, батолитообразование в сиалических блоках, зональный метаморфизм.

1 — терригенный или терригенно-вулканогенный геосинклинальный комплекс; 2 — интенсивная линейная складчатость; 3 — добатолитовый пластинчатый комплекс параллельных даек; 4 — полихронные батолитовые гранитоиды; 5 — региональный зональный метаморфизм; 6 — региональные разломы; 7 — гранитно-метаморфической слой коры; 8 — базальтовый слой коры; 9 — граница Мохоровичича.



Магматические образования. Среди магматических проявлений, постоянно отмечаемых в областях золото-сурьмяного оруденения, выделяется два типа образований: «добатолитовые» малые интрузии и полихронные гранитные батолиты, сопровождающиеся ореолами зонального метаморфизма.

«Добатолитовые» малые интрузии присутствуют в большинстве рудоносных зон, независимо от их тектонического положения. Они представлены сериями даек, протяженными штокобразными телами разного состава — от габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов до гранит-порфиров, плагипорфиров, альбитофирив, «микрогранитов» и т. п. Малые интрузии размещаются преимущественно в трогах, преобразованных в зоны интенсивной линейной складчатости. Породы имеют выраженный гипабиссальный облик, несут признаки кристаллизации на небольших глубинах, подвержены значительному натриевому метасоматозу (вплоть до образования метасоматических альбитофирив). Дайки отчетливо догранитные («добатолитовые»), метаморфизованы вместе с боковыми осадочными породами.

Состав и строение «добатолитовых» дайковых пород, характер изменений которым они подвержены, структурные условия их размещения свидетельствуют об их принадлежности к субвулканическим аналогам раннегерсинклинального вулканизма, слабо проявленного в терригенных геосинклиналях. Условия размещения и геометрия дайковых свит позволяют рассматривать их, пользуясь терминологией тектоники плит, в качестве «пластинчатого комплекса параллельных даек». Такие образования отмечают зоны растяжения в земной коре, в данном случае — троговые зоны раздвиговой природы.

Представляется, что пространственная связь золото-сурьмяных проявлений с «добатолитовыми» дайками носит не прямой генетический или парагенетический характер. Их сонахождение обусловлено в первую очередь структурной преемственностью — от рифтогенных трогов, вмещающих ранние дайковые серии, к зонам интенсивной линейной складчатости, в которых концентрируется золото-сурьмяное оруденение.

Полихронные гранитные батолиты являются постоянным элементом строения золото-сурьмяных провинций. Цепи гранитных плутонов протягиваются на сотни километров, размещаясь в пределах сиалических блоков пологих складчатых дислокаций. Гранитоиды образуют уплощенные тела, локализуемые в верхней части таких блоков (до глубины 7 км по геофизическим данным в Яно-Колымском поясе). Гранитные батолиты представляют собой результат многофазных внедрений, растянутых во времени, с признаками палингенеза и реоморфизма, переходом от ранних натриевых гранитоидов к поздним калиевым гранитам. Длительность становления полихронных батолитов достигает в докембрийских областях 300—600 млн. лет, в фанерозойских 30—100 млн. лет. Максимум батолитообразования относится к инверсионной стадии развития геосинклинально-складчатых областей и сопряжен со складкообразованием.

Золото-сурьмяное оруденение распределяется в удалении на 3—30 км от крупных гранитных плутонов в криптобатолитовой зоне. Полихронные гранитоиды явно влияют на региональное распределение золото-сурьмяного оруденения, но возрастные соотношения этих образований неоднозначны. Огромная длительность процесса гранитообразования делает саму задачу выяснения таких соотношений достаточно неопределенной, тем более что непосредственные контакты золото-сурьмяного оруденения с гранитоидами отмечены в единичных частных случаях. С этим связано разное толкование положения золото-сурьмяного оруденения как догранитного (Западно-Австралийская, Балтийская, Восточно-Австралийская провинции), син- или постгранитного (Енисейский кряж, Южно-Африканская, Центральноевропейская, Боливийская провинции). В Верхояно-Колымской провинции имеются данные о метаморфизме жил с золото-сурьмя-

ным оруденением в экзоконтакте гранитных батолитов. В то же время по данным калий-аргоновых определений возраста многие месторождения синхронизируются с поздними фазами гранитоидов. В золото-сурьмяных провинциях имеется устойчивый пространственно-временной парагенезис гранитных батолитов и золото-антимонитовой березитовой формации (в ряду с другими типами золото-кварцевого оруденения). Каков бы ни был характер этой связи, полихронное батолитовое гранитообразование является неизменным условием развития золото-сурьмяного оруденения.

Зональный метаморфизм. В рудоносных зонах большинства золото-сурьмяных провинций отмечается метаморфизм низких ступеней зеленосланцевой фации (Южно-Африканская, Западно-Австралийская, Балтийская, Енисейский кряж, Верхояно-Колымская, Боливийская и др.). Метаморфические ареалы имеют зональное строение. Уровень метаморфизма быстро нарастает по направлению к гранитным батолитам, и зеленосланцевая фация сменяется контактовой модификацией амфиболитовой фации. Вдоль цепей гранитных массивов метаморфические ареалы сливаются, образуя протяженные полосы, в которых зеленосланцевая фация охватывает в основном зоны интенсивной линейной складчатости, а амфиболитовая — пригранитные части блоков пологих дислокаций. Периферическая зона зеленосланцевого метаморфизма наиболее низких ступеней, к которой приурочены золото-сурьмяные месторождения, имеет ширину до первых километров. Зона состоит из серицит-карбонатных или серицит-хлорит-карбонатных сланцев, графитовых филлитов.

Железистый доломит является одним из главных новообразованных компонентов этого метаморфического парагенезиса. Иногда он образует почти мономинеральные линзовидные скопления среди сланцев (зона Мерчисон). Значительное развитие карбонатов в метаморфизованных толщах, изначально лишенных карбонатного материала, свидетельствует в пользу широкого участия углекислоты в составе метаморфизирующих растворов.

Приуроченность золото-антимонитовой березитовой формации к ареалам зонального метаморфизма с размещением оруденения во внешней серицит-(хлорит)-карбонатной зоне является общей закономерностью. Метаморфическая «подготовка» рудовмещающих терригенных и терригенно-вулканогенных толщ является обязательным элементом развития золото-сурьмяного оруденения. Зональный метаморфизм относится к региональному плутоническому типу, он сопутствует полихронным гранитоидам. Судя по данным В. А. Буряка, С. Т. Бадалова, В. Г. Монсеенко, Б. Я. Хоревой, Ю. Г. Щербакова, такой метаморфизм характерен для областей «метаморфогенно-гидротермального» золотого оруденения.

Латеральная зональность оруденения. В большинстве золото-сурьмяных рудоносных зон наряду с «малосульфидным» (по Н. В. Петровской) золото-кварцевым и золото-антимонит-кварцевым оруденением отмечаются редкометальные (W, Sn, Mo) проявления. И. В. Кунаев [73] показал статистическую устойчивость триады W—Au—Sb в регионально-металлогеническом плане. Внутри этой ассоциации намечается определенная упорядоченность пространственного распределения главных рудных компонентов, рассматривавшаяся в общем виде Р. М. Константиновым и И. Н. Томсоном, Н. В. Петровской, Д. А. Тимофеевским и Н. И. Бородаевским, Д. В. Рундквистом и И. А. Неженским. Применительно к золото-сурьмяным месторождениям этот вопрос анализировался автором [14, 21].

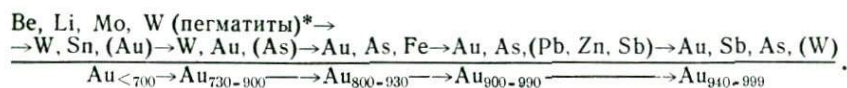
В рудных зонах проявлена латеральная зональность, носящая центробежный характер со сменой в стороны от батолитовых гранитоидов оруденения последовательно меняющегося состава. В апикальных частях гранитных батолитов отмечается грейзеновая жильная, иногда пегматитовая касситерит-вольфрамитовая (с молибденитом) слабо золотоносная минерализация. В экзоконтактовой зоне интрузий распределяется золото-шеелит-(вольфрамит)-кварцевое оруденение, сменяющееся далее золото-арсенопирит-кварцевыми (с пирротинном в древних зонах) месторождениями. К ним примыкает зона распространения золото-сульфоантимонит-кварцевого оруденения, в составе которого участвуют сульфиды полиметаллов, сульфоантимониты, блеклые руды. Периферическую зону образуют золото-сурьмяные проявления. Латеральная зональность такого рода с обособлением в периферической зоне золото-сурьмяного оруденения отмечена в Енисейском кряже, Верхояно-Колымской, Южно-Африканской, Центральноевропейской, Аппалачской и Боливийской провинциях.

Ареалы рудной зональности имеют ширину 5—30 км и вытянуты линейно вдоль удлинённых батолитов или цепей гранитных интрузий. Зоны в общем случае смещаются фронтально, сменяя друг друга от гранитных «ядер» блоков пологих дислокаций к зонам интенсивной линейной складчатости и расщепления. В отдельных частях Яно-Колымского пояса наблюдается симметричное встречное «скатывание» золоторудной зональности в зоны смятия с прилегающих по обе стороны блоков пологих дислокаций. Наиболее позднее золото-сурьмяное оруденение занимает в таких случаях осевое положение в золотоносной зоне.

В Яно-Колымском поясе, Енисейском кряже, Южно-Африканской провинции устанавливается корреляция латеральной зональности оруденения и периплутонической метаморфической зональности: к эпидот-амфиболитовой фации, редко к более низким ступеням зонального метаморфизма, приурочена минерализация W, Au; к биотит-хлоритовой субфации зеленослан-

цевой фации — Au, Fe, (As); к хлорит-серицитовой субфации — Au, As, частично Au, Pb, (Sb); к серицит-(хлорит)-карбонатной субфации — Au, Sb. Приведенное распределение близко к соотношению метаморфической и золоторудной зональности, выявленному В. А. Буряком (1968 г.) в Ленском районе, где периферическая зона с оруденением Au, Sb не развита.

Отмечается направленное изменение пробности золота от ранних золоторудных ассоциаций к поздним, что находит отражение в упорядоченном распределении этого показателя в ареалах латеральной зональности золоторудных месторождений. Карты пробности золота в россыпях, построенные в изолиниях, позволяют выделить локальные аномалии высокопробного золота около золото-антимонитовых месторождений и проследить соответствие между этим показателем и латеральной рудной зональностью. Распределение пробности золота в россыпях дает интегральное выражение латеральной зональности золотого оруденения. Ниже приведена обобщенная формула зональности, отражающая в верхней части последовательную смену типов золото-кварцевого оруденения по латерали от гранитных концентров, а в нижней части соответствующие направленные изменения пробности золота в россыпях. Даны только крайние значения пробности, несколько отличающиеся в связи с учетом дополнительных данных от приведенных в первом варианте формулы [14].



Закономерная изменчивость пробности золота в ряду латеральной золоторудной зональности имеет большое практическое значение. Она может использоваться в качестве одного из критериев поисков (на что указал Б. Г. Бычок, 1968 г.) и прогнозирования золото-сурьмяного оруденения.

Генетическая модель, положение золото-антимонитовой березитовой формации в истории развития геосинклинально-складчатых областей. Происхождение золото-антимонитовых месторождений и место их в истории развития подвижных областей рассматриваются с разных точек зрения. Главные из них затронуты при характеристике отдельных провинций. Существующие представления по этому вопросу могут быть разделены на три обобщенные группы, суть каждой из которых состоит в следующем.

I. Золото-сурьмяные месторождения входят в комплекс золото-кварцевых мезотермальных месторождений, связанных пространственно и структурно, парагенетически или генетически с гранитными батолитами или с малыми интрузиями «до-

* Для Южно-Африканской и Центральноевропейской провинций.

батолитового» комплекса, и относятся к инверсионной стадии (средним этапам) развития подвижных областей [24, 41, 46, 82].

II. Золото-сурьмяные месторождения принадлежат к метаморфогенно-гидротермальному типу, сформировались путем мобилизации рудных компонентов из вмещающих толщ под влиянием метаморфизма, связанного с батолитовым гранитообразованием в период складчатости (т. е. на инверсионной стадии, как в первом случае) [14, 161, 223].

III. Золото-сурьмяное оруденение относится к эпитермальному или телетермальному типу либо является результатом наложения эпитермальной сурьмяной минерализации на ранние золото-кварцевые месторождения. Во всех этих случаях оруденение связывается с проявлением тектоно-магматической активизации или орогенеза [35, 54, 140, 153].

По ряду провинций одновременно сосуществуют генетические представления, отвечающие каждой из названных групп. При построении общей генетической модели должен быть учтен комплекс основных фактов.

1. Месторождения золото-антимонитовой березитовой формации относятся к кварцевожилному типу, сопровождаются гидротермальными изменениями типа березитизации, характеризуются однонаправленной сменой минеральных рудных ассоциаций в интервале палеотемператур 380—120° С. Жилы локализуются в зонах расщепления и милонитизации вдоль взбросо-сдвигов, подвержены внутри- и пострудным пластическим деформациям. Структурные, минералогические, термометрические данные указывают на формирование золото-антимонитового оруденения при геодинамическом режиме устойчивого жатия, отвечающем условиям складкообразования.

2. Золото-сурьмяные месторождения размещаются в эпикратонных трогах раздвиговой природы, развившихся на меланократовом основании, в терригенных (черносланцевых) и терригенно-вулканогенных геосинклинальных комплексах значительной мощности, характеризующихся распространением послонной (сингенетической) сульфидной вкрапленной минерализации, иногда включающей в себя антимонит. К троговым зонам приурочены «добатолитовые» дайки, являющиеся индикатором растворения в раздвигах.

3. Золото-сурьмяное оруденение приурочено к золотоносным поясам полихронных гранитных батолитов, длительно развивавшихся в сиалических блоках, обрамляющих троговые. Золото-антимонитовые месторождения связаны латеральной рудной зональностью с другими типами золото-кварцевого оруденения. Вектор рудной зональности направлен от гранитных батолитов и согласуется с региональной метаморфической зональностью. Метаморфизм захватывает также «добатолитовые» дайки. Существует устойчивая корреляция метаморфической и латеральной

рудной зональности, постоянная приуроченность золото-сурьмяного оруденения к периферической серицит-(хлорит)-карбонатной субфации.

4. Установлена близость изотопного состава серы и свинца в сульфидах золото-антимонитовых месторождений и сингенетических сульфидах вмещающих черносланцевых и терригенно-вулканогенных толщ. Эти данные допускают возможность заимствования серы и свинца из рудовмещающих отложений.

5. В большинстве провинций отмечены прямые пересечения кварцево-рудных жил золото-антимонитовой березитовой формации антимонит-халцедон-кварцевыми жилами антимонитовой аргиллитовой формации. Молодые жилы часто сопровождаются ртутной минерализацией и относятся к орогенной стадии или стадии активизации, представляя собой собственно «эпитермальное» оруденение.

Исходя из приведенных фактов связь золото-сурьмяных месторождений с батолитами или «добатолитовыми» дайками не может рассматриваться прямолинейно, она проявляется опосредованно через рудоконтролирующие зоны трогов, зональный метаморфизм и другие факторы. Согласованность распределения оруденения с зональным метаморфизмом и общие металлогенические особенности рудоносных зон говорят в пользу метаморфогенно-гидротермальной гипотезы, т. е. представлений о первичном накоплении золота, сурьмы и других металлов в вулканогенных и черносланцевых комплексах трогов с последующей мобилизацией их в период батолитового гранитообразования, складчатости и зонального метаморфизма.

Структурные и возрастные соотношения показывают, что золото-антимонитовая березитовая формация является существенно позднескладчатой, относится к инверсионной стадии развития подвижных областей, синхронизируется с батолитовым гранитоидным магматизмом. В каждой из рудоносных провинций возраст золото-сурьмяного оруденения находится в прямом соответствии со временем складчатости, т. е. отвечает периоду становления складчатых областей, включая древнейшие из них. Это заключение подтверждается данными калий-аргоновых и свинцовых определений возраста золото-сурьмяного оруденения в Яно-Колымском поясе, Енисейском крыже, Южно-Африканской и других провинциях. Золоторудный комплекс, включающий в себя золото-сурьмяное месторождение, относится, согласно Ю. А. Билибину [24], к средним этапам развития складчатых областей. Н. А. Фогельман и М. Б. Бородаевская [144] указывают, что золоторудные месторождения комплекса формировались близко во времени к главным или поздним фазам складчатости и становлению «синтектонических» гранитоидных интрузий батолитового типа.

Две линии развития сурьмяноносных золоторудных комплексов. Антимонит является характерным компонентом и в золото-

рудных месторождениях иного типа по сравнению с рассмотренной выше золото-антимонитовой березитовой формацией и ассоциирующим с ней золото-кварцевым оруденением. Эти месторождения также относятся к золото-кварцевому или золото-сульфидно-кварцевому комплексу, но сформировались после инверсии, складчатости и батолитовых гранитоидов на орогенной стадии развития геосинклинально-складчатых областей или стадии активизации консолидированных структур. По данным Ю. А. Билибина, М. Б. Бородаевской, В. С. Кормилицына, И. В. Кунаева, Н. В. Петровской, Д. А. Тимофеевского, Н. А. Фогельман, С. Д. Шера [24, 66, 73, 103, 144, 149], они связаны с постинверсионными интрузиями гранитоидов, диоритовыми малыми телами. Антимонит образует скопления в составе послепродуктивных ассоциаций [103] в самих золото-рудных месторождениях или распределяется зонально по периферии рудных полей.

Антимонитовые проявления такого рода известны в Средней Азии (Кассанский район, Кокпатас в Западном Узбекистане), Казахстане (Бестюбе), Забайкальской (Дарасун, Итака), Сихотэ-Алинской (Дяппе, Боринское), Чукотской (Пологое, След), Восточно-Австралийской (Гимли) и других провинциях. Оруденение характеризуется: полистадийностью, нередко с разделением рудных стадий субвулканическими дайками; последовательным наложением (телескопированием) метасоматитов разных формационных типов (гумбеитов, турмалин-хлоритовых метасоматитов, березитов, аргиллизитов), сопровождающихся оруденением разного состава от редкометального (Mo, W) с признаками высокотемпературного пневматолитового рудообразования (по Ю. В. Ляхову, Н. М. Давиденко) до средне- и низкотемпературного пирит-арсенопиритового, золото-полисульфидного и завершающего антимонитового; крустификационными и колломорфными текстурами руд при отсутствии признаков пластических деформаций. Заключительная халцедон-антимонитовая (часто с киноварью) минерализация сопровождается аргиллизацией боковых пород, отличается слабой золотоносностью при относительно высоких содержаниях серебра и по главным признакам относится к антимонитовой аргиллизитовой формации.

Постинверсионные золоторудные комплексы существенно отличаются от сининверсионных, включающих золото-антимонитовую березитовую формацию, по структурным условиям размещения, соотношениям с магматическими образованиями, особенностям состава. Но имеется принципиальное сходство в последовательности главных рудных ассоциаций — от золото-редкометальной к золото-сеелитовой, золото-пирит-арсенопиритовой, золото-сульфоантимонитовой и антимонитовой. На фоне единой последовательности минеральных парагенезисов отчетливо проявляются различия в распределении и составе золота

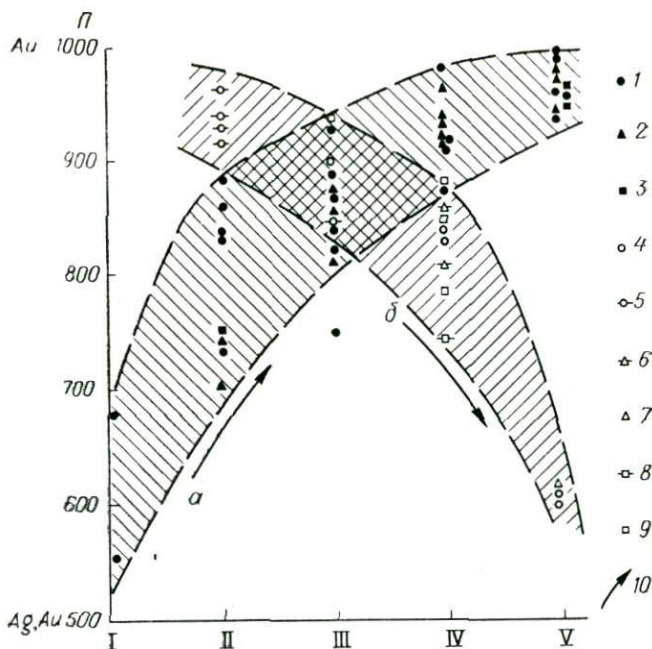


Рис. 60. Направленные изменения пробы золота Π в двух главных линиях развития сурьмяноносных золоторудных комплексов областей гранитоидного магматизма — сининверсионной (a) и постинверсионной (орогенной или связанной с тектоно-магматической активизацией) (b).

$I-V$ — типы золото-кварцевого и золото-сульфидно-кварцевого оруденения: касситерит-вольфрамитовый (I), шеллит-молибденит-арсенопиритовый с магнетитом, пирротинном (II), пирит-арсенопиритовый (III), полсульфидно-сульфоантимонитовый (IV) и антимонитовый (V).

$1-3$ — пробы золота в месторождениях линии a : 1 — Яно-Колымский пояс (А. В. Анасенко и Б. Г. Бычок [5], В. И. Бергер [14], М. А. Галкин [33], Г. Н. Гамянин, 1974 г., А. И. Скрябин, 1972 г.), 2 — Южно-Африканская провинция (Н. Гэй [180], Х.-В. Илес [179]), 3 — Боливийская провинция (Ф. Алфельд и А. Шнайдер-Щербина [158]); $4-9$ — пробы золота в месторождениях линии b : 4 — Среднеазиатская провинция, Кассанский район (О. А. Виноградов, 1972 г.), 5 и 6 — Монголо-Охотский пояс, Кировское месторождение (5), Джалинджинский рудный узел (6) (Л. П. Гуров, 1969 г., Г. В. Дитмар, 1966 г.), 7 — северная часть Сихотэ-Алинской провинции, Нижнее Приамурье (И. В. Кунаев [73]), 8 — Монголо-Охотский пояс, Селемджинский район, Токурское месторождение (В. Г. Моисеенко [85]), 9 — Чукотская провинция, Аноянский район (Н. М. Давиденко [43]); 10 — направленность развития золотого оруденения во времени.

в этих двух главных линиях развития сурьмяноносных золоторудных комплексов.

Сининверсионные комплексы характеризуются значительным накоплением золота в поздней бертьерит-антимонитовой ассоциации. Золото, связанное с антимонитом, отличается высокой чистотой. Пробность его возрастает на 400 единиц от ранних высокотемпературных ассоциаций к поздним низкотемпературным (рис. 60, линия a). А. Е. Ферсман (1931 г.) в общей форме отметил эту тенденцию очистки золота от серебра и других примесей с понижением температуры на поздних стадиях. В низко-

температурной (около 200°C) антимонит-березитовой ассоциации практически чистое самородное золото образует тесный парагенезис с самородным серебром, что свидетельствует о полной несмесимости этих металлов в условиях рудоотложения.

В постинверсионных золоторудных месторождениях, несмотря на крайнюю ограниченность данных, строго привязанных к рудным ассоциациям, устанавливается противоположная направленность — снижение пробы золота примерно на 400 единиц от ранних высокотемпературных ассоциаций к поздней низкотемпературной ($120\text{—}180^{\circ}\text{C}$) антимонитовой (рис. 60, линия б). Такая тенденция снижения пробы золота с падением температуры отмечена В. Г. Моисеенко [85].

Радикальные различия в поведении системы Au—Ag в двух главных линиях развития сурьмяноносных золоторудных комплексов носят столь направленный и закономерный характер, что должны определяться, вероятно, единой причиной. Таким общим фактором является, видимо, давление. Влияние его на систему Au—Ag изучено очень слабо. Известные экспериментальные результаты по системе получены при низких давлениях $1\text{—}200$ кгс/см².

Месторождения первой, сининверсионной линии, как было показано выше, формировались в относительно замкнутых условиях, определявшихся устойчивым сжатием при давлениях около 1000 кгс/см² и более. Оруденение второй, постинверсионной линии связано с зонами дробления повышенной сквозности, по видимому, сообщавшимися с поверхностью. Об этом помимо структурных реконструкций свидетельствуют обильные выделения гематита, периодически возникавшие руды колломорфной текстуры и др. Иными словами, давление в подобных системах было нестабильным и могло уменьшаться до весьма низких значений. Кроме того, на состояние системы Au—Ag мог действовать в таких условиях и высокий кислородный потенциал (В. В. Щербина, 1956 г.).

Исходя из вероятного влияния высокого давления на снижение смесимости золота и серебра, было сделано предположение, что «высокобарное» золото из месторождений золото-антимонитовой березитовой формации должно обладать «плотной» решеткой, отличающейся от параметров, определяемых экспериментальной кривой. Кривая, построенная по сплавам Au—Ag, полученным при низких давлениях [85], и отвечающая, таким образом, второй линии, показывает увеличение параметра решетки, ее «разрыхление» при высоких значениях Au/Ag, т. е. в высокопробном золоте (рис. 61). Рентгенографически изучены 5 образцов высокопробного золота из золото-сурьмяных месторождений Яно-Колымского пояса (табл. 10). Первые результаты подтвердили предположение о повышенной «плотности» решетки в этом золоте и позволили предварительно наметить низкую ветвь кривой распределения параметров кристалличе-

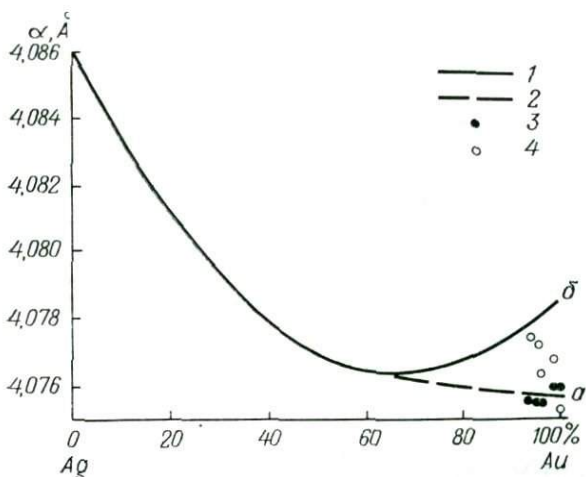


Рис. 61. Параметры кристаллической решетки золота (КРЗ) из золото-антимонитовых месторождений Яно-Колымского пояса.

1 — кривая распределения параметров КРЗ в зависимости от состава твердого раствора Au—Ag, по В. Г. Моисеенко [85] (отвечает линии *b* на рис. 61); 2 — предполагаемое распределение параметров КРЗ в сининверсионных месторождениях золота (отвечает линии *a* на рис. 61); 3 и 4 — определения параметров КРЗ в пробах золота из месторождений Яно-Колымского пояса до (3) и после (4) отжига при температуре 250° С.

ской решетки золота, отвечающую сининверсионной линии развития сурьмяноносных золоторудных комплексов. Рентгенографическое исследование проведено в лаборатории ВСЕГЕИ О. Ю. Дубиком на рентгеновском дифрактометре ДРОН-1 на Си-излучении при температуре 21° С. Скорость движения образца 0,5 градус/мин. Поправки вводились по германиевому эталону ($\alpha = 5,6568 \pm 0,002 \text{ \AA}$).

Таблица 10

ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКИ ЗОЛОТА ИЗ ЗОЛОТО-АНТИМОНИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ПОЯСА

Номер образца	Проба золота	α , Å	α , Å после отжига при 250° С
1	996	$4,0760 \pm 0,001$	$4,0754 \pm 0,0004$
2	980	$4,0755 \pm 0,001$	$4,0774 \pm 0,0004$
3	946	$4,0755 \pm 0,001$	$4,0777 \pm 0,0008$
4	990	$4,0760 \pm 0,001$	$4,0769 \pm 0,0003$
5	960	$4,0755 \pm 0,001$	$4,0769 \pm 0,0005$

Вся совокупность полученных данных позволяет четко разграничить две линии развития сурьмяноносных золоторудных комплексов, своеобразие поведения золота в которых определяется принципиально различными геодинамическими условиями становления на разных стадиях тектонического цикла. Тесная связь халцедон-антимонитового оруденения с золоторудными комплексами второй линии часто служит причиной ошибочного отнесения их к золото-антимонитовой формации. Возможность такой ошибки следует иметь в виду, особенно учитывая разные масштабы и несравнимую степень золотоносности антимонитовых месторождений, принадлежащих разным линиям развития золоторудных комплексов.

ГЛАВА 7

СУРЬМЯНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗОН СУБАЭРАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА И СУБВУЛКАНИЗМА

Среди разнообразных сурьмяных рудных формаций зон субаэрального вулканизма главную роль играют две тесно связанные формации — антимонитовая аргиллизитовая и антимонит-ферберитовая аргиллизитовая. Первая формация существенно преобладает по числу месторождений и представлена массой однотипных антимонит-халцедон-кварцевых жил в разновозрастных зонах субаэрального вулканизма и субвулканизма большинства сурьмяных рудных провинций. Главными среди них являются провинции: палеозойские — Казахстанская (Тургайское, Успенское, Науразбай), Уральская (Аятское), Среднеазиатская (месторождения Западного Узбекистана, сурьмянорудные жилы района ртутного месторождения Кончоч), Центральноевропейская (районы Шварцвальда, Рейнских сланцевых гор); мезозойские — Забайкальская (Жипкошин, Тыргетуй, Барун-Шивея), Чукотская (Китеп, Пологое, След), Сихотэ-Алинская (Салокачи, Контактное, Боринское), Юго-восточная Азия (Ипхён, месторождения Таиланда); кайнозойские — Кавказская (Зопхито, Амасия, Сагеби), Динарская (Лояне, Осаница), Анатолийская (Джебраил, Караагач, Гююшлер) Япония (Итинокава, Цугу), Аляско-Канадская (Стемпид, Фишер-Доум), Невадийская (Энтимони-Кинг, Стейтон, Йеллоу-Пайн), Мексиканская (Каборка, Куилко), Боливийская (Кондокье, Ла-Индия, Колпа-Колпа).

Сурьмяное оруденение пользуется наибольшим распространением в кайнозойских вулканогенных зонах. Месторождения комплексной антимонит-ферберитовой аргиллизитовой формации распределяются в ртутно-сурьмяных, чаще существенно сурьмяных рудоносных зонах в пропорции 1 : 10—1 : 20 к проявлениям антимонитовой аргиллизитовой формации. Общее ко-

личество сурьмы, добытой из более 500 месторождений обеих формаций начиная с 1860 г., приближается к 600 тыс. т. Средние запасы большинства месторождений не выходит за пределы 1 тыс. т. Единичные месторождения содержат десятки тысяч тонн сурьмы при низких содержаниях — около 1% (Йеллоу-Пайн, Стейтон и др.).

Вещественная характеристика формации

Минеральный состав. В месторождениях антимонитовой аргиллизитовой формации оруденение монометальное (сурьмяное), очень редко биметальное (ртутно-сурьмяное). Главный рудный минерал — антимонит, среди жильных минералов преобладают халцедон, кварц, опал. Антимонит слагает до 60% жильной массы, но распределяется неравномерно, содержания сурьмы колеблются от десятых долей до 30%. Постоянные примеси (в целом составляющие не более 5% оруденения) — арсенопирит, марказит, пирит, киноварь, сфалерит; эпизодически присутствуют галенит, джемсонит, аргентит, блеклые руды, золото, реальгар, метациннабарит, бертьерит; среди жильных — карбонаты, барит, флюорит, глинистые минералы, серицит, адуляр. В сурьмяно-вольфрамовых месторождениях к этому перечню добавляется ферберит (реже шеелит, гюбнерит). Обычным спутником сурьмы является серебро, содержание которого составляет единицы — сотни граммов на тонну. Содержание золота не превышает 2,5 г/т, но в отдельных «пиковых» пробах возрастает до десятков г/т. Отношение Ag/Au колеблется от 1:1 до 100:1. Золото субмикроскопическое низкопробное (проба 600—700), содержит до 5—19% ртути. В антимоните также постоянно отмечаются повышенные концентрации ртути (10^{-2} — $10^{-4}\%$).

Последовательность минеральных ассоциаций. В рудных жилах отмечаются признаки прерывистого рудоотложения. Наиболее простые и, видимо, общие соотношения, наблюдаемые на сурьмяных месторождениях Забайкалья, Чукотки, Аляски, Невадийской провинции, выражаются в последовательной смене двух рудных минеральных ассоциаций.

Ранняя ассоциация — халцедоно- или опаловидный кварц, насыщенный включениями антимонита в тесном срастании с другими сульфидами (арсенопиритом, пиритом, марказитом, иногда киноварью, блеклыми рудами и др.). Антимонит представлен микроигльчатыми, глобулярными, почковидными формами, вписывающимися в общую колломорфную текстуру кварцево-рудных агрегатов, или крупнопризматическими индивидами, как бы сцементированными скрытозернистым кварцем.

Поздняя ассоциация — друзовые и гребенчатые агрегаты кварца с крупнокристаллическим антимонитом, почти лишенным примесей других сульфидов. Эта ассоциация частично сформирована за счет перекристаллизации и самоочистки ран-

них микрозернистых агрегатов. Наиболее поздние безрудные кварцы иногда агрессивны по отношению к антимониту, «съедают» его, разубоживая оруденение. На месторождениях Чукотской и Забайкальской провинций поздней полнокристаллической ассоциации отвечает спонтанное повышение температур кристаллизации антимонита до 180—260°С при общем наиболее распространенном интервале 100—150°С.

В месторождениях с комплексным сурьмяно-золото-серебряным оруденением (Азатекское, Сопка Рудная и др.) и в некоторых собственно антимонитовых месторождениях выделяется ранняя пирит-арсенопиритовая, за ней следует галенит-сфалерит-сульфосольная, далее антимонитовая и наиболее поздняя киноварная или реальгар-аурипигментовая с киноварью ассоциации. В сурьмяно-вольфрамовых месторождениях отмечается ранняя ассоциация тонковкрапленных вольфрамовых руд с арсенопиритом, пиритом и другими сульфидами. Позже получает развитие тесный парагенезис ферберита (шеелита) с антимонитом, причем характерно более раннее выделение антимонита. Необычная последовательность была выявлена А. Д. Щегловым [154] на забайкальских месторождениях Барун-Шивея, Новоивановском; она характерна также для ряда сурьмяно-вольфрамовых месторождений Боливийской, Динарской и других провинций.

Вертикальная зональность оруденения. Сурьмяные месторождения, относящиеся к рассматриваемым формациям, изучены на небольшую глубину (десятки — первые сотни метров). Вертикальная изменчивость оруденения в этом интервале, как правило, незначительна и устанавливается с трудом. В Чукотской провинции на месторождении Китеп в приподнятом на 100 м блоке жильной зоны наблюдается смена антимонитовой минерализации сфалерит-халькопирит-галенитовой. На месторождении Пламенном ртутное оруденение на глубину сменяется сурьмяным. В верхней части главной жилы месторождения Сопка Рудная преобладает поздняя халцедон-антимонитовая минерализация, ниже сменяющаяся ранней, арсенопирит-кварцевой.

В воронкообразном штокверке комплексного месторождения Йеллоу-Пайн общая схема рудной зональности выглядит так (вверх и к центру): Fe, As, Au → Sb, Ag → W. Необычное появление шеелита в верхней осевой зоне, видимо, отвечает «аномальному» поведению его в низкотемпературных месторождениях антимонит-ферберитовой аргиллизитовой формации, что выражается в появлении последовательности антимонит → ферберит (шеелит) или даже киноварь → ферберит [17].

Гидротермально измененные породы. Главный тип гидротермальных изменений — аргиллизация. Особенно широко проявлена на месторождениях, залегающих в покровах вулканитов или в субвулканических телах. Ширина ореолов интенсивной

аргиллизации в таких средах достигает сотен метров, а слабые изменения распространяются на еще большей площади. В терригенных, метаморфических, карбонатных породах изменения локализованы более четко в зоне до 10 м около рудных тел. Карбонатные породы подвергаются интенсивной силицификации, в алюмосиликатных развивается диккит-гидрослюдистый парагенезис и в непосредственной близости к жилам — окварцевание. Кроме диккита, каолинита и гидрослюды отмечается бейделлит, аллофан, монтмориллонит и другие глинистые минералы [31, 141]. Сопутствующие изменения — карбонатизация, омарганцевание, пиритизация, эпизодически цеолитизация, сульфатизация, адуляризация.

Локальные закономерности размещения оруденения

Литологические особенности вмещающих пород. Проявления антимонитовой аргиллизитовой формации в целом не обнаруживают тяготения к определенным литологическим разностям пород. В провинциях, сложенных преимущественно терригенными отложениями, они концентрируются в последних. Около 70% сурьмяных проявлений в вулканических и субвулканических зонах мезозойского Востока СССР [119, 121], 95% в Боливии [158] размещаются в песчанико-глинистосланцевых отложениях соответственно мезозойского и палеозойского возраста. В более неоднородных по строению регионах оруденение достаточно равномерно распределяется в породах разного состава. Так, в Северо-Американских Кордильерах, по данным региональных обзоров [198, 246], 20% антимонитовых месторождений находится в песчанико-сланцевых отложениях, 24% — в карбонатных толщах, 34% — в кристаллических породах (гнейсах, кристаллических сланцах, гранитоидах), 15% — в субаэральных вулканитах, 7% — в субвулканических телах и экструзиях.

Общей особенностью является преимущественная локализация месторождений в дислоцированных терригенных и карбонатных отложениях или кристаллических породах основания вулканитов. Оруденение значительно менее распространено в пологозалегающих орогенных или посторогенных молассоидных отложениях и покровах субаэральных эффузивов, несущих (с учетом занимаемых площадей) не более 15—20% сурьмяных и 1—2% сурьмяно-вольфрамовых проявлений.

В слоистых толщах, отличающихся резкой литологической неоднородностью, оруденение избирательно локализуется в пределах отдельных благоприятных горизонтов. В одних случаях это горизонты повышенной проницаемости (трещиноватости, пористости и т. п.). Например, горизонт триасовых конгломератов, вмещающий минерализованные зоны месторождения Жипкоши в Забайкалье, или горизонты песчаников среди сланцев,

известняков среди сланцев на некоторых месторождениях Невадийской и Боливийской провинций.

В других случаях локализация оруденения внутри отдельных горизонтов определяется, видимо, исходным обогащением их рудными компонентами. Так, на ртутно-сурьмяно-вольфрамовом месторождении Барун-Шивея (Забайкалье) приуроченность оруденения к кварцитовому горизонту среди протерозойских сланцев объясняется, по-видимому, не только относительно высокой хрупкостью кварцитов. У. А. Корчагин и В. В. Сагло (1976 г.) на основании данных опробования предполагают первичное сингенетическое обогащение кварцитов вольфрамом. На месторождении Бюзэн (Центральный Французский массив) третичное антимонитовое оруденение локализуется в пласте пермских песчаников, обогащенных кластогенным сурьмяноносным рутилом, послужившим источником сурьмы в рудах [216].

Субвулканические и экзрузивные тела. Являются одним из существенных элементов строения рудоносных зон. Субвулканические штоки и дайки, экзрузии, тела эруптивных брекчий разного состава распределяются вдоль региональных рудоконтролирующих разломов и оказывают существенное влияние на локализацию оруденения. Размещение до 15% проявлений сурьмяного оруденения в субвулканических зонах контролируется малыми магматическими телами. Рудные жилы локализируются по контактам даек и штоков или образуют пучки радиальных, ветвящихся, субпараллельных тел, не выходящих далеко за пределы интрузий. Отдельные штоки дацитов и липаритов несут прожилково-вкрапленное антимонитовое оруденение. В месторождениях, приуроченных к жерловым фациям, часто наблюдается телескопированное совмещение сурьмяной и ртутной минерализации с золото-серебряной. Это особенно характерно для Японии и Невадийской провинции. Локализация сурьмяного оруденения в субвулканических телах обусловлена, вероятно, влиянием связанных с ними механических, термических, гидрогеологических и других неоднородностей в толще пород.

Разрывные нарушения. Одним из главных факторов размещения сурьмянорудных жил являются разрывные нарушения. Среди них выделяются линейные, радиально-кольцевые, ортогональные системы разрывов, непосредственно вмещающих рудные жилы или сопровождающихся сериями жил в трещинах оперения. Они имеют протяженность километры — первые десятки километров, дискордантны по отношению к складчатости, хорошо дешифрируются на детальных аэрофотоснимках. Рудолокализирующие разрывы в некоторых случаях тяготеют к ядрам антиклиналей, но в целом скорее независимы от складчатости, являясь элементами наложенной горсто-грабеновой тектоники или вулканотектонических структур центрального типа.

Мощность зон брекчий редко превосходит 1 м. В одних случаях они прослеживаются вдоль разрывов почти непрерывно, в

других быстро затухают по простиранию, образуя серии брекчиевых линз. Вдоль разрывов и за пределами месторождений отмечаются слабые изменения пород — осветление, аргиллизация, пиритизация. Структура брекчий, текстурные особенности минеральных агрегатов, появление ортогональных систем разновозрастных жил (например, на Тургайском сурьмяном месторождении в Казахстане), свидетельствуют о развитии предрудных дислокаций и самого оруденения в условиях растяжения, сохраняющихся и на пострудном этапе.

Структурно-морфологические типы рудных тел. Сурьмяные и сурьмяно-вольфрамовые месторождения рассматриваемых формаций отличаются значительным разнообразием структурно-морфологических типов рудных тел, среди которых выделяются жилы, минерализованные зоны дробления, штокверки, пластообразные залежи, тела сложной морфологии.

Более 95% проявлений составляют жилы, в основном секущие, приуроченные к диаклазовым трещинам в самых разнообразных породах — от гранитов и гнейсов до глинистых сланцев, известняков, вулканитов. Протяженность жил до сотен метров, мощность до первых метров. Некоторые жилы имеют полосчатое или симметрично-зональное строение, сочетающееся с крустификационной текстурой минеральных агрегатов, свидетельствующей о формировании их путем выполнения открытых трещин. Преобладают простые плитообразные и линзовидные тела, наряду с которыми встречаются сложные ветвящиеся, лестничные, сетчатые жилы.

Антимонит, слагающий до 60% жильной массы, распределяется неравномерно. Рудные столбы приурочены обычно к участкам сочленения разнонаправленных жил. На японском месторождении Цугу жилы прослежены на глубину 280 м и характеризуются «веерообразным» расхождением рудных столбов по восстанию [243], что отвечает общей для малоглубинных рудных месторождений тенденции (П. Ф. Иванкин, 1970 г.). Жилы часто имеют брекчиевидное строение и переходят по простиранию в зоны дробления с прожилковой халцедон-антимонитовой минерализацией. Мощность таких зон превышает иногда 10 м, но содержание сурьмы в них невелико (0,1—2%).

Особо должен быть выделен своеобразный «порфировый» тип сурьмяного оруденения (по аналогии с «медно-порфировым»), представленный штокверковыми месторождениями, связанными с субвулканическими телами и экструзиями, подвергшимися интенсивной гидротермальной проработке — аргиллизации, силицификации, серицитизации. Таких месторождений насчитываются единицы: Науразбай и месторождения Жанан-Чинрауской зоны разломов в Казахстане, Дырбылкей в Забайкалье, Йеллоу-Пайн в Невадской провинции, Джебраил, Карагаач в Анатолийской провинции и др. Относительно равномерное небогатое прожилково-вкрапленное оруденение распро-

странено в таких рудных штокверках на площади сотни — тысячи квадратных метров и может быть предметом эффективной открытой разработки. В качестве самостоятельного этот тип сурьмяных месторождений выделен автором [14] специально с учетом его возможных перспектив в будущем. При снижении общих промышленных кондиций среди сурьмяных штокверковых месторождений «порфирового» типа могут оказаться значительные объекты, каковым уже является по данным эксплуатации месторождение Йеллоу-Пайн.

В карбонатных толщах халцедон-антимонитовые жилы иногда комбинируются с пластовыми телами. Последние приурочены к отдельным карбонатным горизонтам или к границе их с перекрывающими сланцами. Такого рода пластовые месторождения известны в вулканогенных зонах Среднеазиатской, Динарской, Тосканской, Невадийской, Мексиканской провинций. Не исключено, что они представляют собой более раннее стратиформное оруденение киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации.

Региональные закономерности размещения месторождений

Тектоническая позиция региональных рудоносных зон. Региональные рудоносные зоны приурочены к фанерозойским вулканогенным сводово-глыбовым областям (в понимании Е. Д. Карповой, Н. А. Фогельман [61, 143]), охватывающим огромные геологически разнородные территории, такие как тихоокеанские окраины Азиатского и Американского континентов, Северный Казахстан и др. В зонах, протягивающихся на сотни — более тысячи километров, сурьмяные проявления ассоциируют с ртутной, золото-серебряной, серебряно-полиметаллической минерализацией. Оруденение приурочено к эпигеосинклинальным сводово-глыбовым вулканогенным поясам, сформировавшимся в связи с тектоно-магматической активизацией древних консолидированных структур или на орогенной стадии развития геосинклинально-складчатых областей.

На территории СССР субэаральные вулканы и субвулканические тела образуют выдержанные пояса и зоны, занимающие около 8% площади фанерозойских складчатых областей. По возрасту вулканы отвечают четырем крупнейшим этапам сводово-глыбовых движений и наземных излияний — девонскому, пермскому (иногда карбон-пермскому или пермо-триасовому), мел-палеогеновому и неоген-четвертичному, завершающим главные тектонические циклы в пределах фанерозоя. Характерной для указанных разновозрастных поясов является близкая направленность развития, выражающаяся в сходном наборе вулканических формаций и структурных форм их проявления (М. М. Василевский, 1973 г.). С большинством поясов сопряжены региональные ртутно-сурьмяные зоны. Они получа-

ют наибольшее развитие в молодых областях, для которых является очевидной близость во времени вулканизма и оруденения, их одноэтапность в тектоническом смысле, пространственно-структурная связь, влияние вулканических образований на распределение, состав и морфологию оруденения.

Примером палеозойской зоны такого рода является Атансорская система разломов в Казахской провинции, входящая в число структур Северо-Казахстанского средне-позднепалеозойского сводового поднятия, выделенного М. А. Абдулкаримовой [1]. В Чукотской провинции интенсивная сурьмяная рудоносность связана с позднемезозойским Анюйским мегагасводом, намеченным работами А. И. Садовского. В Забайкалье мезозойский Даурский свод, по Н. А. Фогельман и другим, контролирует размещение золото-серебряного и сурьмяного оруденения. Невадийская провинция охватывает область Бассейнов и Хребтов на западе США, представляющую, по Е. Е. Милановскому (1976 г.), часть кайнозойской системы «сводово-вулканических рифтовых зон». Сводовые поднятия имеют ширину до 1000 км при значительно большей протяженности. Сурьмяное оруденение вместе с золото-серебряным и ртутным концентрируется преимущественно вдоль систем древних разломов длительного развития в зонах шириной десятки — первые сотни километров.

Сурьмяные рудоносные зоны объединяет общий структурный рисунок сводово-глыбовых дислокаций, выражающихся в значительной тектонической дифференцированности сводовых поднятий, развитии мозаичных контрастных блоковых структур с дискретным проявлением вулканизма и субвулканизма. Они осложнены интенсивной горсто-грабеновой тектоникой, системами клавишных ступенчатых сбросов. В общем виде структурные особенности зон выражаются в интенсивной изменчивости: частой резкой смене на современной поверхности блоков пород, контрастных по составу, возрасту, уровню метаморфизма и степени дислоцированности при прерывистом экстенсивном распространении близких по возрасту наложенных субаэральных полифациальных вулканопоявлений.

Региональные разломы. Распределение сурьмяного оруденения в вулканических и субвулканических зонах контролируется региональными разломами. Во многих случаях они представляют четко локализованные глубинные нарушения по границам блоков разновременной консолидации. В. П. Федорчук [142], А. Д. Щеглов [153], В. И. Казанский [60] подчеркивают размещение зон сурьмяного оруденения в активизированных системах разломов краевых частей срединных массивов и их обрамления. Краевые глубинные разломы, занимающие продольное положение по отношению к региональным складчатым структурам, контролируют положение наиболее крупных рудоносных зон. Положение рудных узлов и полей внутри них определяется

пересечениями продольных и поперечных трансрегиональных линеаментов, образующих ортогональный структурный узор. В сводово-глыбовых вулканогенных зонах роль поперечных — рудоконцентрирующих (по М. А. Фаворской и И. Н. Томсону [139]) — разломов проявлена особенно отчетливо. С ними связаны дискордантные рудоносные зоны, подобные секущим зонам антимонитового халцедон-кварцевого оруденения в Верхояно-Колымской и Чукотской провинциях.

Характер дислокаций в зонах рудоконтролирующих глубинных разломов претерпевает изменения на этапе, предшествующем оруденению. Ранние движения сопровождаются надвигообразованием, развитием зон бластомилонитов, дислокационного метаморфизма и других признаков, свидетельствующих о деформациях в условиях интенсивного бокового сжатия [60]. Непосредственно субаэральному вулканизму и ассоциирующему с ним сурьмяному и ртутному оруденению постоянно предшествует и сопутствует региональное сбросообразование, горсто-грабеновая тектоника, распространяющиеся экстенсивно в пределах сводово-глыбовой области. Такая последовательность дислокаций намечается в региональных рудоконтролирующих разломах Хингано-Амгунской зоны Сихотэ-Алиня, Монголо-Охотского пояса, линии Медиана Японских островов, зоны Антлер в Невадской провинции и др.

Субаэральный вулканизм и субвулканизм. Сурьмяные и ртутные проявления концентрируются на флангах и «выклинивании» поясов и зон субаэрального вулканизма. Они находятся преимущественно в отдалении от линий массовых излияний, районов сплошного площадного развития эффузивов. Эти периферические (перивулканические, по А. А. Сидорову, 1976 г.) зоны характеризуются редуцированным проявлением вулканизма — пониженными мощностями или выпадением из разреза отдельных вулканических свит и горизонтов, фрагментарным распространением покровов мощностью до сотен метров на современной поверхности. Оруденение антимонитовой аргиллизитовой формации получает наибольшее развитие в субвулканических зонах с ослабленной, вырожденной эффузивной деятельностью и существенным распространением субвулканических образований. Эпизодические вулканические постройки центрального типа связываются по простиранию зон сериями субвулканических малых интрузий, тел эруптивных брекчий, образующих линейные и кольцевые вулканоструктуры очагового, купольного и других типов.

Для рудоносных вулканогенных зон обязательным является развитие полнодифференцированных эффузивных серий известково-щелочного ряда от базальтов и андезитов до дацитов и риолитов. На отдельных участках может отсутствовать тот или иной член серии, но в рамках всей зоны они получают полное развитие. В ряде рудных районов (узлов, полей) фиксируется

отчетливая гомодромная направленность предрудного вулканического ритма. Такие факты указывались автором (В. И. Бергер, 1971 г.) по некоторым ртутноносным кольцевым вулканоструктурам — Палянской на Чукотке, Кордеро-Опеляйт в Неваде. Подобные соотношения устанавливаются в Таланджинской меловой кальдере с сурьмяным месторождением Салокачи на периферии (Сихотэ-Алинская провинция), в кайнозойских вулканических сурьмяноносных районах Анатолийской провинции, в миоценовой вулканоструктуре хр. Диабло с ртутно-сурьмяными месторождениями района Стейтон (Невадийская провинция) и др. Существование предрудного вулканоритма с гомодромной направленностью развития ранее отмечено Д. В. Рундквистом [106] для золото-серебряных месторождений молодых вулканогенных зон. Нарращивание такого рода фактов по сурьмяным и ртутным вулканогенным районам делает эту закономерность более универсальной, имеющей, по-видимому, общее генетическое значение в плане установления связей оруденения с конкретными вулканическими очагами определенного типа развития.

Строение вулканогенной зоны можно представить упрощенно как двухъярусное. Основанием вулканитов являются складчатые структуры геосинклинального комплекса или метаморфические и интрузивные породы. На дислоцированном основании горизонтально или слабо наклонно залегают толщи эффузивных пород. На современной поверхности они сохраняются фрагментарно. Вулканические толщи имеют, как правило, неоднородный анизотропный разрез, характеризующийся перемежаемостью проницаемых горизонтов конгломератов, туфов, брекчий и водоупорных лавовых покровов. Обычным элементом разреза являются базальные конгломераты. Месторождения, размещающиеся в покровах вулканитов, под ними и на них различаются по структурно-морфологическим особенностям, условиям локализации руд, масштабам оруденения, что позволило выделить группы подпокровных, внутripокровных и надпокровных месторождений сурьмы и ртути (рис. 62) [21].

Первая группа представлена наиболее значительными месторождениями сурьмы и ртути. Они размещаются в основании под пологими покровами вулканитов, частично или полностью эродированными на современном срезе. Оруденение приповерхностное и малоглубинное, обычно распространяется до глубин 150—300 м, в отдельных случаях — 800 м и более. Оруденение не проникает далеко в перекрывающие вулканиты, особенно при наличии в разрезе проницаемых базальных горизонтов, которые могут рассматриваться как своего рода палеогидрогеологические барьеры [13]. Внутри эффузивов локализуются межпокровные, около- и внутрикстрозивные залежи опалитов с сурьмяно-ртутным оруденением. Внутripокровное оруденение отличается значительной изменчивостью по вертикали и не-

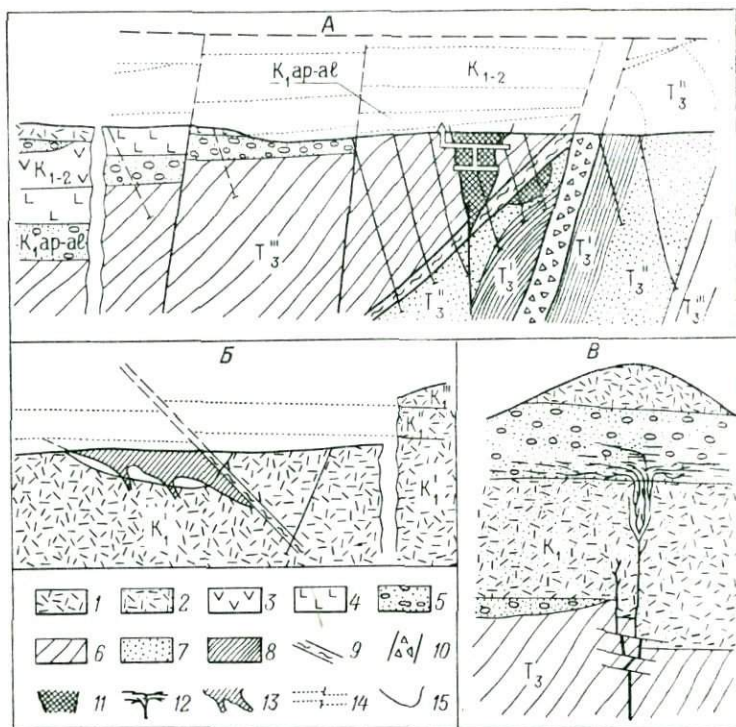


Рис. 62. Распределение ртутного и сурьмяного оруденения в разрезе вулканогенных покровов в северной части Охотско-Чукотского пояса. Составлено с использованием данных П. В. Бабкина, В. И. Копытина, В. Г. Кузьмина, А. А. Сидорова.

А — подпокровное оруденение Западно-Палянского ртутного месторождения; Б — межпокровная опалитовая залежь Пламенного сурьмяно-ртутного месторождения; В — халцедон-кварц-антимонитовые жилы месторождения Сопка Рудная.

1—5 — вулканогенная толща мелового возраста: липариты (1), туфолавы и пепловые туфы липаритов (2), андезиты и дациты (3), андезито-базальты и базальты (4), туфоконгломераты с прослоями углистых аргиллитов (5), 6—8 — флишеидная дислоцированная толща позднеэриасового возраста: переслаивающиеся алевролиты, углисто-глинистые сланцы, песчаники (6), олигомиктовые песчаники (7), глинистые сланцы, алевролиты (8); 9 — зона надвига; 10 — зона сбросо-сдвига и мелкие сбросы; 11 — штокверное киноварное оруденение; 12 — халцедон-кварц-антимонитовые жилы и прожилки; 13 — опалитовая залежь с киноварным оруденением; 14 — положение вулканической толщи над месторождениями (реконструкция); 15 — контур карьера.

большим размахом — от десятков метров до 100 м и более. Среди сурьмяных месторождений этой группы преобладает прожилково-вкрапленное оруденение в силицифицированных и аргиллизированных вулканитах. Надпокровная минерализация связана с термальными источниками в районах современной вулканической активности и относится к антимонит-ливингстонитовой травертино-сульфатолитовой рудной формации. Поверхностное рудоотложение, обусловленное резким падением тем-

пературы и действием атмоокислительного барьера, протекает в местах открытой разгрузки гидротерм и особенно характерно для вулканогенных зон Тихоокеанского пояса.

Распределение оруденения в разрезе вулканогенных зон при существенном преобладании подпокровных месторождений свидетельствует о важной рудолокализирующей роли поверхности регионального несогласия между дислоцированными породами основания и полого залегающими вулканитами. Эта граница является главным уровнем рудоконцентрации сурьмы и ртути в зонах субаэрального вулканизма. В субвулканических зонах с редуцированной эффузивной деятельностью сурьмяные месторождения локализуются вблизи древних поверхностей выравнивания, синхронных субаэральному вулканизму.

Некоторые особенности распределения оруденения в разрезе вулканогенных зон могут быть определены исходя из данных по современным поствулканическим гидротермальным системам с латеральным движением паротермального потока — Паужетской, Большешанной на Камчатке и др. (рис. 63, А—В). По данным Ю. А. Краевого и др. (1971 г.), В. И. Белоусова и др. (1967 г.), наличие анизотропного разреза вулканитов с чередованием водоупорных горизонтов и трещинно-поровых коллекторов приводит в этих системах к латеральной миграции пароводящих струй. Как следствие, происходит петлеобразное изгибание геозотерм и связанная с ним местная инверсия температур с глубиной. В таких системах с определенного уровня наблюдается снижение температур и на глубинах 500—1000 м в основании под вулканитами может образоваться область с устойчивыми температурами 120—150°С, благоприятными для сурьмяного и ртутного рудоотложения. Такие низкотемпературные «мешки» определяют, вероятно, развитие интенсивного почти не меняющегося с глубиной «азонального» подпокровного сурьмяного и ртутного оруденения (рис. 63, Г). С температурной инверсией могут быть, по-видимому, связаны нарушения стандартной вертикальной рудной зональности, наблюдающиеся в некоторых месторождениях. Например, во внутрипокровном месторождении Науразбай (Казахстан), размещающемся в силифицированных карбоновых туфах, золото-серебряное оруденение сменяется с глубиной сурьмяным.

Влияние фундамента на специализацию зон. При тесной связи сурьмяного и ртутного оруденения распределение их в вулканогенных зонах неодинаково. Обычно зоны на отдельных отрезках отчетливо специализированы на один из металлов. Отмечается зависимость такой специализации от типа фундамента вулканогенных зон. В общем виде эта зависимость проявлена в пределах Тихоокеанского подвижного пояса. Как указано выше, по обе его стороны намечается центробежное усиление интенсивности сурьмяного оруденения от океана в глубь Азиатского и Северо-Американского материков. Эта тенденция кор-

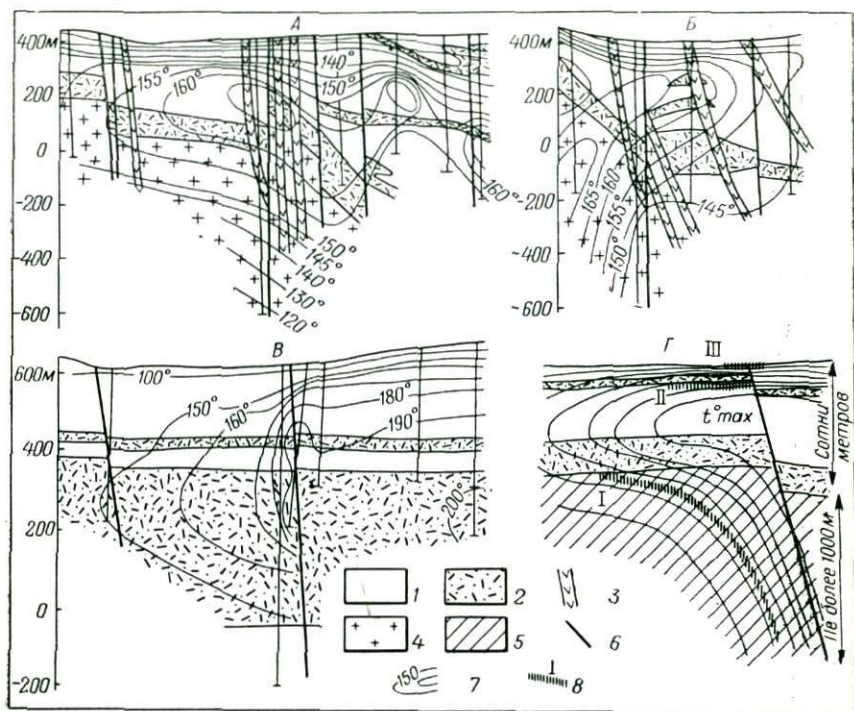


Рис. 63. Геотермические разрезы современных термальных систем Камчатки (А и Б — Большебанное, В — Паужетское месторождения перегретых вод, по Ю. А. Краевому и др., 1971 г., В. И. Белоусову и др., 1967 г.) и схема распределения сурьмяного и ртутного оруденения в вероятном палеогеотермическом разрезе анизотропной вулканической толщи (Г).

1 — лавы липаритов, андезитов, базальтов (водоупорные слои); 2 — туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты (трещинно-поровые коллекторы); 3 — дайки; 4 и 5 — основание вулканитов: граниты, гранодиориты (4) и складчато-дислоцированные отложения (5); 6 — тектонические нарушения; 7 — геозотермы; 8 — сурьмяное и ртутное оруденение (I — подпокровное, II — внутрипокровное, III — надпокровное).

релируется с относительным увеличением мощности и зрелости гранитно-метаморфического слоя коры. В вулканогенных зонах с эвгеосинклинально-складчатым основанием на коре промежуточного (субконтинентального) типа (в Корякско-Камчатской провинции, Калифорнии) преобладает ртутное оруденение, сурьмяная минерализация проявлена незначительно. Во внутриматериковых зонах в основном получают развитие сурьмяные месторождения.

Восточное звено Монголо-Охотского пояса, сложенное слабо метаморфизованными терригенными и вулканогенно-терригенными толщами палеозоя, несет существенно ртутное оруденение. Западное, Забайкальское, звено пояса, в строении которого преобладают метаморфические породы и гранитоиды, специализировано на сурьму [18, 120]. Аляскинская зона Кускок-

вим с неогеновым ртутным оруденением меняет специализацию на сурьмяную при переходе из мелового терригенного прогиба в метаморфический комплекс Юконского массива [19].

По статистическим данным А. Н. Моисеева (1971 г.), ртутное оруденение незначительно представлено в вулканогенных зонах с метаморфическим фундаментом. Сурьмяное оруденение, напротив, получает максимальное развитие в вулканогенных зонах, наложенных на сиалические блоки древней консолидации, подвергшиеся тектоническим преобразованиям и «гранитизации» (активизированные кристаллические массивы, пронизанные гранитоидами, миогеосинклинально-складчатые комплексы). Поэтому антимонитовая лиственитовая формация распространена столь незначительно. Редкие проявления ее приурочены к участкам вулканогенных зон с необычным тесным сочетанием гипербазитов и гранитоидов в основании.

Месторождения антимонит-ферберитовой аргиллизитовой формации концентрируются в районах наложения мезозойских и кайнозойских сурьмяных рудоносных вулканогенных зон на блоки с проявлением более раннего вольфрамового оруденения (стратиформного или связанного с гранитоидами). Формирование таких комплексных месторождений, скорее всего, связано с ремобилизацией более ранних концентраций вольфрама [17]. Особенно характерным является пример турецкого ртутно-сурьмяно-вольфрамового месторождения Гюмюшлер, вблизи которого установлено раннее шеелитовое скарновое оруденение. Проявления антимонит-ферберитовой формации или вольфрамовой минерализации в отложениях поствулканических термальных источников могут рассматриваться как индикатор более раннего значительного вольфрамового оруденения (жильного или стратиформного) в тех же блоках фундамента вулканогенных зон.

В табл. 11 приведено в общем виде соотношение сурьмяного, ртутно-сурьмяного, сурьмяно-вольфрамового и ртутного оруденения в вулканогенных зонах в зависимости от состава фундамента и типа вулканоструктур. В скобках приведена подчиненная минерализация.

Эрозионный срез. Контуры вулканогенных зон, значительно эродированных в процессе поствулканических сводово-глыбовых перемещений реконструируются по реликтам вулканоструктур, фрагментам покровов и другим признакам. Палеорекострукции такого рода особенно важны с учетом того, что поверхность регионального несогласия между дислоцированными комплексами основания и полого залегающими на них вулканитами представляет собой главный уровень локализации месторождений сурьмы и ртути. В субвулканических зонах за пределами площадей распространения эффузивных покровов оруденение концентрируется вблизи фрагментов палеоденудационных поверхностей, синхронных вулканизму. Восстановление первоначаль-

Таблица II

**ВЛИЯНИЕ СОСТАВА ОСНОВАНИЯ И ТИПА ВУЛКАНОСТРУКТУР
НА МИНЕРАЛИЗАЦИЮ (Hg, Sb, W) В ВУЛКАНОГЕННЫХ ЗОНАХ**

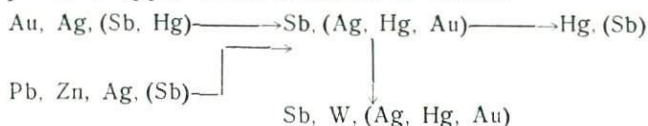
Формационные комплексы основания вулканитов	Типы вулканоструктур		
	Кольцевые и линейные вулкано- депрессии (кальдеры, вулкано- грабены)	Вулкано- купольные структуры (с широким развитием субвулкани- тов)	Вулкано- плутониче- ские очаговые структуры
Офиолитовые Карбонатные и терригенные Метаморфические, гранитоиды	Hg Hg, (Sb) Hg, Sb	Hg, (Sb) Sb, Hg Sb, Sb—W, (Hg)	(Sb, Hg, W) Sb, (Hg, W)

ных контуров вулканогенных зон является инструментом для выяснения степени их эродированности, определяющей сохранность близповерхностного и малоглубинного оруденения антимонитовой аргиллизитовой и родственных ей сурьмяных формаций.

При оценке эрозионного среза зон с сурьмяным оруденением положительным признаком служит сохранение в их пределах фрагментов наиболее молодых вулканических покровов, под- и надпокровных отложений вулканических озер, горячих источников. Связанная с последними сурьмяная минерализация может использоваться как индикатор скрытого на глубине более значительного оруденения. Благоприятным признаком слабой эродированности является также развитие ртутной и мышьяковой (реальгаровой) минерализации. Исходя из этих признаков спорадическое и в целом небольшое распространение сурьмяного оруденения в палеозойских вулканогенных зонах определяется в первую очередь их относительно высокой эродированностью.

Латеральная рудная зональность. Свойственная вулканогенным зонам изменчивость геологической обстановки (состава блоков фундамента, типа вулканоструктур, степени эродированности отдельных частей) обуславливает неравномерность и сложность пространственного распределения оруденения разного состава, кажущуюся его неупорядоченность. В провинциях (Забайкальской, Невадийской, Альпийско-Карпатской и др.), где сурьмяная минерализация тесно ассоциирует с ртутной и золото-серебряной, халцедон-антимонитовое оруденение представляет позднюю «послепродуктивную» [103] ассоциацию на многих золото-серебряных месторождениях, но чаще размещается в некотором отдалении от них. Намечается линейная или

концентрическая латеральная зональность с последовательной сменой раннего оруденения поздним по схеме.



Вертикальной стрелкой показано обособление антимонит-ферберитовой аргиллизитовой формации в специфических условиях наложения рудоносных зон на блоки с ранней вольфрамовой металлогенической специализацией.

Весь ряд латеральной рудной зональности проявляется на фоне региональных ртутных аномалий. Они прослеживаются на сотни километров по простиранию вулканогенных зон, трассируя магмовыводящие разломы, и фиксируются широкими бескорневыми ртутными ореолами, рассеянной киноварной минерализацией. Неоднородность строения аномалии выявляется по региональному распределению киновари в аллювии, отображающемуся в изолиниях, как это приведено в разделах по Забайкальской и Чукотской провинциям (см. рис. 11 и 26, Б). Сурьмяные и золото-серебряные проявления, как правило, приурочены к минимумам, а ртутные — к максимумам аномалии.

В орогенных областях и зонах тектоно-магматической активизации параллельно с вулканогенными и субвулканическими образованиями получают развитие рудоносные вулканоплутонические ассоциации, комплексы малоглубинных трещинных гранитоидных интрузий. Разнообразные месторождения молибдена, вольфрама, свинца — цинка и золота, ассоциирующие с посторогенными гранитоидами, отличаются полистадийным телескопированным оруденением. По А. Д. Щеглову [153], оно завершается, независимо от состава ранних рудных парагенезисов, халцедон-антимонитовой минерализацией, иногда с киноварью, флюоритом или баритом. Этим, видимо, определяется многообразие связей антимонитовой аргиллизитовой формации с разнотипным оруденением вулканогенных зон. Сурьмяные проявления локализируются часто по периферии рудоносных вулканоструктур разного типа и порядка, во внутренних зонах которых находятся месторождения олова, молибдена, золота и др. Распространение сурьмяного оруденения во многом зависит от степени эродированности краевых частей таких структур.

Генетические особенности и положение оруденения в истории развития подвижных областей. Сурьмяные рудные формации зон субэарального вулканизма проявляются на орогенной стадии развития геосинклинально-складчатых областей или стадии тектоно-магматической активизации консолидированных структур (щитов, срединных массивов). Месторождения антимонитовой аргиллизитовой и родственной ей формаций относятся к типичным гидротермальным («эпитермальным») жиль-

ным образованиям. Они входят в число наиболее поздних проявлений многочисленных малоглубинных и приповерхностных рудноформационных комплексов вулканогенных зон. Формирование халцедон-антимонитового оруденения в отдельных зонах было неоднократным, но укладывается в относительно узкие временные интервалы вулканоплутонической активности.

Для большинства зон можно говорить о связи вулканизма и сурьмяного оруденения только в общей форме. Выяснение действительных соотношений затрудняется тем, что сурьмяное рудообразование протекало на фоне развивавшихся дифференцированных сводово-глыбовых дислокаций, продолжавшегося вулканизма и поствулканических процессов. Все они обуславливали, вероятно, не только создание сурьмяных рудоконцентраций, но и их разрушение и перемещение под действием эрозии, термальных растворов и других активных динамических факторов, влияние которых было существенным благодаря высокой миграционной способности сурьмы в самых различных средах [11].

Зависимость интенсивности сурьмяного оруденения от степени «континентальности» коры, наличия сиалических блоков в основании вулканогенных зон позволяет предполагать в первом приближении связь оруденения с внутрикоровыми очагами. В немногочисленных случаях наблюдается закономерная приуроченность сурьмяного оруденения к заключительной стадии активности отдельных магматических очагов с гомодромной направленностью предрудного вулканического ритма (от базальтов к липаритам).

В ряде рудных провинций (Динарской, Анатолийской, Бolivийской, Верхояно-Колымской и др.) субэвральный вулканизм и субвулканизм наложены на зоны с более ранними стратиформными и жильными месторождениями сурьмы. В таких зонах имеются признаки регенерации раннего оруденения при формировании наложенной жильной халцедон-антимонитовой и халцедон-антимонит-ферберитовой минерализации.

ГЛАВА 8

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СУРЬМЫ

Типы сурьмяных рудных провинций

В основу типизации сурьмяных рудных провинций положено разделение их по типоморфным металлам наиболее распространенных сурьмяных рудных формаций. Это отвечает одному из общих подходов к классификации рудоносных территорий [153]. Несмотря на полиформационность сурьмяного оруденения, в

Таблица 12
ТИПЫ СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Признак	Типы и подтипы провинций			
	Ртутно-сурьмяный			
	Тянь-Шаньский	Южно-Китайский		
Главные сурьмяные формации	Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная			
Тектоническая позиция	Миогеосинклинально-складчатые системы и зоны	Мобильные эпикаледонские и эпигерцинские платформы		
Рудовмещающие структурно-формационные комплексы	Терригенно-карбонатные с трехчленным разрезом сланцы — рудоносная карбонатная формация — флиш (PZ — P)			
Метаморфизм	Слабый зеленосланцевый в нижней терригенной толще	Полиметаморфизм пород фундамента		
Магматизм и тектонические элементы	геосинклинальной стадии	Магматизм	Слабо проявленный диабазовый	—
		Структуры	Обособление палеоподнятий, ограниченных фациальными «коридорами», с выраженными уровнями палеокарста и выветривания, межформационными перерывами и несогласиями, отвечающими частным инверсиям	
	инверсионной стадии	Магматизм	Редкие мелкие гранитоидные интрузии	—
		Структуры	Брахиформная складчатость, региональные пологие надвиги, взбросы	
	орогенной стадии или стадии активизации	Магматизм	Спорадические щелочные интрузии, субвулканы и вулканы	
		Структуры	Сводово-глыбовые дислокации, системы сбросов, приразломных складок, аркогенных надвигов	
Металлогеническая ассоциация	Sb, Hg, CaF ₂ , (Pb, Zn, Ag, Ba)			
Главные провинции и зоны *	Южный Тянь-Шань (PZ ₂₋₃), Байкальский пояс (PZ), Динарская (P); Т), Тосканская (P)	Южный Китай (D — C ₁), обрамление Центрального Французского массива (T)		

* В скобках указан возраст оруденения, большей частью предполагаемый.

Продолжение

Признак	Типы и подтипы		
	Золото-		
	Верхояно-Колымский	Южно-Африканский	
Главные сурьмяные формации	Золото-антимонитовая		
Тектоническая позиция	«Сланцевые трюги» эпикратонных терригенных геосинклинально-складчатых систем	«Зеленокаменные трюги» щитов	
Рудовмещающие структурно-формационные комплексы	Терригенные с черносланцевыми рудоносными формациями (PR — MZ)	Кремнисто-терригенно-вулканогенные (AR)	
Метаморфизм	Зональный региональный периплутонический, до низких ступеней зеленосланцевой фации в рудоносных зонах		
Магматизм и тектонические элементы	геосинклинальной стадии	Магматизм	Слабо проявленный базальто-андезитовый Интенсивно проявленный гипербазито-базитовый «Добатолитовый» комплекс даек и силлов диабазов, альбитофиринов в трюговых зонах
		Структуры	Обособление палеоподнятий — блоков континентальной коры (или «пракоры») и трюгов раздвиговой природы
	инверсионной стадии	Магматизм	Полихронные гранитоидные батолиты в сиалических блоках континентальной коры
		Структуры	Синклиновые зоны интенсивной линейной складчатости (в трюгах), разграничивающие гранитизированные сиалические блоки пологих дислокаций; региональные взбросо-сдвиги
	орогенной стадии или стадии активизации	Магматизм	Отдельные гипабиссальные интрузии гранитоидов, дельные покровы вулканитов основного, среднего
		Структуры	Узкие, четко локализованные зоны сводово-глыб в целом региональной складчатой структуры
Металлогенная ассоциация	Au, Sb, W, Sn (наложена Pb, Zn, Ag, Hg)	Au, Sb, W, Fe, Cu, Ni (наложена Hg)	
Главные провинции и зоны*	Енисейский кряж (PR ₃), Верхояно-Колымская (K ₁), Боливийская (T), Арморианский массив (PZ ₂)	Южно-Африканская (PR ₁), Западно-Австралийская (PR ₁)	

табл. 12

провинций	сурьмяный	Вольфрамово-ртутно-сурьмяный
	Центральноевропейский	
березитовая		Антимонитовая и антимонит-ферберитовая аргиллизитовые
Срединные массивы рифейской консолидации		Вулканогенные зоны сводово-глыбовых дислокаций
Вулканогенно-терригенные и терригенные, возможно с карбонатными породами (PR — PZ ₁ — ?)		Карбонатные, терригенные, метаморфогенные (разного возраста)
Полиметаморфизм (до амфиболитовой фации)		Разной интенсивности
Андезито-базальтовый (?)		Слабо проявленный диабазовый, спилитовый и др.
?		Срединные массивы, геоантиклиналы, сочленения разнотипных структурно-формационных зон
Полихронные гранитоиды		Гранитоиды
Зоны рассланцевания и милонитизации		Разнотипная складчатость, региональные надвиги
цепочки субвулканических тел, от кислого состава		Полнодифференцированные серии субаэральные вулканитов и субвулканитов (от базальтов до липаритов)
бловых дислокаций, не нарушающих		Дифференцированные сводово-глыбовые поднятия, интенсивная горсто-грабеновая тектоника с дискретным проявлением вулканизма
Au, Sb, W (наложена Pb, Zn, Ba)		Au, Ag, Pb, Zn, Sn, Sb, W, Hg
Центральный Французский массив, Чешский массив, Низкие Татры (PR? PZ ₂ ?)		Казахстанская (PZ ₂₋₃), Забайкальская (K ₁), Чукотская (K ₂ — P), Невадийская (N)

большинстве провинций и в крупных рудоносных зонах может быть выделена главная сурьмяная формация, преобладающая по экономическому значению и распространенности.

Сурьмяные провинции разделены на три основных типа (табл. 12): 1) ртутно-сурьмяный с преобладанием киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации, 2) золото-сурьмяный с преобладанием золото-антимонитовой березитовой формации и 3) вольфрамово-ртутно-сурьмяный с преобладанием антимонитовой и антимонит-ферберитовой аргиллизитовых формаций. Два первых типа разделены на подтипы по тектонической позиции. Подтипы получили собственные географические названия по типовым провинциям.

Провинции Тянь-Шаньского и Южно-Китайского подтипов первого типа занимают разную тектоническую позицию, но, в сущности, они сходны между собой по составу и строению рудовмещающих структурно-формационных комплексов и другим характеристикам.

Для Верхояно-Колымского и Южно-Африканского подтипов второго типа отчетливо проявлено различие тектонического положения провинций в современных структурах (геосинклинально-складчатые системы и щиты). Это различие нивелируется во многом при рассмотрении провинций того и иного подтипов в палеоаспекте. Золото-сурьмяная рудогения в зонах обоих подтипов определяется закономерным сочетанием эпикратонных трогов раздвиговой природы с сиалическими гранитизированными блоками коры. Состав формационных комплексов, выполняющих трогои, эволюционно меняется от древнейших архейских существенно вулканогенных к протерозойским — фанерозойским существенно сланцевым. Параллельно уменьшается контрастность сочленения троговых зон и сиалических блоков. Но принципиальные соотношения этих тектонических элементов и других факторов («добатолитовых» даек, полихронных гранитоидов, зонального метаморфизма, разнотипной складчатости), по существу, остаются постоянными.

Центральноевропейский подтип отличается от двух других второго типа. Приуроченность золото-сурьмяного оруденения к кристаллическим полиметаморфическим комплексам массивов не находит достаточного объяснения при сопоставлении с провинциями других подтипов второго типа. В рудоносных зонах провинций этого подтипа отмечается присутствие древнего стратиформного сурьмяного оруденения в графитовых, актинолитовых и других сланцах, установлена геохимическая аномалия сурьмы в кристаллических породах Центрального Французского массива, имеются признаки минеральных преобразований золото-сурьмяных месторождений. Все это, а также палеотектонические реконструкции позволяет предполагать, что исходная позиция золото-сурьмяного оруденения в провинциях этого подтипа могла быть близкой к двум другим.

Провинции третьего типа, связанные с вулканогенными зонами сводово-глыбовых дислокаций широко распространены в орогенных областях и областях тектоно-магматической активизации. Антимонитовая и антимонит-ферберитовая аргиллизитовые формации проявились как наложенная минерализация в большинстве сурьмяных рудных провинций, в той или иной степени подвергшихся сводово-глыбовым дислокациям. В третий тип выделены провинции, где подобное сурьмяное оруденение существенно преобладает.

Эволюция сурьмяного оруденения

Распределение сурьмяных рудных формаций в главных стадиях тектонического цикла. Цикл развития геосинклинально-складчатых областей делится на три главные стадии: геосинклинальную, инверсионную и орогенную. В консолидированных областях, подвергшихся после периода стабилизации тектоническому «оживлению», выделяется стадия тектоно-магматической активизации [153], главными формами которой, как и на орогенной стадии, являются сводово-глыбовые дислокации, субэвразальный вулканизм и интрузивная деятельность [61].

Возраст сурьмяных месторождений различных формаций и место их в истории развития подвижных областей остаются дискуссионными. Кратко излагаемые ниже общие соображения аргументированы в главах, посвященных характеристике отдельных провинций и формаций.

Три основные группы сурьмяных рудных формаций относятся к разным стадиям развития геосинклинально-складчатых областей. Стратиформные антимонит-пиритовая березитовая («колчеданная») и киноварно-флюорит-антимонитовая джаспировидная формации принадлежат, видимо, к геосинклинальной стадии. Формирование оруденения протекало в вулканогенно-карбонатно-терригенных и терригенно-карбонатных комплексах одновременно с накоплением вмещающих толщ или с возрастным отрывом от них в период частных инверсий, за которыми снова следовало осадконакопление. Концентрация значительных масс сурьмы (в сульфосольной форме) на геосинклинальной стадии связана также со стратиформными полиметаллическими, колчеданно-полиметаллическим и медно-колчеданными месторождениями. Стратиформные сурьмяные месторождения, как и названные сурьмосодержащие стратиформные месторождения других металлов, формировались до складчатости, метаморфизма и гранитообразования, воздействию которых оруденение подвергается вместе с вмещающими породами.

Золото-антимонитовая березитовая формация, играющая главную роль среди сурьмяных формаций второй группы, относится к инверсионной стадии. Она входит в золоторудные или редкометалльно-золоторудные комплексы, формирование ко-

торых синхронизируется с развитием полихронных «синтектонических» гранитных батолитов, проходило в ареалах зонального метаморфизма во время продолжающихся складчатых дислокаций.

Появление оруденения антимонитовой аргиллизитовой, антимонит-ферберитовой аргиллизитовой и других сурьмяных формаций третьей группы связано с орогенезом или тектоно-магматической активизацией. Месторождения приурочены к наиболее молодым сводово-глыбовым дислокациям, сопровождающимся субаэральным вулканизмом.

Группировка главных сурьмяных рудных формаций по геологическим обстановкам проявления естественным образом отражает последовательность их формирования, эволюционный ряд (в понимании Д. В. Рундквиста, 1971 г.), отвечающий полному циклу развития геосинклинально-складчатых областей со сменой во времени доскладчатых, синскладчатых и постскладчатых месторождений сурьмы разного типа. Только в небольшом числе провинций распространены сурьмяные формации всего эволюционного ряда. Обычно преобладает оруденение, сформировавшееся на одной из стадий тектонического цикла, а остальные подчинены. Это объясняется неравномерностью тектонического развития регионов, взаимодействием рудоконтролирующих факторов и факторов рудохранения. Региональные факторы, обуславливающие проявление поздних членов в эволюционной последовательности сурьмяных формаций (гранитоидный магматизм, метаморфизм, субаэральный вулканизм и др.), отрицательно влияют на сохранность ранних рудных скоплений, приводя к их частичному перерождению или в конечном счете к уничтожению, рассеянию.

В сурьмяных рудных провинциях, несущих полиформационное разновозрастное оруденение, относительно более молодая минерализация тяготеет пространственно к районам развития ранних месторождений, подвергающихся регенерации. Особенно отчетливо в Северо-Африканской, Динарской, Анатолийской, Альпийско-Карпатской и других провинциях проявлено перерождение стратиформного согласного оруденения в жильное секущее.

Положение сурьмяных рудных формаций в истории развития Земли. Месторождения главных сурьмяных рудных формаций распространены в разновозрастных подвижных областях — от архейских до кайнозойских. Близость возраста оруденения разнотипных сурьмяных рудных формаций к возрасту рудоносных отложений (стратиформные формации), времени складчатости и гранитообразования (золото-антимонитовая березитовая формация), стадиям сводово-глыбовых дислокаций и субаэрального вулканизма (антимонитовая и антимонит-ферберитовая аргиллизитовые формации и др.) позволяет с достаточной надежностью наметить эпохи сурьмяного рудообразования

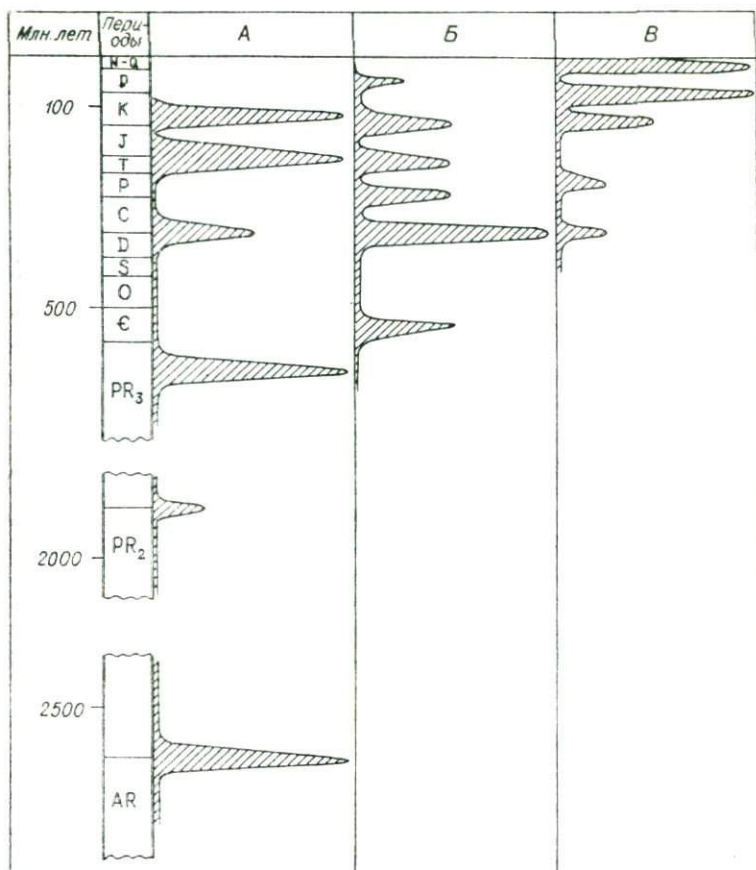


Рис. 64. Эпохи рудообразования главных сурьмяных рудных формаций (размеры пиков кривых отражают относительную интенсивность сурьмяного оруденения во времени).

А—В — главные сурьмяные рудные формации: золото-антимонитовая березитовая (А), киноварно-флюорит-антимонитовая джасперидная (Б) и антимонитовая и антимонит-ферберитовая аргиллизитовые (В).

(рис. 64). Характерно, что они не совпадают в большинстве случаев для разных формаций и проявляются одновременно в небольшом числе провинций. Исключение представляют мел-палеогеновая и неоген-четвертичная эпохи, охватывавшие области субаэрального вулканизма на значительных отрезках Тихоокеанского и Средиземноморского поясов.

В большей мере, чем другие, универсальностью отличается мощно проявленная средне-позднепалеозойская (девон-карбонная) эпоха. К ней относится формирование стратиформных месторождений сурьмы в терригенно-карбонатных комплексах

Южного Тянь-Шаня и Южного Китая, возможно, и Марокканского Рифа, золото-сурьмяных месторождений Центральноевропейской, Уральской и Восточно-Австралийской провинций, месторождений антимонитовой аргиллизитовой формации вулканогенного пояса каледонид Казахстана. Намечается эволюционная направленность: от докембрия до мезозоя проявлена золото-антимонитовая березитовая формация, в фанерозое в интервале от раннего палеозоя до эоцена — киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация, от девона до четвертичного времени — многообразные сурьмяные формации вулканогенных зон.

А. Маухер [202, 203] особо выделяет в европейских провинциях раннепалеозойскую эпоху формирования сингенетических стратиформных сурьмяных и сурьмяно-вольфрамовых (иногда с киноварью) месторождений в графитовых сланцах. Близкого типа золото-сурьмяное и золото-сурьмяно-вольфрамовое оруденение проявляется и в более ранних докембрийских комплексах, включая древнейшие архейские комплексы зеленокаменных поясов. Послойная сингенетичная (?) золото-сурьмяно-мышьяковая минерализация в этих образованиях является собой, видимо, древнейшее антимонитовое оруденение. Зеленокаменные пояса представляются начальными очагами сегрегации золота, мышьяка, сурьмы, вольфрама и ряда других металлов в земной коре.

Уникальна по постоянству проявления в геосинклинально-складчатых системах разного возраста золото-антимонитовая березитовая формация, имеющая сквозное развитие в истории Земли, как и золото-кварцевое оруденение. Одной из главных эпох рудообразования для нее является раннепротерозойская (2,7—2,5 млрд. лет), проявившаяся в зеленокаменных поясах Южно-Африканской, Западно-Австралийской и других провинций шитов. На полноправное участие сурьмы в составе раннедокембрийских металлогенических ассоциаций специально обращал внимание В. С. Домарев [45]. Суммарная доля в мировых ресурсах сурьмы докембрийских золото-сурьмяных месторождений и сурьмосодержащих стратиформных полиметаллических месторождений составляет более 15%.

На рубеже раннего — среднего протерозоя максимум рудо-концентрации золото-антимонитовой березитовой формации переместился из «зеленокаменных трогов» в «сланцевые трюги» терригенных геосинклиналей. Выше было показано принципиальное тектоническое сходство этих структур, вероятно имеющих раздвиговую природу. Очевидно, изменение обстановки размещения золото-сурьмяного оруденения в истории развития литосферы связано с фельсифильными тенденциями в поведении сурьмы (по Ю. К. Буркову, 1973 г.), обуславливающими ее преимущественную концентрацию в сиалической части коры по мере становления последней.

Преобразование сурьмяного оруденения наложенными процессами

Сурьмяные месторождения, сформировавшиеся на разных стадиях тектонического цикла или относящиеся к раннему циклу в полициклических областях, подвержены изменениям под действием наложенных процессов. Простейшие преобразования, меняющие форму рудных тел и взаимное расположение их частей, связаны с пострудной тектоникой. Довольно часто отмечаются изменения первичных текстур рудных агрегатов. Среди них главными являются рекристаллизация антимонита и кварца при динамометаморфизме руд и перекристаллизация их, связанная с возобновлением гидротермального процесса. Эти изменения носят обычно изохимический характер и сопровождаются некоторым перераспределением антимонита, формированием наложенных рудных жил, систем поздних секущих прожилков с крустификационными и колломорфными текстурами выполнения.

Минеральные преобразования антимонитовых руд почти не изучены. Исследование их должно способствовать разработке критериев оценки влияния наложенных процессов на сохранность первичного оруденения. Имеющиеся данные позволяют охарактеризовать два вида минеральных преобразований: термальный метаморфизм сурьмяных руд и гидротермальный метасоматоз с привнесом свинца. Для характеристики выбраны месторождения, где определенным преобразованием отвечают наложенные процессы — магматизм, метаморфизм, гидротермальная активность. Очевидно, репером для фиксации минеральных изменений должны служить месторождения, не подвергшиеся по геологическим данным воздействию наложенных процессов.

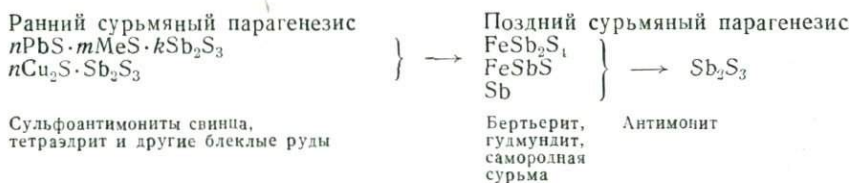
Нормальная последовательность сурьмяных рудных парагенезисов. В сурьмяных и многих сурьмусодержащих месторождениях устанавливается стандартная последовательность сурьмяных парагенезисов, отвечающая общей регрессивной направленности процесса рудообразования. Ранний сурьмяный парагенезис образует обширная группа сульфоантимонитов свинца (буланжерит, джемсонит, цинкенил и др.) в ассоциации с тетраэдритом и другими блеклыми рудами. В сурьмусодержащих полиметаллических и медно-колчеданных месторождениях эти минералы входят, как правило, в наиболее поздний рудный парагенезис. В сурьмяных месторождениях это — самая ранняя ассоциация сурьмяных минералов, предшествующая появлению бертьерита и антимонита. Последние вместе с самородной сурьмой и гудmundитом образуют следующий, поздний, сурьмяный парагенезис.

С наибольшей полнотой поздний парагенезис представлен в золото-антимонитовой березитовой формации, характеризующейся отчетливым однонаправленным развитием минерализа-

ции. Бертьерит в этой формации является постоянным спутником антимонита. Он часто содержит мельчайшие включения самородной сурьмы. Гудмундит обнаруживается в составе парагенезиса спорадически (Бриуд-Массиак в Центральном Французском массиве, Индараме в Южно-Африканской провинции).

Внутри поздней ассоциации существуют устойчивые соотношения: бертьерит, тесно ассоциирующий с самородной сурьмой и гудмундитом, замещается антимонитом с выделением пирита. В нормальной регрессивной последовательности самородная сурьма, гудмундит и бертьерит, выделяясь близко по времени к антимониту в рамках единой парагенетической ассоциации, постоянно предваряют антимонит, являются более ранними. Объясняется это, вероятно, изменением температурных условий (температуры по термометрическим данным колеблются для поздней ассоциации от 200 и более до 100—120° С) или повышением активности серы в растворе (А. Г. Бетехтин, 1955 г.), возможно взаимодействуют оба фактора.

В общем виде регрессивная последовательность сурьмяных парагенезисов в месторождениях сурьмы выглядит таким образом:



Термальный метаморфизм сурьмяного оруденения. Признаки минеральных преобразований под действием термального метаморфизма отмечены в месторождениях: 1) метаморфизованных стратиформных сурьмяных, размещающихся в метаморфических породах, 2) золото-антимонитовой березитовой формации, оказавшихся в зонах контактового воздействия гранитоидов или других магматических образований, 3) метаморфизованных сурьмосодержащих полиметаллических.

1. Стратиформные месторождения антимонит-пиритовой березитовой («колчеданной») формации, имеющие, по А. Маухеру [202], эксгалационно-осадочное происхождение, локализуются в графитовых сланцах. Окружающие карбонатно-вулканогенно-терригенные отложения обычно метаморфизованы в зеленосланцевой или амфиболитовой фации. Метаморфизм затрагивает также рудные залежи, приводя к минеральным преобразованиям. На месторождениях Пезинок и Пернек (Альпийско-Карпатская провинция, Малые Карпаты) ранние джемсонит, пирит, рекристаллизованный антимонит замещаются поздней ассоциацией бертьерит + гудмундит + пирротин + самородная сурьма. Гудмундит и пирротин образуют сложные мирмекито-

вые сростания [193]. На месторождении Турхал (Анатолийская провинция) в поздний парагенезис, наложенный на метаморфизованные пластовые антимонитовые залежи, входят гудмундит и бертьерит [187]. В пластовых (?) рудных залежах месторождения Дорфхемниц-Хормерсдорф (Центральноевропейская провинция) антимонит почти нацело замещен бертьеритом [40].

2. Оруденение золото-антимонитовой березитовой формации подвержено изменениям в экзоконтактных зонах гранитоидов и пострудных даек. В пределах Яно-Колымского пояса кварцево-рудные жилы, размещающиеся в биотитовых роговиках вблизи позднемезозойских гранитных батолитов, подвергаются минеральным преобразованиям. В рудопроявлении Буркандья и на одном из участков в районе Сентачана антимонит замещается самородной сурьмой [14] или по антимониту, бертьериту и пириту развиваются самородная сурьма и пирротин. На Тобычанском рудопроявлении наряду с антимонитом появляются ассоциации пирротин+бертьерит+гудмундит и бертьерит+гудмундит+самородная сурьма [34].

В некоторых месторождениях зоны Мерчисон (Южно-Африканская провинция) вблизи пострудных даек долеритов Карру отмечена биотитизация хлоритовых сланцев, замещение пирита и арсенопирита пирротином, появление в антимонит-бертьеритовых рудах самородной сурьмы [235, 236].

В пластовом золото-сурьмяном месторождении Сейняйоки (Балтийская провинция) главную рудную ассоциацию образует самородная сурьма с пирротином, арсенопиритом и целой гаммой редких минералов — сейняйокитом, аллемонтитом и др. В недавних публикациях В. С. Балицкий, Н. А. Озерова, Н. Н. Мозгова и др. (1976 г.), открывшие ряд новых минералов на месторождении, рассматривают минералогическое своеобразие оруденения как следствие высокотемпературного пневматолитового образования. Однако при анализе генезиса месторождения нельзя игнорировать факт его значительного метаморфизма под действием пострудных пегматоидных гранитов.

Стратиформные золоторудные с сурьмой месторождения Пассажем, Оуро-Прето (Бразильский щит), подвергшиеся метаморфизму, содержат существенные количества самородной сурьмы [149, 220]. Представляется, что интенсивное развитие самородной сурьмы в месторождениях Саут-Хэм (Канадский щит), Кеврада-де-ла-Севила (массив Сьерра-Пампа) и других, размещающихся в полиметаморфических докембрийских комплексах, связано с термальным метаморфизмом руд.

3. В колчеданно-полиметаллических месторождениях Балтийского щита (Болиден, Скеллефте, Сала, Илоярви), подвергшихся, по данным М. Саксела (1952 г.), К. Вестерберга [239] и других исследователей, ремобилизации и метаморфизму, блеклые руды замещаются ассоциацией гудмундит+пирротин+халькопирит, иногда с самородной сурьмой. П. Рамдор (1962 г.)

считает одним из распространенных случаев разложение блеклых руд с выделением идиобластов гудмундита в сопровождении пирротина, халькопирита и др. На метаморфизованном стратиформном полиметаллическом месторождении Брокен-Хилл среди сульфоантимонитов и блеклых руд получают распространение самородная сурьма, гудмундит и дискразит.

В Уральской провинции на месторождении Комсомольском отмечено развитие главного рудного минерала гудмундита, иногда в паре с пиротином (мирмекитовые сростания), за счет замещения фрейбергита и буланжерита (данные А. М. Маревичева и К. Н. Котова, 1976 г.). На Горевском стратиформном полиметаллическом месторождении (Енисейский край) поздний гудмундит ассоциирует с пиротином, галенитом и сфалеритом (О. В. Вершковская, С. И. Лебедева, 1968 г.). В сульфоантимонитовых рудах колчеданно-полиметаллического месторождения Самарского (Рудный Алтай) самородная сурьма образует поздние выделения в ассоциации с ульманнитом, брейтгауптитом (И. М. Юдин, 1966 г.).

Приведенные по всем трем группам месторождений факты немногочисленны, но имеют принципиальное значение. Они обнаруживают соотношения, ускользавшие до сих пор от внимания исследователей, позволяют по-новому взглянуть на метаморфические преобразования сурьмяных месторождений. Термальный метаморфизм на уровне зеленосланцевой фации и более высоких ступеней приводит к развитию сурьмяных парагенезисов в последовательности, обратной нормальному регрессивному ряду.

В месторождениях, подвергшихся преобразованиям, динамометаморфизованный антимонит замещается самородной сурьмой, гудмундитом, бертьеритом, не несущими следов динамометаморфизма. Действительные соотношения при недоучете важнейшего текстурного признака динамометаморфизма могут быть оценены неверно. Противоречивость данных по некоторым месторождениям (Пезинок, Турхал, Буркандья, Сейняйоки и др.) связана с недоучетом того, что на них проявлены также наиболее поздние крустификационные прожилки антимонита, завершающие минерализацию после наложенных термальных преобразований.

Среди новообразованных сурьмяных парагенезисов, накладывающихся на ранние минеральные ассоциации, могут быть выделены три главных: 1) гудмундит + бертьерит + самородная сурьма + пирротин; 2) гудмундит + самородная сурьма + пирротин; 3) самородная сурьма + пирротин.

Первые два парагенезиса с участием гудмундита, по экспериментальным и расчетным данным П. Бартона [167] для системы Fe—Sb—S, формируются при температурах, близких к 280° С. А. Кларк (1966 г.) показал, что гудмундит устойчив до температуры 280±10° С, а при более высоких температурах раз-

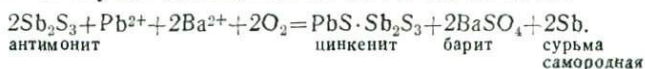
лагается на пирротин и самородную сурьму. По геологическим данным можно предполагать и более высокотемпературный прогрев (примерно на уровне амфиболитовой фации) ряда рассмотренных сурьмяных месторождений, в которых развиваются два первых парагенезиса.

Парагенезис самородная сурьма + пирротин мог формироваться в широком температурном диапазоне. В. С. Балицкий, В. В. Комова и Н. А. Озерова [11] установили экспериментально, что интенсивное замещение антимонита самородной сурьмой в концентрированных растворах галогеноводородных кислот и сульфида натрия начинается при 250—300°С, выше 480°С антимонит в разнообразных средах целиком замещается металлической сурьмой. Таким образом, наиболее вероятно, что парагенезис самородная сурьма + пирротин развивается при температурах, близких к 400°С. Такие температуры, по У. Файфу и Ф. Тернеру (1962 г.), характеризуют высокие ступени зеленосланцевой и низкие ступени амфиболитовой фации метаморфизма, что отвечает геологическим данным об уровне метаморфизма преобразованных месторождений.

Гидротермальный метасоматоз с привнесом свинца. Этот тип наложенных изменений отмечен в месторождениях сурьмяных провинций с широко проявленным поздним полиметаллическим гидротермальным рудообразованием. При наложении свинцовоносных гидротерм на сурьмяное оруденение возникают поздние сульфоантимонитовые парагенезисы, замещающие антимонит и бертьерит, что радикально отличается от нормальной регрессивной последовательности. Поздние сульфоантимонитовые парагенезисы отмечены в месторождениях Центральноевропейской (Бриуд-Массиак, Красна Гора [213, 218, 222]), Альпийско-Карпатской (Дубрава, Медзиброд [184, 210]), Северо-Африканской (месторождения Центрального Марокко [195, 212]) провинций. В них установлено наложение на палеозойское золото-антимонитовое и антимонитовое оруденение кайнозойской (и мезозойской?) полиметаллической минерализации.

В месторождениях, подвергшихся изменению, появляется наложенный парагенезис цинкениита—буланжерита—джерсонита—тетраэдрита и других сульфоантимонитов с баритом. Минералы этой ассоциации образуют поздние прожилки и развиваются метасоматически по антимониту и бертьериту. В Боливийской провинции (Сан-Луис, Кармен-де-Росарио) сульфоантимонит-баритовый реакционный парагенезис связан с наложением на раннемезозойские золото-сурьмяные месторождения поздненеогеновой минерализации (Pb—Zn—Cu—Ag) [158]. Во всех перечисленных примерах проявление свинцовоносной гидротермальной минерализации обусловлено процессами тектономагматической активизации. По заключению А. Д. Щеглова [153], для этапа активизации характерно мощное свинцовое рудообразование.

На примере природных свинцово-сурьмяных ассоциаций Г. О. Григорян [42] показал несовместимость галенита и антимонита в одном парагенезисе. В рассмотренных случаях в присутствии иона Pb^{2+} в растворах антимонит и бертьерит становятся неустойчивыми и замещаются сульфоантимонитами. В простейшем случае замещение может идти по схеме



Введение кислорода в реакцию оправдано геологическими данными о протекании преобразований на малых глубинах или в приповерхностной зоне. А. Казакевич [195] отметил, что наиболее интенсивное развитие цинкенинта по антимониту на месторождении Мджма-Салихин (Центральное Марокко) происходило в зоне окисления. Из приведенной реакции следует, что в процессе замещения может выделяться металлическая сурьма. В окислительной обстановке это, вероятно, редкий случай. Однако на месторождениях Красна Гора и Аберки в позднем барит-сульфоантимонитовом парагенезисе действительно присутствует самородная сурьма.

В настоящем разделе рассмотрены два типа минеральных изменений, которые претерпевают сурьмяные месторождения под действием наложенных процессов. Они охватывают обширные области термального метаморфизма и возобновленной гидротермальной деятельности. Исследование преобразований требует специальных тонких геологических и минералогических наблюдений. Проведение их в будущем позволит более четко определить новые минералогические и геологические критерии изменения и сохранности сурьмяных месторождений. Однако уже сейчас материалы, проанализированные под этим углом зрения, придают тезису о преобразовании сурьмяного оруденения под действием наложенных процессов вещественную осязаемость.

ГЛАВА 9

КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ГЛАВНЫХ СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Изучение закономерностей размещения сурьмяных месторождений позволило сформулировать критерии их регионального (мелко- и среднемасштабного) прогнозирования. Критерии были применены к районированию территории СССР и отдельных сурьмяноносных регионов, проведенному в последнее пятилетие автором совместно с Н. С. Мудрогиной и В. Г. Кузьминым [21, 22]. В основу разработки критериев положены принципы, развиваемые во ВСЕГЕИ при прогнозных исследованиях

Д. В. Рундквистом и др. [107, 111]: структурно-вещественный и историко-эволюционный. Применительно к прогнозированию сурьмяных месторождений сформулированы некоторые общие исходные положения.

Сурьмяные рудные формации закономерно связаны с определенными геологическими формациями и их сочетаниями, суммарно отражающимися в геологических обстановках, индивидуализированных для отдельных рудных формаций. Типизированные рудоносные геологические обстановки используются в качестве главных критериев для выделения и оконтуривания перспективных площадей, т. е. для прогнозного районирования территорий. Главные промышленные сурьмяные рудные формации резко различаются по геологическим обстановкам проявления и требуют дифференцированного подхода при прогнозировании.

Выделение и оценка перспективных площадей производится с учетом положительных и отрицательных критериев. При разработке региональных критериев использованы данные по эталонным рудоносным зонам, отличающимся высоким уровнем изученности и геолого-экономической освоенности на данный формационный тип оруденения. Статистико-вероятностная оценка региональных критериев прогнозирования в большинстве случаев невозможна из-за малого количества эталонов.

Критерии прогнозирования делятся на универсальные, применимые по всем или большинству рудных формаций, и частные, относящиеся к отдельным типам. К числу универсальных критериев принадлежат региональные рудоконтролирующие разломы. Но использование этого критерия при прогнозировании разных формаций требует введения определенных корректив.

Для стратиформных сурьмяных месторождений главным является выявление и трассирование конседиментационных разломов (градиентных зон фаций и мощностей) в качестве рудоконтролирующих. Анализ последующих постседиментационных подвижек по ним предоставляет данные для оценки пострудных перемещений. При прогнозировании жильных сурьмяных месторождений также важно учитывать поведение разлома на этапе седиментации с точки зрения длительности его формирования, глубинности и т. п. Однако главное состоит в выявлении особых структурных форм — региональных зон смятия, расщепления и взбросово-сдвиговых дислокаций для золото-антимонитовой березитовой формации, зон брекчирования и сбросовых дислокаций для антимонитовой аргиллизитовой и родственных ей сурьмяных формаций третьей группы. При этом во всех случаях учитывается геофизическое выражение региональных разломов.

Критерий эрозийного среза также относится к универсальным. Независимо от типа прогнозируемой сурьмяной рудной

формации при оценке эрозионного среза благоприятными признаками являются: сохранение на современной поверхности наиболее молодых отложений рудоносного комплекса, распространение пострудных осадочных и вулканических образований, а также фрагментов денудационных поверхностей, близких по времени образования к оруденению; для допалеозойского и палеозойского оруденения в областях молодых сводово-глыбовых движений развитие «бронирующих» пологих надвигов.

Критерии трансформации сурьмяного оруденения, его перераспределения и перерождения под действием наложенных процессов, принадлежат также к группе универсальных. В принципе они представляют вещественное выражение действия отрицательных факторов. Среди этих критериев могут быть выделены: а) морфологические — преобразование формы рудных тел под действием пострудной тектоники или перераспределение оруденения с переходом пластовых форм в жильные; б) текстурные — контрастное изменение текстур руд, связанное с наложенными преобразованиями; в) минералогические — резкие нарушения нормальной последовательности сурьмяных парагенезисов.

Отрицательные критерии делятся на альтернативные и корректирующие. Они отражают различные факторы, препятствующие формированию и распространению рудных скоплений конкретных сурьмяных формаций или приводящие к преобразованию их в другие формационные типы и к рассеянию. Первые исключают прогнозирование данной формации на рассматриваемой территории. Вторые вносят коррективы в перспективную количественную оценку в сторону ее понижения. Так, широкое развитие гранитоидов и субаэральных вулканитов в миогеосинклинально-складчатой зоне, сложной отложениями терригенно-карбонатного комплекса, не позволяет прогнозировать в ней оруденение киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации. В отдельных амагматичных блоках такие стратиформные месторождения могут сохраниться (как это отмечено для Мексиканской провинции). Подобные участки должны учитываться выборочно. Количество отрицательных критериев, наибольшее для ранних доскладчатых стратиформных сурьмяных формаций, снижается с переходом к синскладчатым и особенно к постскладчатым формациям. Для последних в качестве наиболее важных отрицательных критериев остаются значительный эрозионный срез и пострудная термальная активность.

Последовательность применения критериев определяется их значимостью и соподчиненностью, вытекающей из необходимости последовательного сужения перспективных территорий с переходом от региональных потенциально рудоносных зон к локальным площадям в их пределах (потенциальным рудным узлам). Положение и границы региональных перспективных площадей определяются в первую очередь сочетанием ведущих

тектонических, формационных и геохимических критериев. Распределение рудных узлов определяется критериями, отражающими структурные, литологические, геохимические и другие неоднородности внутри региональных перспективных площадей.

Критерии прогнозирования (с соответствующими цифровыми и буквенными индексами) для рассмотренных главных промышленных сурьмяных формаций приведены в табл. 13—15. Для киноварно-флюорит-антимонитовой джаспероидной формации (табл. 13) последовательность применения критериев при решении первой задачи — выделение региональных перспективных площадей — такова:

—————→
IA—IIA—IIБ—IIIA—V.

Обращает на себя внимание критерий IIIA, указывающий на наличие региональной геохимической аномалии ртути, сурьмы, фтора. Отсутствие этого критерия делает задачу прогнозной оценки терригенно-карбонатного комплекса неопределенной относительно возможной рудной специализации комплекса: на сурьму и ртуть или на свинец и цинк. Это представляется особенно важным в связи со значительно большим распространением терригенно-карбонатных комплексов со свинцово-цинковой специализацией. Прогнозирование площадей с крупными и уникальными месторождениями требует выделения и ранжирования узлов пересечения мощных ортогональных систем конседиментационных линеементов. Пример месторождения Сикуаншань убедительно указывает на необходимость такого подхода.

Площади, перспективные на обнаружение месторождений золото-антимонитовой березитовой формации выделяются по комплексу геологических критериев (табл. 14), резко отличающихся от приведенных выше и применяющихся в такой последовательности:

—————→
IA—IB—IIIA—V—IIA, Б.

Перспективными являются золотоносные пояса и зоны полихронных батолитовых гранитоидов эпикратонных геосинклинально-складчатых областей независимо от их возраста. Детализация прогнозных площадей производится с помощью критериев в последовательности

—————→
IV—IG—ID—IIБ—IV—VI.

По имеющимся данным особую «точность» локального прогноза дает критерий метаморфической зональности (IV). Трудоемкий анализ зонального метаморфизма позволяет четко обособить участки «рудоносной» серицит-(хлорит)-карбонатной субфации. Параллельно с этим необходимо построение карт распределения пробности золота в россыпях. Масштаб таких

Таблица 13

**КРИТЕРИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
КИНОВАРНО-ФЛЮОРИТ-АНТИМОНИТОВОЙ ДЖАСПЕРОИДНОЙ ФОРМАЦИИ**

Критерии	Краткая характеристика
I. Тектонические А. Типы структур	Многеосинклиналино-складчатые системы рифея — фанерозоя и молодые (эпикаледонские, эпигерцинские) мобильные платформы с развитием терригенно-карбонатных комплексов
Б. Палеотектонические элементы	Контрастные сочленения палеоподнятий («антиклинальных отmelей») и прогибов, ортогональные сети разграничивающих их конседиментационных разломов, фиксируемых узкими градиентными зонами фаций и мощностей, гравимагнитными ступенями, системами внутриформационных сбросов
В. Наложённые дислокации	Складчатые и сводово-глыбовые дислокации, сопровождающиеся пологими региональными надрывами типа шарьяжей, «бронирующими» рудоносные стратиграфические уровни, сохраняя их от эрозии
II. Формационные А. Комплексы	Трехчленные терригенно-карбонатные комплексы, амагматические и с незначительным проявлением базальтоидного вулканизма; типовой разрез (снизу вверх): аспидная сланцевая формация (метаморфизм зеленосланцевой фации); карбонатная или кремнисто-карбонатная формация; рудоносная, терригенная или карбонатно-терригенная флишевая формация; общая мощность комплекса до 5 км и более
Б. Формации	Карбонатные и кремнисто-карбонатные формации мощностью сотни — первые тысячи метров со слейфическими рудоконцентрирующими фациями полузакмнутых мелководных бассейнов, отличающимися повышенной битуминозностью, сероносностью, железистостью, углеродистостью и др.
В. Стратиграфические рудоносные уровни	Межформационные перерывы и несогласия на границе рудоносной карбонатной и перекрывающей флишевой формации, сопровождающиеся проявлениями палеокарста, фрагментами кор выветривания, линзами брекчий обрушения и др.; горизонты, характеризующиеся сосредоточением рудоконцентрирующих фаций (доломитов, кремнистых пород и др.) мощностью десятки — первые сотни метров преимущественно в верхней части разреза рудоносных формаций

Продолжение табл. 13

Критерии	Краткая характеристика
III. Геохимические А. Региональная аномалия	Региональная геохимическая аномалия ртути, сурьмы, фтора (более 2—3 кларков) в осадочных породах рудоносных формаций, магматических образований, с повышенными концентрациями этих элементов вблизи разломов
Б. Локальные ореолы рассеяния	Стратифицированное распределение вдоль рудоносных уровней локальных ореолов рассеяния ртути, сурьмы, мышьяка, серебра и других индикаторов
IV. Региональный метасоматический	Стратифицированное распределение вдоль рудоносных уровней пластовых залежей кремнистых гидротермальных метасоматитов (джаспероидов) мощностью единицы — десятки метров
V. Сопутствующая минерализация	Проявление в рудоносной формации и особенно вдоль рудоносных уровней сопутствующей минерализации: окисносурьмяной, ртутной, сульфоантимонитовой, флюоритовой, баритовой
VI. Отрицательные	а) гранитоидный магматизм; б) полифациальный субаэральный вулканизм; в) интенсивная сбросовая тектоника; г) развитие пострудного палеокарста

карт в зависимости от детальности опробования аллювия гидросети может меняться от 1:100 000 до 1:500 000. Узвязка направленных изменений пробности золота с данными о метаморфической и золоторудной зональности дает возможность резко сузить перспективные площади в узлах пересечения продольных и поперечных региональных разломов.

Для антимонитовой аргиллизитовой формации и других сурьмяных рудных формаций зон субаэрального вулканизма и субвулканизма перечень критериев прогнозирования приведен в табл. 15. Последовательность применения критериев примерно отвечает порядку их расположения. Особое значение имеет палеогеоморфологический критерий IV, требующий учета степени эродированности перспективных площадей по отношению к реконструируемой поверхности регионального несогласия между складчатым основанием и вулканитами

Таблица 14

**КРИТЕРИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЗОЛОТО-АНТИМОНИТОВОЙ БЕРЕЗИТОВОЙ ФОРМАЦИИ**

Критерии	Краткая характеристика
I. Тектонические	
А. Типы структур	Эпикратонные геосинклинально-складчатые области с поясами и зонами гранитных батолитов (от раннедокембрийских до мезозойских)
Б. Современный структурный план	Неоднородная складчато-блоковая структура с контрастным сочленением сиалических блоков пологих дислокаций и фемических или сиалическо-фемических рудоносных зон интенсивной линейной складчатости, характеризующихся редуцированным гранитно-метаморфическим слоем коры
В. Палеотектонические элементы	Сланцевые трюги протерозойских — фанерозойских терригенных геосинклиналей и вулканогенные трюги раннедокембрийских зеленокаменных поясов; трюги раздвиговой природы, преобразованные в синклинальные зоны интенсивной линейной складчатости (необращенный характер структур)
Г. Региональные разломы («продольные»)	Региональные взбросо-сдвиги, разграничивающие блоки пологих дислокаций и зоны интенсивной линейной складчатости, сопровождаются зонами расланцевания и смятия шириной до 10—15 км, длиной до сотен километров
Д. Трансрегиональные разломы («поперечные»)	Поперечные по отношению к геосинклинально-складчатым структурам зоны повышенной изменчивости фаций, мощностей, геоморфологических элементов, градиентные зоны геофизических полей, развороты складок и т. д.
II. Формационные	
А. Комплексы	Терригенно-черносланцевые комплексы эпикратонных геосинклиналей протерозоя — фанерозоя и терригенно-вулканогенные комплексы зеленокаменных поясов раннего докембрия мощностью 7—11 км
Б. Рудовмещающие формации	Углеродистые черносланцевые и вулканогенно-терригенные формации с повышенной сульфидностью, вплоть до послойного прожилково-вкрапленного оруденения (FeS ₂ , FeS, FeAsS, Sb ₂ S ₃ , Au), переслаиванием углисто-глинистых отложений, песчаников, кварцитов

Продолжение табл. 14

Критерии	Краткая характеристика
III. Магматические	
А. Полихронные гранитоиды	В сиалических блоках пологих дислокаций многофазные гранитные батолиты длительного развития с признаками реоморфизма и палингенеза, переходом от преобладающих ранних натриевых гранитоидов к поздним калиевым, ореолами зонального метаморфизма
Б. Дайки «добатолитового» комплекса	В фемических или сиалическо-фемических зонах интенсивной линейной складчатости серии даек пестрого состава от диабазов до кварцевых порфиров и альбитофиоров, метаморфизованных вместе с боковыми породами
IV. Метаморфический	Зональный региональный метаморфизм; низкие степени зеленосланцевой фации, зона серицит-(хлорит)-карбонатной субфации
V. Геохимический	Региональная геохимическая аномалия золота (золотоносные пояса и зоны) неоднородного строения: с обособлением локальных ареалов высокопробного золота, закономерным изменением отношения Au/Ag в зональных рядах разнотипного золото-кварцевого оруденения
VI. Латеральная зональность оруденения	Латеральная зональность золото-кварцевого оруденения с переходом от золото-редкометалльных к золото-мышьяковым, золото-сульфоантимонитовым месторождениям и закономерным возрастанием пробы золота в этом ряду; золото-антимонитовые месторождения — крайний поздний член ряда (проба золота 940—999); вектор рудной зональности, как и метаморфической, направлен в стороны от гранитоидов, от гранитизированных блоков пологих дислокаций в рудоносные зоны интенсивной линейной складчатости
VII. Отрицательные	Интенсивная сводово-глыбовая тектоника, сопровождающаяся: а) постинверсионным гранитоидным магматизмом, б) полифациальным субаэральным вулканизмом и ассоциирующим с ними оруденением (Sn, Pb, Zn, Ag, Hg и др.)

Таблица 15

**КРИТЕРИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ
СУРЬМЯНЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЗОН СУБАЭРАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА
И СУБВУЛКАНИЗМА**

Критерии	Краткая характеристика
I. Тектонические	
А. Типы структур	Внутриматериковые области сводово-глыбовых дислокаций и субаэрального вулканизма орогенной стадии или стадии тектоно-магматической активизации
Б. Современный структурный план	Мозаичные интенсивно дифференцированные сводово-глыбовые поднятия, осложненные системами горстов и грабен с дискретными проявлениями вулканизма
В. Палеотектонические элементы	Преимущественно блоки с устойчивой тенденцией к воздыманию (срединные массивы, геантиклинали) и их обрамление
Г. Разломы	Региональные шовные разломы по границам блоков разновременной консолидации, поперечные трансрегиональные линеаменты, активизированные на этапе сводово-глыбовых движений, трассируются вулканоструктурами центрального типа, сериями субвулканических тел, экстрюзий; узлы пересечения разнонаправленных разломов, выраженные в ортогональных и радиально-кольцевых системах сбросов; зоны надвигов (региональных и локальных), свидетельствующие о ранних дорудных деформациях в условиях сжатия и предрудном сбросообразовании в условиях растяжения
II. Магматические	
А. Вулканические серии	Полнодифференцированные субаэральные вулканические серии (группа порфировых формаций) от базальтов и андезито-базальтов до дацитов и риолитов; иногда с гомодромной направленностью предрудного вулканоритма в пределах изолированных рудоносных вулканоструктур
Б. Типы вулканических зон	Существенно субвулканические зоны; фланги вулканических зон с фрагментарным распространением покровов и субвулканитов на современной поверхности

Продолжение табл. 15

Критерии	Краткая характеристика
В. Типы вулканоструктур	Вулканокупольные и очаговые вулcano-плутонические кольцевые структуры; линейные зоны субвулканитов, экстрюзий; периферические части кольцевых вулканодепрессионных структур, обычно в пределах реконструируемых палеоконтуров вулканических зон; криптовулканические структуры в зонах, удаленных от центров излияний
III. Основание вулканитов	
А. Состав	Карбонатные и терригенные, гнейсо-сланцевые комплексы, гранитонды
Б. Предшествующее оруденение	Раннее разнотипное сурьмяное (и вольфрамовое) оруденение в породах основания
IV. Палеогеоморфологический	
	Концентрация оруденения вблизи поверхности регионального несогласия между складчатыми комплексами основания и полого залегающими вулканическими покровами или за пределами последних — вблизи сохранившихся фрагментов палеоденудационных уровней, синхронных сводово-глыбовым дислокациям и вулканизму
V. Геохимический	
	Региональная ртутная аномалия, трассирующая магмовыводящие разломы (выражается упрощенно изолиниями распределения киновари в аллювии); сурьмяное оруденение тяготеет к минимумам аномалии
VI. Латеральная зональность оруденения	
	Распределение сурьмяного и ртутно-сурьмяного оруденения по периферии полей золото-серебряных, серебряно-полиметаллических, оловянно-полиметаллических, золото-сульфидно-кварцевых месторождений, ассоциированных с вулканогенными и интрузивно-вулканогенными образованиями

или по отношению к палеоденудационным уровням, синхронным вулканизму.

Наиболее крупные рудные концентрации приурочены к отдельным вулканоструктурам с гомодромной направленностью предрудного вулканоритма, к субвулканическим и экстрюзивным телам, подвергшимся объемной аргиллизации и сульфидизации в зонах, размещающихся на срединных массивах и устойчивых поднятиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей книге дана первая геологическая сводка по сурьмяным рудным провинциям мира с анализом региональных условий размещения и геолого-минералогической характеристикой сурьмяных месторождений, более 100 из которых описаны подробно. С большей детальностью рассмотрены главные сурьмяные провинции СССР, восточные провинции — с использованием результатов многолетних исследований автора. Привлечение материалов по зарубежным провинциям позволило провести сравнительный металлогенический анализ большого числа разнотипных рудоносных зон. В результате его был выявлен ряд новых закономерностей размещения месторождений сурьмы, получены данные по некоторым малораспространенным, но перспективным типам оруденения, не известным пока на территории нашей страны. Такой анализ потребовал использования с возможной полнотой всей накопленной информации по сурьмяным месторождениям мира с их неравной и часто недостаточной изученностью. Орывочные, кажущиеся малозначительными сведения по отдельным месторождениям дали ценные дополнительные данные, усилившие обоснованность развиваемых положений.

В основу научного прогнозирования месторождений сурьмы положен дифференцированный подход к разным типам оруденения. С этой целью разработана [14] классификация, построенная по структурно-вещественному принципу и включающая в себя простые и комплексные главные промышленные, второстепенные и редкие сурьмяные рудные формации, а также разные виды сурьмосодержащих месторождений других металлов. Они объединены в группы по типизированным геологическим обстановкам проявления. Сурьмяные формации индивидуализированы по вещественным признакам, локальным и региональным закономерностям размещения. На этих данных основываются диагностические признаки и критерии регионального (мелко- и среднемасштабного) прогнозирования сурьмяных рудных формаций.

Выделены три главные группы сурьмяных рудных формаций, резко различающиеся по условиям размещения месторождений

и положению их в истории развития геосинклинально-складчатых областей. В первую группу объединены сурьмяные формации стратиформного типа, относящиеся к геосинклинальной (доскладчатой) стадии. Оруденение близко по возрасту к вмещающим отложениям, претерпевает вместе с ними деформации, метаморфизм и другие виды наложенных изменений. Главной в этой группе является киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация, к которой относятся крупнейшие месторождения сурьмы. Оруденение представлено пластообразными согласными залежами рудоносных джаспероидов, размещающихся на определенных стратиграфических уровнях в терригенно-карбонатных комплексах многогеосинклиналей и мобильных молодых платформ. Установлены закономерные, вероятно, генетические связи оруденения с межформационными перерывами и несогласиями, сопровождающимися древними корами выветривания и палеокарстом.

Во второй группе сурьмяных формаций, проявляющихся в зонах полихронного гранитоидного магматизма геосинклинально-складчатых областей, главное место принадлежит золото-антимонитовой березитовой формации. Она относится к инверсионной стадии развития эпикратонных (терригенных и терригенно-вулканогенных геосинклиналей), характеризующихся устойчивым сочетанием сиалических гранитизированных блоков континентальной коры и разделяющих их рудоносных фемических (или сиалическо-фемических) трогов раздвиговой природы с редуцированным гранитно-метаморфическим слоем. Синкладчатое жильное золото-сурьмяное оруденение связано с сульфидизированными черносланцевыми или вулканогенно-терригенными толщами. Оно закономерно приурочено к периферической серицит-(хлорит)-карбонатной субфации регионального контактового зонального метаморфизма и несет черты метаморфогенно-гидротермального происхождения.

Третья группа объединяет сурьмяные формации зон субэпирального вулканизма сводово-глыбовых областей — антимонитовую аргиллизитовую, антимонит-ферберитовую аргиллизитовую и другие, представляющие традиционный «эпитермальный» тип жильного оруденения. Они принадлежат к орогенной стадии или стадии тектоно-магматической активизации консолидированных структур.

Многие сурьмяные рудные провинции несут полиформационное разновозрастное оруденение с признаками регенерации ранних месторождений, выявляемой с помощью морфологических, текстурных и минералогических критериев. Установление нормальной регрессивной последовательности сурьмяных парагенезисов (от сульфоантимонитов через бертьерит, гудмундит и самородную сурьму к антимониту) позволяет обнаруживать и оценивать качественно и количественно направленность и интенсивность преобразования раннего оруденения наложенными

процессами метаморфизма, возобновленной гидротермальной активности и др. Важнейшим видом изменений стратиформных сурьмяных месторождений является преобразование пластового оруденения в жильное. При этом признаки стратифицированного распределения оруденения в основном унаследуются.

Дальнейшее расширение минерально-сырьевой базы страны потребует не только освоения известных традиционных сурьмяных формаций, но и выявления новых типов. К таким новым типам в первую очередь относится стратиформное оруденение антимонит-пиритовой березитовой (?) «колчеданной» формации в графитовых, графит-актинолитовых сланцах, углистых филлитах карбонатно-вулканогенно-терригенных комплексов. Сурьмяному оруденению этого типа иногда сопутствуют стратиформная шеелитовая минерализация, представляющая самостоятельный интерес. Признаки подобного оруденения имеются на Урале, в Енисейском крае, Карелии. Представляется, что к числу перспективных относятся также пластовые скопления в карбонатных отложениях окислов сурьмы, которые могут сопутствовать джаспероидному оруденению, а также концентрации (пластовые и жильные) оксихлоридов и окислов сурьмы в зонах молодого вулканизма. Поисковые признаки такого окисного сурьмяного оруденения совершенно не разработаны. Однако оно привлекает внимание как один из возможных новых типов сурьмяных месторождений.

Повышение эффективности поисковых и геологоразведочных работ на сурьму связано с решением ряда вопросов. Необходима дальнейшая разработка стратиграфо-формационных, палеофациальных, палеогеоморфологических критериев прогнозирования и поисков стратиформных сурьмяных месторождений в терригенно-карбонатных и терригенных комплексах. Недостаточно изучена роль палеокарста и кор выветривания в формировании и размещении оруденения такого типа, а также способы выявления и оценки пострудных перемещений. Требуют изучения специфические закономерности преобразования, регенерации ранних сурьмяных месторождений в сурьмяных провинциях с полным циклом развития или полициклических. Исследование геохимии сурьмы, как теоретическое, так и прикладное (ореолы рассеяния) находится в начальном состоянии. Изучение распределения сурьмы в месторождениях других металлов позволит не только развить некоторые стороны теории рудообразования, но и более точно учесть эти месторождения в качестве дополнительного источника сурьмы при комплексном освоении руд.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абдулкабиров* М. А. Металлогения сводово-глыбовых структур Северного Казахстана. — В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата, 1974, с. 252—264.
2. *Азбелев П. П., Домаревы В. С. и Вл. С.* Обзор минеральных ресурсов СССР, сурьма. Вып. 46. Л., Изд-во Геол. ком., 1928.
3. *Александров А. И., Рынник В. М., Козлова В. А.* Некоторые особенности геологического строения и вещественного состава Раздольнинского сурьмяного месторождения в Красноярском крае. — Учен. зап. ЦНИИОлово, 1966, № 3, с. 30—38.
4. *Альтгаузен М. Н., Боршанская С. С.* Антимонит. — В кн.: Минералы СССР. Т. 2. М.—Л., 1940, с. 54—70.
5. *Анасенко А. В., Бычок Б. Г.* Сарылахское золото-сурьмяное месторождение в Якутской АССР. — Разведка и охрана недр, 1970, № 4, с. 56—59.
6. *Антонович А.* Геолошки састав, тектонска структура и генеза арсеново-антимоновых лежишта у пределу Лојана и Никуштака (Скопска Црна Гора). Скопје, 1965.
7. *Архипов Ю. В., Биланенко В. А.* Сурьмяное оруденение в Восточной Якутии. — Разведка и охрана недр, 1973, № 10, с. 8—13.
8. *Асатуллаев Н. Р.* О находке сурьмяного оруденения в горах Нура-тау. — Узб. геол. журн., 1973, № 1, с. 88—90.
9. *Бабкин П. В.* Ртутноносные провинции Северо-Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1975.
10. *Бабкин П. В., Ким Е. П., Куклия А. П.* Особенности размещения металлогенических зон Чукотки. — Сов. геология, 1968, № 5, с. 46—53.
11. *Балицкий В. С., Комова В. В., Озерова Н. А.* Устойчивость и интенсивность перекристаллизации антимонита в гидротермальных растворах. — Геохимия, 1975, № 9, с. 1337—1343.
12. *Баринкова Н. Ю.* О возрасте сурьмяно-ртутного оруденения Южной Ферганы. — Сов. геология, 1975, № 12, с. 128—133.
13. *Басков Е. А.* Палеогеогеологический анализ при металлогенических исследованиях. Л., Недра, 1976.
14. *Бергер В. И.* Региональные и локальные закономерности размещения сурьмяных месторождений. Л., Недра, 1977.
15. *Бергер В. И.* Горизонтальные перемещения и рифтогенез при формировании структуры Яно-Колымского пояса. — В кн.: Геодинамика и полезные ископаемые, тезисы. М., 1976, с. 103—105.
16. *Бергер В. И.* Главные типы гидротермальных метасоматитов сурьмяных месторождений. — В кн.: Метасоматизм и рудообразование, тезисы. Л., 1976, с. 134—136.
17. *Бергер В. И.* Условия размещения ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений. — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л., 1975, с. 46—54.
18. *Бергер В. И.* Структурные условия размещения и главные типы ртутных и сурьмяных месторождений Забайкалья. — Тр. ВСЕГЕИ, 1975, т. 230, с. 69—84.

19. Бергер В. И., Ицксон М. И. Основные черты металлогении северо-восточной части Тихоокеанского пояса (Северо-Западные Кордильеры и Аляска). — Сов. геология, 1972, № 1, с. 90—106.
20. Бергер В. И., Кузьмин В. Г. Возрастное положение золото-сурьмяного оруденения Яно-Колымского пояса. — Докл. АН СССР, 1975, т. 224, № 1, с. 165—167.
21. Бергер В. И., Мудрогина Н. С., Кузьмин В. Г. О региональном прогнозе ртутного и сурьмяного оруденения вулканогенных поясов фанерозоя. — Тр. ВСЕГЕИ, 1976, т. 227, с. 74—89.
22. Бергер В. И., Мудрогина Н. С., Кузьмин В. Г. Месторождения сурьмы и ртути. — В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л., 1973, с. 119—132.
23. Бетехтин А. Г. (ред.) Текстуры и структуры руд. — М., Госгеолтехиздат, 1958. 433 с.
24. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955.
25. Быховер Н. А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. М., Госгеолтехиздат, 1963.
26. Великий А. С., Волгин В. Ю., Иванов В. С. Редкие элементы в сурьмяно-ртутных месторождениях Средней Азии. — В кн.: Формы нахождения и особенности распределения редких элементов в некоторых типах гидротермальных месторождений. М., 1967, с. 180—213.
27. Владимиров В. Г. Геологоструктурная позиция золото-сурьмяных проявлений Адмча-Тарынской зоны. — В кн.: Новости геологии Якутии. Вып. 3. Якутск, 1973, с. 123—124.
28. Виноградов О. А., Клемперт С. Я., Отрощенко Л. А. О роли Терекской антиклинальной структуры в локализации золото-сурьмяного оруденения. — Узб. геол. журн., 1975, № 4, с. 47—49.
29. Виноградов П. Д. Геологическое строение Восточной части Зеравшано-Гиссарского сурьмяно-ртутного пояса. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1961, № 46, с. 17—35.
30. Волгин В. Ю., Иванов В. С. Некоторые вопросы генезиса черной киновари Джижикрутского месторождения. — В кн.: Новые данные по минералогии и геохимии редких элементов. М., 1974, с. 53—56.
31. Волостных Г. Т. Аргиллизация и оруденение. М., Недра, 1972.
32. Гавриков С. И. О возрасте и связи золотого и редкометалльно-золотого оруденения с некоторыми мезозойскими гранитоидами Верхнеиндигирского рудного района. — Тр. ВСЕГЕИ, 1967, т. 135, с. 74—87.
33. Галкин М. А. Ртутная формация Якутии. — В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1969, с. 302—308.
34. Гамянин Г. Н. Первая находка самородной сурьмы в Северо-Восточной Якутии. — В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, 1974, с. 125—133.
35. Генезис Удерейского месторождения в Енисейском кряже/Э. Г. Дистанов, А. Т. Стеблева, А. А. Оболенский и др. — Геология и геофизика, 1975, № 8, с. 19—27.
36. Генетические типы рудных месторождений Болгарии/И. Йовчев, Б. Димитров, М. Железнава-Панайотова и др. София, 1974.
37. Геологическое строение СССР. Т. 4. Основные закономерности размещения месторождений полезных ископаемых на территории СССР. М., Недра, 1968.
38. Геология и минеральные ресурсы Японии. М., Изд-во иностр. лит., 1961.
39. Геология СССР. Т. 30, кн. 2. М., Недра, 1970.
40. Геолого-структурные и минералого-геохимические условия формирования березитов и сурьмяного оруденения в Западных Рудных горах (ГДР)/В. И. Величкин, И. М. Воловикова, Б. И. Рыжов и др. — Сов. геология, 1977, № 1, с. 109—121.
41. Геолого-структурные условия размещения и соотношение золотого и сурьмяного оруденения в Южно-Енисейском районе (Енисейский кряж)/

Л. В. Ли, В. Г. Михеев, Н. П. Дорофеев и др. — Тр. СНИИГГИМС, Красноярск. отд-ние, 1971, вып. 114, с. 60—66.

42. Григорян Г. О. О некоторых закономерностях и условиях образования свинцово-сурьмяных руд. — Геохимия, 1960, № 1, с. 60—67.

43. Давиденко Н. М. Минеральные ассоциации и условия формирования золотосодержащих кварцевых жил Малоануйского района Западной Чукотки. Новосибирск, Наука, 1975.

44. Демидова Н. Г. Рудные формации ртутных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М., 1976, с. 297—359.

45. Домарев В. С. О распространенности некоторых металлов в рудных образованиях докембрия. — Геол. журн., 1971, т. 31, вып. 3, с. 3—10.

46. Еловских В. В. Эндогенные рудные формации Якутии и связь их с магматическими комплексами. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., 1972, с. 67—71.

47. Ершов А. И. Основные закономерности размещения сурьмяной и золотой минерализации в Жаран-Чинрауской зоне (Восточный Казахстан). — В кн.: Геология, техника разведки и технология изучения минерального сырья Казахстана. Алма-Ата, 1975, с. 31—33.

48. Жариков В. А., Омеляненко Б. И. Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями. — В кн.: Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М., 1965, с. 119—194.

49. Жариков М. Г. Месторождения сурьмы. — В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., 1974, с. 260—273.

50. Зайд П. В., Караев Ю. В., Савельева В. И. Сурьмяно-полиметаллическое оруденение Восточного Алая. — Сов. геология, 1977, № 4, с. 142—146.

51. Захаров Е. Е. К вопросу о классификации месторождений полезных ископаемых. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 5, с. 50—81.

52. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., Недра, 1976.

53. Ивенсен Ю. П., Амузинский В. А., Невоица Г. Г. Строение, история развития, магматизм и металлогения северной части Верхоянской складчатой зоны. Новосибирск, Наука, 1975.

54. Индолев Л. Н. Золото-антимонитовая рудная формация. — В кн.: Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М., 1975, с. 154—177.

55. Индолев Л. Н., Кошик И. М., Жданов Ю. Я. Структура и минеральный состав Сарылахского золото-сурьмяного месторождения. — В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск, 1974, с. 92—108.

56. Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976.

57. Ицксон М. И. Связь металлогенических провинций с вулканогенными поясами, крупными геотектоническими элементами и типами земной коры. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., 1973, с. 102—120.

58. Ицксон М. И., Бергер В. И. Металлогенический анализ Восточно-Азиатского и Аляска-Канадского звеньев севера Тихоокеанского пояса. — Сов. геология, 1972, № 5, с. 38—48.

59. Ишан-Шо Г. А. Исследование термобарогеохимических условий формирования месторождений сурьмы и ртути в Центральном Таджикистане. — Автореф. дис. Душанбе, 1975.

60. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., Недра, 1972.

61. Карпова Е. Д. Сводово-глыбовые области и их металлогения. — Тр. ВСЕГЕИ, 1968, т. 155, с. 223—250.

62. Клемперт С. Я., Сахар Д. А. Некоторые особенности формирования сурьмяно-свинцово-цинковых руд на участке Восточный Кара-Камар (Магианское рудное поле). — В кн.: Геология, минералогия и геохимия Узбекистана. Ташкент, 1972, с. 169—172.

63. Климов Н. В., Гребенников Г. А. Верхояно-Индибирский сурьмяно-ртутный пояс. — Разведка и охрана недр, 1976, № 1, с. 9—13.

64. Константинов М. М. Рудные столбы некоторых месторождений. — Сов. геология, 1948, № 34, с. 47—59.
65. Константинов Р. М., Томсон И. Н., Полякова О. П. Возрастная последовательность формирования рудных формаций Восточного Забайкалья. — В кн.: Новые данные по магматизму и минералогии в рудных районах Востока СССР. М., 1971, с. 36—49.
66. Кормилицын В. С. Рудные формации и процессы рудообразования. Л., Недра, 1973.
67. Красный Л. И. Геолого-структурное районирование и полезные ископаемые Боливии. — Сов. геология, 1973, № 7, с. 95—121.
68. Красный Л. И. (ред.) Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М., Недра, 1966.
69. Куземко В. Н. Барит-антимонитовое оруденение и его связь с полиметаллическим в Приаргунском районе. — В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Вып. 1 (3). Чита, 1966, с. 122—124.
70. Кузнецов В. А. Ртутные провинции СССР. — Геология рудн. м-ний, 1970, № 1, с. 3—21.
71. Кузнецов В. А. Основные проблемы металлогении ртути. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., 1968, с. 7—40.
72. Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Общие принципы и методы выделения рудных формаций и их систематики. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М., 1972, с. 7—22.
73. Кунаев И. В. О зональном размещении редкометалльно-золотого оруденения северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья. — В кн.: Конференция. Проблемы постагматического рудообразования. Т. 1. Прага, 1963, с. 194—199.
74. Лаффит П. Металлогения Франции. — Вестн. Моск. ун-та. Геология, 1969, № 1, с. 26—41.
75. Лещенко И. И., Кожанов С. И., Оськина В. Д. Сравнительная геолого-экономическая характеристика промышленных типов месторождений полезных ископаемых. Сурьма, ртуть. М., 1970.
76. Ли Л. В., Шохина О. И. Геолого-структурные условия локализации и генетические особенности золотосодержащих рудопроявлений Верхнеенашимского рудного узла Енисейского кряжа. — Тр. СНИИГГИМС. Красноярск. отделение, 1974, вып. 145, с. 53—69.
77. Логинов В. Н. Коломенское золото-сурьмяное месторождение на Южном Урале. — Автореф. дис. Свердловск, 1972.
78. Лю Цзи-пан. Геологическая характеристика сурьмяных месторождений Китая, их промышленные типы и направление поисковых работ (на кит. яз.). — Тр. горно-металлург. ин-та Юго-Центр. Китая, г. Чанша, 1957, т. 2, № 2, с. 50—82.
79. Магакьян И. Г. Закономерности размещения оруденения на территории Армянской ССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., 1967, с. 239—250.
80. Манучарянц Б. О., Маркова Э. А. Генетические особенности золото-сурьмяного оруденения Якутии. — Сов. геология, 1977, № 1, с. 127—133.
81. Манучарянц Б. О., Наумов В. Б., Ходаковский И. Л. Физико-химические условия формирования гидротермальных месторождений сурьмы и ртути. — Геохимия, 1970, № 11, с. 1291—1301.
82. Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., 1958, с. 169—240.
83. Минеральные ресурсы промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран. — М., 1975.
84. Мирзапаязов Г. К., Бектемиров А. И. Некоторые особенности развития эндогенного минералообразования на Кадамджайском месторождении (Южно-Ферганский сурьмяно-ртутный пояс). — Изв. АН КиргССР, 1976, № 1, с. 17—22.
85. Моисеенко В. Г. Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М., Недра, 1977.

86. *Мудрогина Н. С.* Факторы контроля сурьмяно-ртутного оруденения при мелкомасштабных металлогенических исследованиях. Тр. ВСЕГЕИ, 1975, т. 230, с. 57—69.
87. *Мудрогина Н. С.* Особенности процесса минерализации при формировании некоторых сурьмяно-ртутных месторождений Центрального Таджикистана. — Тр. ВСЕГЕИ, 1956, вып. 10, с. 58—72.
88. *Мустафин К. Т., Образцов А. И., Гадеев А. Х.* Об образовании сурьмяных руд на месторождениях Северной Ферганы. — Зап. Кирг. отд-ния Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, вып. 9, с. 13—17.
89. *Набоко С. И., Главатских С. Ф.* Современная ртутно-сурьмяно-мышьяковая минерализация на Узоне (Камчатка). — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., 1971, с. 299—305.
90. *Некрасов И. Я.* Об оловоносности сурьмяных и ртутных месторождений Северо-Востока СССР. — Сов. геология, 1973, № 6, с. 18—29.
91. *Никифоров Н. А.* Ртутно-сурьмяное оруденение Южного Тянь-Шаня, условия размещения и вопросы методики прогнозирования. Фрунзе, Илим, 1969.
92. *Новикова Т. И., Шуликовская Ю. А.* Вмещающие породы Джижикрутского ртутно-сурьмяного месторождения и изменение их в связи с гидротермальными процессами. — В кн.: Минералогия, геохимия и генезис рудных месторождений Таджикистана. Душанбе, 1971, с. 97—129.
93. Об источниках серы ртутных и сурьмяных месторождений южной части Сибирской платформы и ее обрамления/Н. А. Озерова, В. И. Виноградов, А. А. Оболенский и др. — Тр. ИГГ СО АН СССР, 1976, вып. 376, с. 187—210.
94. *Оболенский А. А., Оболенская Р. В.* Золото-сурьмяная и ртутная рудные формации Якутии. — В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. Новосибирск, 1972, с. 53—64.
95. *Овчинников Л. Н., Вороновский С. Н.* О датировании рудных месторождений. — В кн.: Новые данные абсолютной геохронологии. М., 1974, с. 18—27.
96. *Озерова Н. А.* Первичные ореолы рассеяния ртути. М., Изд-во АН СССР, 1962.
97. *Ояиси Х., Санделл Э.* Заметки по геохимии сурьмы. — В кн.: Геохимия редких элементов. М., 1959, с. 493—510.
98. *Основы тектоники Китая.* М., Госгеолтехиздат, 1962.
99. *Особенности формирования континентальной коры на Северо-Востоке СССР/С. М. Тильман, С. Г. Бялобжеский, А. Д. Чехов и др.* — Геотектоника, 1975, № 6, с. 15—29.
100. *Панычев И. А., Федотов А. И.* Некоторые черты геологии и оруденения золото-сурьмяного месторождения Крохалиного. — Колыма, 1973, № 3, с. 44—46.
101. *Перваго В. А.* Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., Недра, 1975.
102. *Петров В. Г.* Условия золотоносности северной части Енисейского края. Новосибирск, Наука, 1974.
103. *Петровская Н. В.* Самородное золото. М., Наука, 1973.
104. *Поярков В. Э.* Классификация геологических типов ртутных и сурьмяных месторождений (в порядке обсуждения). — Разведка и охрана недр, 1962, № 11, с. 5—14.
105. *Поярков В. Э.* Ртуть и сурьма. М., Госгеолтехиздат, 1955.
106. *Проблемы региональной металлогении.* Л., Недра, 1973.
107. *Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях.* Л., 1973.
108. *Радкевич Е. А.* Металлогенические провинции Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1977.
109. *Рахматуллаев Х. Р.* Закономерности размещения проявлений семейства {Hg, Sb, Ag} — As, Au формаций в Кокпатаасском рудном поле. — В кн.: Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент, 1968, с. 204—207.

110. Рудные месторождения США. Т. 2. М., Мир, 1973.
111. Рундквист Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций. — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 27—35.
112. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Зональность эндогенных рудных месторождений. Л., Недра, 1975.
113. Рундквист Д. В., Павлова И. Г. Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1971, ч. 103, вып. 3, с. 289—304.
114. Сагателян Э. А. Минералогия свинцово-сурьмяных руд Азатекского месторождения Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961.
115. Сажин Н. П. Сурьма. М.—Л., Металлургиздат, 1941.
116. Сальникова Р. Н. Основные черты сурьмяно-ртутной формации Центрального Таджикистана. — Геология рудн. м-ний, 1976, № 2, с. 23—33.
117. Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., Наука, 1972.
118. Сахарова М. С. Минеральный состав и особенности рудообразования феррит-антимонитовых месторождений Горной Рачи. — Геология рудн. м-ний, 1959, № 2, с. 63—73.
119. Сидоренко З. В. Основные черты металлогении ртути и сурьмы Тихоокеанского пояса и принципы регионального прогнозирования. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., 1973, с. 265—278.
120. Сидоренко З. В. Сурьмяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока. — В кн.: Вопросы металлогении ртути. М., 1968, с. 130—141.
121. Сидоренко З. В., Бергер В. И., Попович Н. И. Методика составления прогнозно-металлогенической карты на ртуть и сурьму. — Тр. ВСЕГЕИ, 1972, т. 176, с. 62—76.
122. Сидоров А. А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М., Недра, 1966.
123. Синицын Н. М. О возрасте ртутно-сурьмяного оруденения Западного Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1959, № 2, с. 105—107.
124. Скрябин А. И. Горизонтальная зональность типов оруденения и золота по пробности относительно Тоноро-Арангасского массива и не вскрытой интрузии (Верхнеиндигирский золотоносный район Якутии). — В кн.: Россыпи золота и их связи с коренными месторождениями Якутии. Якутск, 1972, с. 104—114.
125. Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — Геология рудн. м-ний, 1970, № 6, с. 3—15.
126. Смирнов В. И. Геология ртутных месторождений Средней Азии. М., Госгеолтехиздат, 1947.
127. Смирнов В. И., Кузнецов В. А., Федорчук В. П. (редакторы). Металлогения ртути. М., Недра, 1976.
128. Смирнов С. С. Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955.
129. Стеблева А. Т. Сурьмяные месторождения Енисейского края. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Красноярск. Вып. 10. 1975, с. 89—93.
130. Строение и генетические особенности Келянского сурьмяно-ртутного месторождения/В. И. Бергер, М. Н. Голубчина, Ю. Ф. Левинский и др. — Сов. геология, 1977, № 4, с. 102—116.
131. Строна П. А. К вопросу об источниках низкотемпературного гидротермального оруденения в Восточном Забайкалье. — Геология рудн. м-ний, 1962, № 4, с. 97—100.
132. Сургай В. Т. Основные черты региональной геохимии и металлогении Тянь-Шаня. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М., 1970, с. 118—144.
133. Твалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира. Средиземноморский пояс. — М., Недра, 1972.
134. Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961.

135. *Тектоника Якутии*/К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн и др. Новосибирск, Наука, 1975.
136. *Титов И. Н., Тарасенко Т. В.* Закономерности размещения и типы ртутных проявлений Корякского нагорья и Камчатки. — В кн.: Вопросы металлогении ртuti. М., 1968, с. 178—198.
137. *Тогоидзе Г. И.* Рудные месторождения Горный Рачи. — Тр. Тбил. политехн. ин-та, 1957, № 8 (56), с. 13—22.
138. *Уайт Д. Э.* Месторождения ртuti и цветных металлов, связанные с термальными источниками. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М., 1970, с. 479—528.
139. *Фаворская М. А., Томсон И. Н.* (редакторы). Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М., Недра, 1974.
140. *Федорчук В. П.* Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы. — Разведка и охрана недр, 1974, № 8, с. 4—12.
141. *Федорчук В. П.* Околорудные изменения ртутно-сурьмяных месторождений. М., Недра, 1969.
142. *Федорчук В. П.* Методика поисков и разведки скрытого ртутно-сурьмяного оруденения. М., Недра, 1964.
143. *Фогельман Н. А.* Тектоника мезозойского сводового поднятия Забайкалья и закономерности размещения в его пределах золоторудных месторождений. М., 1968.
144. *Фогельман Н. А., Бородаевская М. Б.* О связи гидротермального золотого оруденения с магматическими комплексами в различных геотектонических провинциях СССР. — Тр. ЦНИГРИ, 1967, вып. 76, с. 127—148.
145. *Хуан Цзи-цинъ (Хуан Бо-цинъ).* Основные черты тектонического строения Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
146. *Церцадзе З. Я.* Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений (геохимические исследования на примере Кавказа). М., Недра, 1972.
147. *Циссарц А.* Полезные ископаемые Югославии. М., Изд-во иностр. лит., 1958.
148. *Чернышев В. Ф., Корин И. З.* Особенности строения и закономерности размещения эндогенных месторождений Зеравшано-Гиссарской горной области. — В кн.: Структурные условия формирования эндогенных рудных месторождений. М., 1973, с. 59—94.
149. *Шер С. Д.* Металлогения золота. М., Недра, 1972, 1974.
150. *Шило Н. А., Сидоров А. А., Загрузина И. А.* Возраст золоторудных формаций Северо-Востока СССР и их связь с магматизмом. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 1, с. 189—191.
151. *Шкелев Г. С.* Новый тип золото-сурьмяного оруденения во вторичных кварцитах северо-западного Прибалхашья. — Бюл. науч.-техн. информации ОНТИ ВИАЭС, 1964, № 3 (53), с. 9—13.
152. *Шуликовская Ю. А.* Минералого-геохимические особенности руд и зон околорудного изменения сурьмяных месторождений пластового и жильного типов Центрального Таджикистана. — Автореф. дис., М., 1973.
153. *Щеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976.
154. *Щеглов А. Д.* О некоторых особенностях формирования ртутно-сурьмяно-вольфрамовых месторождений Забайкалья. — Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 1959, ч. 83, вып. 1, с. 48—59.
155. *Юсупов Х. М.* О возрасте оруденения Зеравшано-Гиссарского ртутно-сурьмяного пояса. — Сов. геология, 1976, № 12, с. 98—108.
156. *Юсупов Х. М.* О связи ртутно-сурьмяного оруденения с локальными структурами в процессе формирования и развития месторождений. — Изв. АН ТаджССР. Отд. физ.-мат. и геол.-хим. наук, 1974, № 1, с. 98—107.
157. *Ahlfeld F.* Neue Beobachtungen über die Tektonik und die Antimonlagerstätten Boliviens. — Miner. Deposita, 1974, vol. 8, № 2, p. 125—131.
158. *Ahlfeld F., Schneider-Scherbina A.* Los yacimientos minerales y de hidrocarburos de Bolivia. La Pas, 1964.

159. *Agard J., Emberger A.* Feuille „Rabat“ de la carte metallogenique de l'Europe et regions limitrophes, à 1/2 500 000. — Bull. Burear Rech. Geol. Min., 1976, sect. 11, 44, № 1, p. 67.
160. *Angermeier H. O.* Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Sudostsardinien, Italien) und ihre geologischer Rahmen. — Inaugural-Diss., München, 1964.
161. *Anhaeusser C. R.* Archean metallogeny in Southern Africa. — Econ. Geol., 1976, vol. 71, № 1, p. 16—43.
162. *Arntson R., Dickson F., Tunell G.* Stibnite (Sb_2S_3) solubility in sodium sulfide solutions. — Science, 1966, vol. 153, № 3744, p. 1673—1674.
163. *Bailey E. H., Clarc A. L., Smith R. M.* Mercury. — US Geol. Surv. Prof. Pap., 1973, № 820, p. 401—414.
164. *Bailey E. H., Myers W. B.* Quicksilver and antimony deposits of the Stayton district, California. — Bull. Div. Min., California, 1949, 147, p. 37—60.
165. *Barker F.* Exploration for antimony deposits at the Stamped Mine, Kantishna District, Alaska. — US Geol. Surv. Bull., 1963, 1155, p. 10—17.
166. *Barnes J. W., Nackowski M. P., Bailey E. H.* Geology and ore deposits of the Sizma-Ladik mercury district. Ankara, 1971.
167. *Barton P. B., Jr.* The Fe—Sb—S system. — Econ. Geol., 1971, vol. 66, № 1, p. 121—132.
168. *Berger V. I.* Evolutionary series of antimony deposits of Eastern USSR. — Circum-Pacific Energy Miner. Resources, Tulsa, Oklahoma, USA, 1976, mem. 25, p. 475—478.
169. *Brooks A. H.* Antimony deposits of Alaska. — US Geol. Surv. Bull., 1916, № 649, 67 p.
170. *Brunfelt A. O., Steinel E.* Antimony content of some standart rocks. — Earth. Planet. Sc. Let., 1969, vol. 5, № 5, p. 282—284.
171. *Chakrabarti A. K., Solomon P. J.* A geochemical case history of the Rajburi antimony prospect, Thailand. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, № 8, p. 1006—1007.
172. *Clark A. H., Farrar E. e. a.* Longitudinal variations in the metallogenetic evolution of the Central Andes: a progress report. — Geol. Assoc. Can., Spec. Pap., 1976, № 14, p. 23—58.
173. *Collins E. M., Kester S. E.* High temperature telescoped tungsten-antimony mineralization, Guatemala. — Miner. Deposita, 1969, vol. 4, № 1, p. 65—71.
174. *Cooper J. R.* Geology of the tungsten, antimony and gold deposits near Stibnite, Idaho. — US Geol. Surv. Bull., 1951, 969-F, p. 151—197.
175. *Dawson A. S.* Antimony in Canada. — Can. Min. J., 1947, vol. 68, № 1, p. 20—21.
176. *Deleau P., Thiery P.* Les gites d'antimoine du departement de Censtantine. Le gite d'Ain-Kerma. — Publ. Serv. Carte Geol. l'Algérie, 1953, № 1, p. 137—145.
177. *Dessau G., Duchi G., Stea B.* Geologia e depositi minerari della zona Monti Romani-Monteti. — Memorie della Soc. Geol. Italiana, 1972, vol. 11, p. 217—260.
178. *Duričkovič A.* Geology of the Stolice antimony ore deposit. — Vesnik Zavoda Geol. Geofiz. Jstraživanja, 1966—1967, ser. A, № 24—25, p. 137—158.
179. *Eales H.-V.* Fineness of gold in some Southern Rhodesian mines. — Bull. Inst. Min. Met., 1961, № 660, p. 49—73.
180. *Gay N. C.* The composition of gold from the Barberton mountain land. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1968, vol. 71, part 3, p. 273—290.
181. *Geology of Australian ore deposits.* — Eight Common. Min. Met. Congr. Austr. New Zealand, Melbourne, 1965, vol. 1.
182. *Grafenauer S.* Deposits of stibnite in Slovenia. — Rudarsko Met. Zb., 1964, № 3, p. 257—269.
183. *Guillou I. I.* Quelques régularités dans la distribution de mineralisations sulfurées (en particulier en antimoine) dans les niveaux carbonates du Paleozoïque inferieur du géosynclinale Asturien. — Ann. Soc. Geol. Belg., 1971, 94, p. 21—37.

184. *Hak I.* Mineralogie a geochemie niskotatranskych antimonoych ložisek. — Sborn. Geol. Věd. ráda TG, Praha, 1966. svaz. 7, s. 71—144.
185. *Harrison E. J.* Scheelite-Gold-Antimony deposits of the Hillgrove district. — In: Geol. Austr. Ore Dep. Melbourne, 1953, p. 930—934.
186. *Hermann F.* Die Antimonerzvorkommen Mittel- und Südosteuropas, ihre Lagerstättenkundliche Stellung und wirtschaftliche Bedeutung. — Öst. Geol. Bundesanst., 1947, H. 4—6, S. 57—83.
187. *Höll R.* Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb—W—Hg-Formation in der Türkei und auf Chios (Griechenland). — Bayerische Akad. Wissenschaften, math.-natur. Klasse, Abhandlungen, neue Folge, München, 1966, H. 127. 118 S.
188. *Hori S.* Mercury deposits in Japan (на японск. яз.). — Geol. Surv. Japan, 1953, № 154. 126 p.
189. *Ilavský J., Sattler V.* Načrt Metallogenézy Československa. — Miner. Slovaca, 1976, 8, № 3, S. 193—220.
190. *Italian ore mineral deposits related to emersion surface/R.* Assereto, L. Brige, C. Brusca e. a. — Miner. Deposita, 1976, vol. 11, № 2, p. 170—179.
191. *Jankovič S.* Allgemeine Charakteristik der Antimon-Erzlagerstätten Jugoslawiens. — N. Jb. Miner. Festband Ramdohr, 1960, Bd. 94, S. 506—538.
192. *Juan V. C.* Mineral resources of China. — Econ. Geol., 1946, vol. 41, № 4, p. 399—474.
193. *Kantor J.* Sulphur isotope of the stratiform pyrite deposit Turecky vrch and stibnite deposit Pezinok, in the Male Karpaty Mts Kristalline, Czechoslovakia. — Geol. Carpathica, 1974, 25, № 2, s. 311—334.
194. *Kleyn P. H., van der.* Geochemical patterns and structural alignments in the Nigde area, Turkey. — Geol. Mijnbouw, 1971, 50, № 6, p. 763—764.
195. *Kosakevitch A.* Remobilisation supergene du plomb dans le gisement d'antimoine de Mejmāa Silihine (Maroc central). — In: C. r. 96^e Congr. Soc. savantes, Toulouse, 1971, Sect. sci. T. 2, Paris, 1974, p. 637—645.
196. *Lahusen L.* Schicht — und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnober-Vererzungen in Kärnten und Osttirol, Österreich. — Miner. Deposita, 1972, № 7, S. 31—60.
197. *La Toscana meridionale, fondamenti geologiche-minerari per una prospettiva di valorizzazione delle risorse natural.* — Rendiconti della Soc. Italiana di Miner. Petrologia, Pavia, 1971, vol. 28, Fasc. Spec., p. 422—503.
198. *Lawrence E. F.* Antimony deposits of Nevada. — Nevada Bureau Min., 1963, bull. 61. 248 p.
199. *Lovering T. G.* Jasperoid in the United States — its characteristics, origin and economic significance. — Geol. Surv. Prof. Pap., 1972, 710, 164 p.
200. *Lovering T. G., Heyl A. V.* Jasperoid as a guide to mineralization in the Taylor mining district and vicinity near Ely, Nevada. — Econ. Geol., 1974, vol. 69, № 1, p. 46—58.
201. *Lukas W.* Tektonische Analyse der Antimonitlagerstätte Schläining (Burgenland). — Verhandl. Geol. Bundesanst., 1970, № 1, S. 34—60.
202. *Maucher A.* The strata-bound cinnabar-stibnite-scheelite deposits. — In: Handb. Strata-bound stratiform Deposits. Vol. 7. Amsterdam—Oxford—New York, 1976, p. 477—503.
203. *Maucher A.* Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. — Freiberg. Forschungsh., Reihe C, 1965, № 186, S. 173—187.
204. *Maucher A., Höll R.* Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schläining im Burgenland, Österreich. — Miner. Deposita, 1968, № 3, S. 272—285.
205. *McAllister J., Ortiz D.* Quicksilver-antimony deposits of Huitzuco, Guerrero, Mexico. — US Geol. Surv. Bull., 1945, 946-B, 71 p.
206. *McClatchie L., Griffin D.* Antimony. — Miner. Industry New South Wales, 1970, № 2, 44 p.
207. *McKeown M. R.* Blue spec gold and antimony mine. — In: Geol. Austr. Ore Dep., Melbourne, 1953, p. 236—241.

208. *Mehliss A. T. M.* The geology of the Indarama gold-antimony mine Sebakwe area, Que Que, Rhodesia. — *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 1968, vol. 71 (annexure), p. 135—146.
209. *Michalenko J.* O paleoidnom veku antimonitoveho zrudnenia na ložišku Dubrava na SZ svahoch Nizkych Tatier. — *Geol. Prace, GUDS. SAV*, 1962, № 62, s. 125—136.
210. *Miller M. N.* Antimony. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1973, № 820, p. 45—50.
211. *Mlakar I., Drogenik M.* Strukturne in genetske posebnosti idrijskega rudišča. — *Geologija, Ljubljana*, 1971, kn. 14, 126 s.
212. *Morin Ph.* Antimoine. — *XIX Congr. Geol. Intern., Rabat*, 1952, № 1, p. 133—156.
213. *Odehnal L.* Antimonitová ležiska a výskyty v ČSSR. — *Geol. Průzk.*, 1972, 14, № 5, s. 152—153.
214. *Ozaki H.* The An-tu antimony mine. — *Geol. Miner. Resour. Far East.*, Tokyo, 1971, vol. 3, p. 139—142.
215. *Pääkkönen V.* On the geology and mineralogy of the occurrence of native antimony at Seinäjoki, Finland. — *Bull. Commiss. Géol. Finland*, 1966, № 225, 70 p.
216. *Parent Ch., Roger G.* Le gîte d'antimoine de Buzens (Aveyron). Un exemple de mineralization epigenetique (familier) dans l'Autunien. — *Bull. Bureau Rech. Geol. Min.*, 1968, sect. 11, № 4, p. 1—42.
217. *Pauli Isokangas.* Suomen malmeista jä niiden tutki misesta. — *Geologi*, 1976, 28, № 1, p. 1—9.
218. *Perichaud I. I.* Paragenesis et metallogenie du district á antimoine de Brioude-Massiac (Massif centrale Français). — *Freiberg. Forschungsh.*, Reihe C, 1972, № 288, S. 79—119.
219. *Petersen U.* Metallogenetic provinces in South America. — *Geol. Rundsch.*, 1970, Bd 59, H. 3, S. 834—897.
220. *Quiring H.* Antimon. — *Metallischen Rohstoffe*, 1945, H. 7, 155 S.
221. *Roberts P. J., Knight N. D.* Assessment of Australian antimony resources. — *Austral. Miner. Ind.*, 1976, 28, № 2, part 1, p. 51—59.
222. *Roger G.* Un type de minéralisations épigénétiques familiaires: les filons à antimoine du massif Central Français. Hypothese de la sécretion latérale. — *Miner. Deposita*, 1972, vol. 7, № 4, p. 360—382.
223. *Saager R., Köppel V.* Lead isotope and trace elements from sulfides of Archean Jreenstone Belts in South Africa — a contribution to the knowledge of the oldes known mineralization. — *Econ. Geol.*, 1976, vol. 71, № 1, p. 44—57.
224. *Sahli E. W.* Antimony in the Murchison Range of the North-Eastern Transvaal. — *Seventh Commonwealth Min. Metal. Congr.*, 1961, 17 p.
225. *Salas G. P.* Metallogenetic chart of Mexico. — *Circum-Pacific Energy Miner. Resources*, Tulsa, Oklahoma, USA, 1976, mem. 25, p. 315—321.
226. *Samama J. C.* Description et interpretation d'une concentration d'antimoine en milieu lagunaire. L'indice de stibine de Charnes-sur-Rhone (Ardèche). — *Bull. Bureau Rech. Geol. Minier.*, 1970, sect. 2, № 2, p. 1—11.
227. *Schneider-Scherbina A.* Über metallogenetische Epochen Boliviens und den hybriden Charakter der sogenannten Zinn-Silber-Formation. — *Geol. Jahrb.*, 1964, Bd 81, S. 157—170.
228. *Schulz O.* Metallogenese im Paleozoikum der Ostalpen. — *Geol. Rdsch.*, 1974, 63, № 1, S. 93—104.
229. *Sgrosse P.* Nota sobre el Yacimiento de Minerals de Antimonio de la Quebrada de la Cébila, Provincia de la Rioja. — *Univ. Nac. Plata, Secc. Geol., Rep. Argentina*, 1949, t. 4, № 25, p. 223—245.
230. *Siemon J. E.* Neardie antimony deposits Gimpie. — *Geol. Surv. Queensl Rept.*, 1974, № 82, 31 p.
231. *Silberman M. L., Stewart J. H., McKee E. H.* Igneous activiti, tectonics and hydrothermal precious-metal mineralization in the Great Basin during Cenozoic time. — *Trans. Sik. Min. Eng. AIME*, 1976, 260, № 3, p. 253—263.
232. *Simič V.* Über das Alter der Sb—Hg—As Vererzung in unseren Gebieten (serbisch). — *Geol. Vesn., Beograd*, 1957, t. 19, S. 79—85.

233. *Slavkay M.* Vz'tah niektorých nizkotatranckých antimonových ložísk ku geologickým strukturám. — *Miner. Slovaca*, 1971, 3, № 9, s. 5—22.
234. *Stillwell F. L.* The Costerfield gold-antimony mine. — In: *Geol. Austr. Ore Dep.*, Melbourne, 1953, p. 1096—1100.
235. *Symons R.* Mining and milling antimony ore at consolidated Murchison goldfields, Transvaal. — *Bull. Inst. Min. Met.* 1949, № 506, p. 1—36.
236. *The mineral deposits of the Murchison Range, east of Leydsdorp/O. R. Van Eeden, F. C. Patridge, L. E. Kent e. a.* — *Dep. Min. Geol. Surv. S. Africa*, Pretoria, 1939, mem. 36. 172 p.
237. *Tunell G.* Chemical processes in the formation of mercury ores and ores of mercury and antimony. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1964, vol. 28, № 7, p. 1019—1037.
238. *Türkiye Arsenik, Civa, Antimuan ve Altın Jatakları.* — Maden tetkik ve arama enstitüsü yayınlarından, Ankara, 1965, № 129, 28 p.
239. *Vesterberg K.* Antimony sulphominerals from some sulphide deposits of the Skellefte Field, Sweden. — *JAGOD, IV Symp.*, Varna, 1974, p. 318.
240. *Villiers J. E. de.* The mineralogy of the Barberton gold deposits. — *Geol. Surv. S. Africa Bull.*, 1957, 24, 55 p.
241. *Wang C. Y.* Antimony, its geology, metallurgy, industrial uses and economics. London, 1952.
242. *Warren R. G.* A commentary on the metallogenic map of Australia and Papua New Guinea. — *Dep. Nat., Development Bureau Miner. Res., Geol. Geophys. Bull.*, Canberra, 1972, 145, 85 p.
243. *Watanabe T.* Progress of economic geology of Japan (на японск. яз.). Tokyo, 1965, p. 480—487.
244. *Way H. J. R.* Antimony. — In: *Min. Ann. Rev.*, 1976, p. 109—110.
245. *Weissberg B. G.* Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters. — *Econ. Geol.*, 1969, vol. 64, № 1, p. 95—108.
246. *White D. E.* Antimony in the United States. — *Miner. Invest. Res. Map.*, US Geol. Surv., 1962, MR-20.
247. *White D. E., Gonzales J. R.* San Jose antimony mines near Wadley, State of San Luis Potosi, Mexico. — US Government Print. Off., Wash, 1946, 946-E, p. 131—153.
248. *Wilson N. W.* Geology of the Monarch Cinnabar Mine, Transvaal, South Africa. — *Trans. Inst. Min. Met.*, 1945, vol. 65, p. 169—200.
249. *Zorkovskiy V.* Metallogenické provincie na území Čilskej republiky. — *Miner. Slovaca*, 1971, 3, № 10, s. 145—151.
250. *Zucchetti S.* I giacimenti mercuriferi secondari della locale metallogenese. — *Atti Accad. Naz. Rend. Sc. Fis. Mat. Nat.*, 1964, vol. 36, p. 658—668.
251. *Zuffardi P.* Karsts and economic mineral deposits. — In: *Handbook strata-bound stratiform ore deposits*. Vol. 3. Amsterdam—Oxford—New York, 1976, p. 175—212.
252. *Zur minerogenetischen Rayonierung des Territoriums der Deutschen Demokratischen Republik/L. Baumann, G. Tischendorf, K. Schmidt e. a.* — *Z. Geol. Wiss.*, 1976, 4, № 7, S. 955—973.

УКАЗАТЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДНЫХ РАЙОНОВ

- Аберки 14, 268
Абшир 27, 194
Азатекское 41, 43
Айн-Керма 110, 112
Айронстоун 104
Акбель 27
Акджал 136
Акора 173
Алашехир 136
Алшар 124
Альмаден 176
Амасня 41, 43, 191, 238
Апапель 101
Апрелковское 48
Арамашевское 17, 186, 212, 221
Арнавуткёй 136
Атгулак 23
Атолия 155
Аугусто 171
Аятское 17, 18, 238
- Бадзё 146
Байдах 84
Баллао 122
Балларат 151
Барун-Шивея 49, 50, 51, 190, 238, 240, 242
Белоусовское 19, 186
Бельвю 109
Бендиго 151
Бени-Мезала 110
Березовское 17
Бестюбе 21, 234
Биг-Белл 149
Биг-Крик 155
Биг-Эрра 157, 213
Билег 133, 198
Биллях 63, 70, 82
Блед-Зайан 110, 111
Блу-Спек 148, 149, 212
Богучан 101
Болиден 113, 265
Большебанное 249
Боринское 99, 234, 238
Бридж-Ривер 155, 157, 213
- Бриуд-Маснак 116, 118, 212, 264, 267
Броадфорд 151
Брокен-Хилл 148, 186, 266
Бугулутер 23, 190
Бузинова 35, 37
Буркандья 83, 265, 266
Бушвелд 2
Бэйлистоун 136
Бюзэн 116, 119, 242
- Ваймангу 154
Вайотапу 154
Ваньшань 142, 195, 198
Васильевское 12
Вейгель 102, 104, 106, 212
Верхнеханмейское 17
Вилласальто 122, 187
Воланги-Дароз 34, 35, 194
Воси 141, 212
Вудс-Пойнт 151
- Гимпи 153, 234
Гитче-Тырныауз 41
Голден-Спек 148
Гольдек 123, 125
Горевское 266
Горная Рача 41, 43
Готик 102
Гравелот 103, 104, 188, 212
Грайтц 121, 122
Гурдара 35, 36, 195, 198
Гусарка 127
Гюмюшлер 136, 138, 190, 238, 251
- Дарасун 48, 234
Дарьял 62, 63
Дегтярское 17
Демиркапы 136, 137, 138
Джебранл 136, 238, 243
Джек-Вест 104
Дженише-Кебир 136
Джижикрут 34, 37, 184, 187, 194, 199
Добриноток 134
Доглат 136
Долорес 171

- Дондог 50
 Донцелла 174, 191
 Дорфхемниц-Хормерсдорф 121, 122, 265
 Дубрава 127, 128, 213, 267
 Дудаш 136, 137
 Дырбылкей 49, 50, 243
 Дяппе 99, 234

 Енехан-Акхизар 136
 Енохс-Пойнт 151

 Жаман-Карасу 20
 Жипкошин 50, 190, 238, 241

 Загадка 87
 Западно-Палянское 93, 248
 Зархок 34, 40
 Заяча 124, 132, 194
 Зодское 41
 Зопхито 41, 42, 238

 Идрия 131, 176
 Илоярви 113, 265
 Индарамма 102, 216, 264
 Инкуйо 173
 Инпхён 144, 238
 Иртышское 19
 Итака 48, 234
 Итинокава 146, 147
 Итомука 146
 Йеллоу-Пайн 158, 161, 190, 238, 240, 243

 Каборка 163, 238
 Кавнок 34
 Кадамджай 27, 30, 32, 194, 195, 202, 204
 Каледжик 136
 Канделария (Боливия) 171
 Канделария (Невада) 155
 Кано 146
 Караагач 136, 138, 238, 243
 Карависа 171
 Кара-Камар 35, 36, 195, 198
 Каракота 171, 172, 212, 216
 Карареис 136
 Карлин 160
 Карма 173
 Кармен-де-Россарио 172, 267
 Карол 126
 Картишо 41
 Кассанское 23, 27, 234, 235
 Кастерфилд 151, 152, 212
 Кеврада-де-ла-Севила 167, 265
 Келянское 45, 184, 187, 194, 201
 Кенатар 110, 194, 200
 Керамос 136, 137, 187
 Кер-д'Ален 156, 158, 189
 Килмор 151
 Киньясь-Юрях 70, 71

 Китеп 91, 92, 238, 240
 Коимдей 152
 Кокпатас 27, 234
 Коломенское 17, 212
 Колпа-Колпа 173, 238
 Комсомольское 17, 18, 266
 Кондокье 173, 238
 Конгактовое 101, 191, 192, 238
 Кончоч 33, 238
 Костайник 131, 133
 Кочкарское 17
 Красна Гора 120, 212, 267, 268
 Крейцек 123, 124, 125
 Кремница 128
 Кристина 126
 Крохалиное 57, 62, 63, 70, 72, 78, 82, 212
 Крупань 131
 Куилко 155, 238
 Кукурвиран 136, 138
 Куликалон 34, 195
 Кутна Гора 120
 Кухья 126
 Кючюс 84

 Ла-Абандонада 173
 Ла-Индия 173, 238
 Ла-Люсет 116, 117, 188, 212
 Лейк-Джордж 154, 213
 Лекьепалка 173
 Лепа-Нива 132
 Лиса 124, 199
 Лом 127
 Ломниста 127
 Лонгбан 113, 188, 189
 Лояне 124, 134, 191, 192, 238
 Лучинное 49

 Магурка 127
 Маллина 148
 Малтан 63, 70, 71, 79
 Мансфельд 3
 Матра 122
 Мджма-Салихин 111, 268
 Медзиброд 123, 127, 213, 267
 Мериа 122
 Мертон 151
 Милешов 120
 Монарч 104
 Монарч-Синебар 104, 107, 214
 Монтауто 129, 194, 199
 Монте-Амиата 128, 176
 Морру-Велью 166
 Мррит 110, 111
 Мударли 136
 Мулати 104

 Назас 155
 Накасе 146, 147, 213
 Науразбай 19, 238, 243, 249
 Нижнесергинское 48, 212

- Никуштак 134
 Нирди 153
 Нирим 151
 Новоивановское 50, 240
 Новоказачинское 50
 Ном 155, 157
 Ноцара 41
 Нью-Консорт 109
- Огнейское 47, 199
 Олюторское 101
 Омук 84
 Оркестак 171
 Оропеса 171
 Осаница 124, 134, 238
 Оуро-Прето 166, 265
 Охакл-Бродлендс 154, 191, 192
- Пайбулак 23, 289
 Палкакоча 171
 Паньси 141, 212
 Пассажем 166, 265
 Паужетское 249
 Пезинок 124, 126, 187, 264, 266
 Пернек 124, 126, 264
 Пиндар 34, 40, 213
 Пламенное 94, 95, 96, 97, 240, 248
 Поджо-Фуоко 129, 130
 Пологое (Верхояно-Колымская про-
 винция) 57, 70, 214
 Пологое (Чукотская провинция) 91,
 92, 234, 238
 Порко 173
 Почекуевское 48, 189, 190
 Путума 171
 Пшибрам 120
 Пшичове 121
 Пьяджоне 129
- Раджбери 145
 Раздольнинское 10, 13, 16, 212, 216
 Рарз 40
 Редкастль 151
 Рибново 124, 132
 Рингвуд 151
 Рио-Бланко 171
 Рифтон 153
 Роса-де-Оро 171
 Ротокава 154
 Рудничек 126
 Рудняны 189
 Руксьер 117
 Ред-Девил 155
 Рюсёден 146
- Сабери 41, 43, 238
 Садбери 4
 Сазерленд 155
 Сала 113, 265
 Салливан 156, 186
 Салокачи 100, 190, 238, 247
- Салфер-Бэнк 155, 192
 Самарское 266
 Санбери 151
 Сандикей 136
 Сан-Луис 172, 267
 Санта-Тересита 171
 Сантьяго 171
 Сан-Хозе 155, 164, 165, 194, 200, 201
 Саншайн 156, 158, 189
 Саравак 205
 Сарылах 57, 63, 70, 72, 82, 188, 212,
 216, 219
 Саудо-Крик 157
 Саурей 18
 Саут-Хэм 154, 265
 Севенн 116, 118
 Сейняйоки 113, 114, 212, 221, 265
 Сендученское 87
 Сентачан 57, 70, 72, 79, 82, 115, 212,
 220, 265
 Сикуншань 139, 142, 187, 194, 195,
 199, 205, 271
 Сидогинское 99
 Сизма-Ладик 136, 137
 Сика 146
 Симпсон 153
 Сипитани 171
 Скеллфте 113, 265
 Скрафффорд-Майн 157
 След 234, 238
 Смала 110, 111
 Соболиное 99, 189
 Солонечное 48, 194
 Сонка Рудная 93, 94, 240, 248
 Сребрица 134
 Стейтон 155, 159, 238, 239, 247
 Стемпид 155, 157, 238
 Стибнит-Майн 157
 Стимбот 161, 191, 192
 Стокмэнс-Ревард 151
 Столице 131, 133, 194, 212
 Сукре 171
 Сулуклю-Эмир 136
- Таззека 110, 111
 Тайя 110
 Тапи 171
 Тасна 171
 Татлису 136
 Татон 151
 Тафоне 124, 129, 130, 194, 198, 199,
 204
 Тафудейт 110, 111
 Тейлор 160, 194, 195
 Текелийское 19, 186
 Темплстоун 151
 Терекское 23, 195
 Тобычанское 265
 Тозман 136
 Токурское 235
 Тоторани 171

- Тринчерос 163
Тройное 63
Трояне 124, 131
Тунгусское 70
Тургайское 20, 238, 243
Турецкий Верх 126
Турк-Парида 34, 35, 194
Турхал 136, 137, 264, 266
Тыргетуй 50, 238
- Уайлд-Кэтл-Крик 153
Уайткепс 160, 194
Уайтхорс 155, 157
Уануни 173
Удерейское 12, 188, 212, 217
Узон 101, 191, 192
Уилуна 149, 150, 212, 219
Уитцуко 155, 165, 191, 192
Улахан-Крестях 57
Улахан-Нагаин 72, 78, 82
Успенское 238
Усть-Егъё 49
Уту 151
Учалинское 17, 186
Уч-Кадо 34, 40
- Фахама 110, 194, 200
Фишер-Доум 238
Фишингтон 153
Фри-Стейт 104
Фэрбенкс 155, 157, 213
- Хабиблер 136
Хайдаркан 27, 29, 30, 187, 194, 195
Хаммам-Н'Байлс 110, 112, 192
Хамминат 110, 112, 192
Хибино 146
Хиллгров 153, 212
Хуароя 171
Худли 151
- Хуландойское 43
Хшерт 40
- Цимапан 155, 163, 189
Цинлун 142
Цольфьере 129, 130
Цугу 147, 238, 243
- Чаркас 155
Чемерница 135
Чертов-Копец 126
Чигуаката 173
Чилко-Кобиха 171, 172, 212, 220⁰
Чичекли-Тепе 136
Чор-Рога 34, 212
Чурата 171
Чуркини 171
Чучма 213
- Шапелле-ан-Юже 117
Шарм 116, 119
Шателе 116
Шеба 109
Шейх-Шабан 136
Шилово-Исетское 17
Шинг-Магианский 35, 195, 201
Шлайнинг 123, 187
Шляйц 121, 122
Штайглицц 151
- Ылен 62
- Эгленче-Эскикёй 136
Эльги-Тонорский 71
Эмирли 136
Энтимони-Кинг 155, 238
- Юнайтед-Джек 103, 104
Юцзян 141
- Ямато 146

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

Часть первая

СУРЬМЯНЫЕ РУДНЫЕ ПРОВИНЦИИ — 7

Глава 1. Сурьмяные рудные провинции СССР	10
Глава 2. Зарубежные сурьмяные рудные провинции	102
Глава 3. Распределение сурьмяных рудных провинций в глобальных подвижных поясах	174

Часть вторая

СУРЬМЯНЫЕ РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ — 179

(классификация, закономерности размещения и критерии прогнозирования)

Глава 4. Классификация месторождений сурьмы	180
Глава 5. Киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная формация	194
Глава 6. Золото-антимонитовая березитовая формация	212
Глава 7. Сурьмяные рудные формации зон субаэрального вулканизма и субвулканизма	238
Глава 8. Некоторые общие вопросы металлогении сурьмы	254
Глава 9. Критерии прогнозирования месторождений главных сурьмяных рудных формаций	268
Заключение	278
Список литературы	281
Указатель месторождений и рудных районов	292



ИБ № 1176

Владимир Иосифович Бергер СУРЬМЯНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

(закономерности размещения
и критерии прогнозирования)

Редактор издательства В. С. Селиванов.
Переплет художника А. И. Бородина.
Техн. редактор А. Б. Яшуржинская.
Корректоры М. И. Витис, Н. Н. Степанова.

Сдано в набор 23.06.78. Подписано в печать 22.11.78. М-38391.
Формат 60×90¹/₁₆. Бумага тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая.
Печ. л. 18¹/₂. Уч.-изд. л. 19,7. Тираж 1100 экз. аЗказ № 564/418.
Цена 1 р. 30 к.

Издательство «Недра», Ленинградское отделение.
193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

2727