

В. Б. ЧЕРНИЦЫН

**МЕТАЛЛО-
ГЕНИЯ
БОЛЬШОГО
КАВКАЗА**

В. Б. ЧЕРНИЦЫН

МЕТАЛЛОГЕНИЯ БОЛЬШОГО КAVКАЗА

2084



МОСКВА «НЕДРА»
1977



Черницын В. Б. Металлогения Большого Кавказа. М., «Недра», 1977. 191 с.

В монографии рассматриваются условия формирования месторождений меди, свинца, вольфрама, молибдена и других типоморфных металлов на разных стадиях геологического развития, в тектонически неодинаковых зонах, в связи с разнотипными магматическими породами. Для каждого металла приведены распространенность в породах региона, время и тектоно-магматические условия формирования месторождений. Выделены рудные формации с указанием благоприятных рудоконтролирующих факторов.

Табл. 35, ил. 41, список лит.— 86 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Большой Кавказ с его разнообразием рудных месторождений, полициклическостью геологического развития, а также относительно хорошей геологической изученностью представляет собой удобный «полигон» для металлогенических исследований. Здесь уверенно могут быть выявлены важнейшие взаимосвязи оруденения и других геологических процессов и определены основные черты металлогении типоморфных металлов. Решение этих задач осуществлялось по двум направлениям и в два этапа. Во-первых, путем последовательного изучения геологической истории региона с одновременным рассмотрением времени и места процессов оруденения и, во-вторых, с помощью анализа условий образования месторождений одного и того же металла в различные периоды развития, в разных тектонических и магматических условиях.

Региональное металлогеническое исследование Большого Кавказа, отвечающее первому направлению, выполнено автором ранее. В результате была выяснена общая направленность металлогенического развития региона, типизированы металлогенические зоны, классифицированы месторождения и рудопроявления. На втором этапе работ, результаты которого изложены в данной монографии, определялись комплексы условий и конкретные факторы, благоприятные для образования месторождений тех или иных рудных формаций. При этом главной целью являлось выяснение основных черт металлогении типоморфных для Большого Кавказа металлов — свинца, цинка, меди, вольфрама, молибдена, мышьяка, ртути, сурьмы, а также железа, марганца и титана. В монографии, в отличие от региональных металлогенических работ, для каждого из них анализируются данные о распространенности в породах и в месторождениях других полезных ископаемых, о времени и условиях образования месторождений, рассматриваются предположения о источнике металла, описываются конкретные рудные формации и геологические факторы контроля оруденения. Особое внимание

уделяется связи рудных формаций одного, а иногда и нескольких металлов, а также связи оруденения с другими геологическими образованиями и процессами. Приводятся основные черты металлогении каждого металла, рассматриваются факторы геологического контроля размещения месторождений.

Монография является результатом многолетних исследований рудных месторождений Кавказа, проводившихся в Северо-Кавказском геологическом управлении, а также анализа большого фактического материала, использованного при чтении курса «Основы металлогении» в Северо-Кавказском горно-металлургическом институте.

Автор благодарит Г. А. Твалчрелидзе, Н. И. Хитарова, Д. И. Горжевского, Н. П. Лаверова, Г. В. Хетагурова, Т. Я. Гончарову, А. В. Нетребу, С. В. Савина, М. Х. Срабоняна, А. Л. Лунева, В. И. Радько, В. Е. Буракина, Н. А. Савченко, Э. Л. Кобленца и других геологов за поддержку при проведении исследований и консультации. За оказанную при написании работы помощь автор особенно признателен академику В. И. Смирнову.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Большой Кавказ представляет собой складчатую систему, сформировавшуюся в результате неоднократного повторения геосинклинального и орогенного режимов, а также активизации отдельных ее частей с проявлением характерных процессов осадконакопления, тектоники и магматизма. Наибольшее значение в познании стратиграфии, магматизма и тектоники Кавказа имеют исследования Г. В. Абиха, Н. И. Андрусова, В. П. Ренгартена, В. Н. Робинсона, Л. А. Варданянца, А. П. Герасимова, В. В. Белюсова, Г. Д. Ажгирея, В. Е. Хаина, Е. Е. Милановского, Г. Д. Афанасьева, А. Я. Дубинского, а также геологов, производивших съемку этой территории,— В. А. Мельникова, А. Л. Лунева, М. Х. Срабоняна, А. А. Белова, Е. А. Снежко, Ю. Я. Потапенко, Г. И. Баранова, Г. А. Михеева, Л. В. Пшеничного, И. Ф. Рудянова, В. П. Павлова, С. В. Савина, С. М. Рыпинского и др. Их материалы использованы при составлении разделов по стратиграфии, магматизму и тектонике.

1. ТЕКТОНИКА, СТРАТИГРАФИЯ, МАГМАТИЗМ

Прежде чем перейти к описанию геологического строения Большого Кавказа, необходимо перечислить традиционно выделяемые здесь основные тектоно-геоморфологические единицы, различающиеся по характеру осадконакопления, магматизма и геологического развития (Геология СССР, т. IX, 1968). Наиболее крупные среди них: 1) Предкавказская альпийская плита и 2) складчатая система Большого Кавказа, разделенные Западно-Кубанским, Восточно-Кубанским и Терским передовыми прогибами (рис. 1). Предкавказская плита состоит из Ставропольского свода и Азово-Кубанской и Терско-Кумской впадин.

Большой Кавказ обычно подразделяют на три сегмента: центральный, западный и восточный. Осью Центрального Кавказа является антиклинорий Главного хребта, который несколькими грабен-синклиналями субширотного и северо-западного простирания расчленен на блоки. К северу от Главного хребта расположен Передовой хребет, являющийся герцинской эвгеосинклиналью. Зоны Главного и Передового хребта разделены Пшекиш-Тырныаузским глубинным разломом. Еще севернее находится Лабино-Малкин-

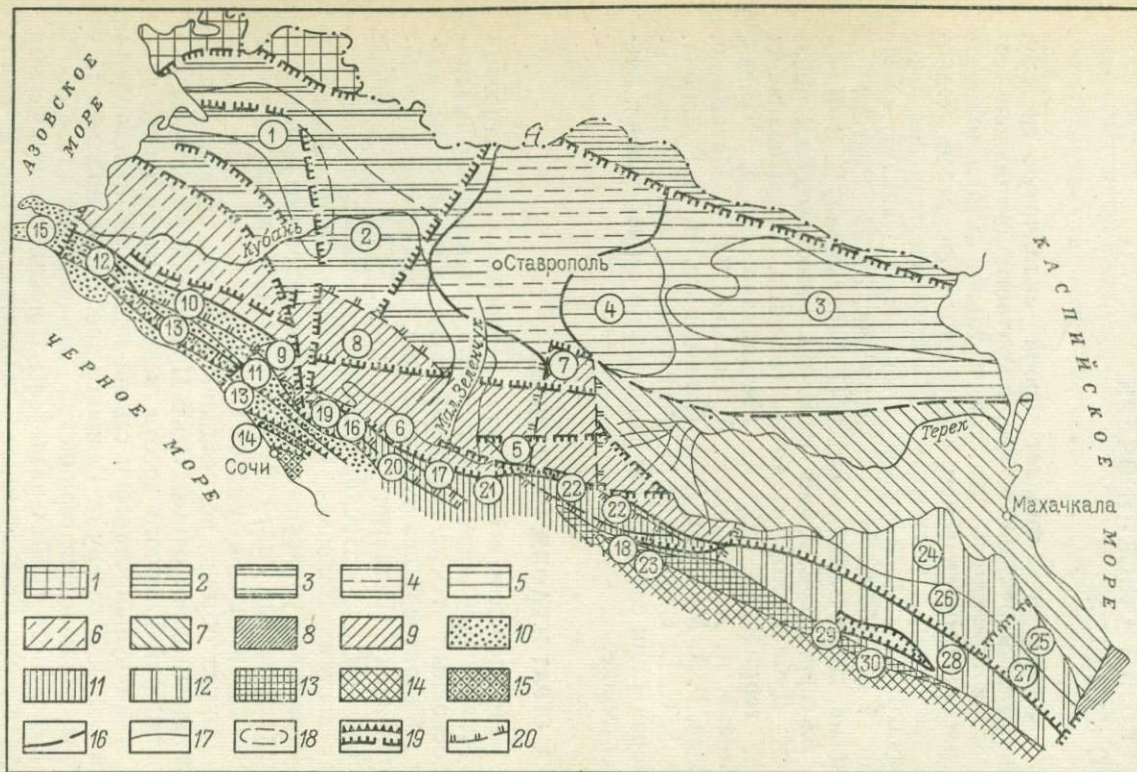


Рис. 1. Схема тектонического районирования Большого Кавказа. Составил Лунев А. Л. и др.

Русская докембрическая платформа: 1 — Ростовский погребенный выступ Украинского щита. Предкавказская эпигерциская плита: 2 — Манчская зона прогибов; 3 — Азово-Кубанская впадина: 1 — Каиевско-Березовское поднятие, 2 — Тихорецко-Кропоткинская впадина; 4 — Ставропольское поднятие; 5 — Терско-Кумская впадина: 3 — Прикумско-Тюленевская зона поднятий, 4 — Чернолесский прогиб. Краевая подвижная зона Предкавказской плиты: 6 — Западно-Кубанский передовой прогиб; 7 — Терско-Каспийский передовой прогиб; 8 — Кусаро-Дивичинский наложенный передовой прогиб; 9 — Северо-Кавказский краевой массив: 5 — байкальский фундамент Лабино-Малкинской зоны (Бечасынская зона Карачаево-Черкесского горст-антиклинория), 6 — герцинский фундамент Лабино-Малкинской зоны (зона Передового хребта), 7 — Минерало-

водский выступ, 8 — Адыгейский выступ, 9 — Лаганакская зона. Мегантиклинорий Большого Кавказа: 10 — Западный Кавказ; 10 — Абино-Гунаиская синклиналиная зона, 11 — Гойтхский и 12 — Псебепский антиклинорий, 13 — Новороссийский синклиний, 14 — Ворошиловский покров, 15 — Керченско-Таманский периклиниальный прогиб; 11 — Центральный Кавказ (горст-антиклинорий Главного хребта); грабен-синклинали: 16 — Псеашинская, 17 — Архызско-Клычская, 18 — Штулу-Харесская; горсты: 19 — Чугушский, 20 — Софийский, 21 — Тебердинский, 22 — Балкаро-Дигорский, 23 — Адайхохский; 12 — Восточный Кавказ; 24 — зона Известияхового Дагестана, 25 — Джудфидагский антиклинорий, 26 — Агвалинская наклонная ступень, 27 — Бейбулагский синклиний, 28 — горст-антиклинорий Бокового хребта, 29 — Бжегинский грабен-синклиний, 30 — горст-антиклинорий Главного хребта. Складчатая система южного склона Большого Кавказа: 13 — Казбекско-Лагодехская зона; 14 — Местийско-Тянетская зона. Закавказский срединный массив: 15 — Адлерская депрессия Абхазской зоны; 16 — границы между структурами первого порядка; 17 — границы между структурами второго порядка; 18 — границы локальных структур; 19 — региональные разломы (надвиги и сбросы); 20 — прочие разломы

ская зона — доальпийский горст-антиклинорий с протерозойским и среднепалеозойским основанием. Часть Центрального Кавказа к северу от Пшекиш-Тырныаузского разлома, называемая Северо-Кавказской моноклиналью, представляет собой южную окраину эпигерцинской плиты, приподнятой в неогене.

Западный Кавказ граничит с Центральным по Пшехинско-Адлерской зоне поперечных разломов. Осевым поднятием Западного Кавказа является Гойтхский антиклинорий. Его северное крыло погружено под Абино-Гунайскую зону, отделенную от Западно-Кубанского прогиба Ахтырским разломом, а южное является частью Новороссийского синклинория, граничащего с Закавказским срединным массивом. Тыльным прогибом Большого Кавказа является Адлерская депрессия, на северную окраину которой надвинуты породы Новороссийского синклинория.

На Восточном Кавказе роль центрального поднятия играет горст-антиклинорий Бокового хребта, сложенный ниже-среднеюрскими породами. К югу от него располагается Бежитинский грабен-синклинорий и далее антиклинорий Главного хребта. Восточная часть северного склона мегантиклинория Большого Кавказа сложена верхнеюрскими и меловыми породами, собранными в коробчатые складки и является продолжением Северо-Кавказской моноклинали. Южное крыло в Куринской депрессии перекрыто четвертичными отложениями.

На территории Большого Кавказа известны образования всех геологических периодов. Докембрийские и палеозойские породы образуют кристаллическое ядро мегантиклинория (рис. 2). На его крыльях, а также на восточном и западном погружениях обнажаются мезо-кайнозойские породы, слагающие осадочный чехол. Общая мощность осадочно-вулканогенных отложений на Большом Кавказе достигает 20—30 км.

Докембрий. В основании наиболее глубоких разрезов Большого Кавказа залегают кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы и другие метаморфические породы, которые в долине р. Малки несогласно перекрываются слабо метаморфизованными кембрийскими песчаниками и конгломератами. Основная площадь развития докембрийских пород располагается в центральной части Главного хребта между реками Терек и Пшеха, небольшие их выходы наблюдаются по северному ограничению Передового хребта. Докембрийские породы развиты в фундаменте эпигерцинской платформы в Предкавказье. Абсолютный возраст их равен 620 и 720 млн. лет (Ажгирей, 1962). В пространственном размещении различных по составу пород наблюдается определенная закономерность — фемические толщи чаще располагаются в южной части Главного хребта, а относительно более кислые — в северной. Слюдяные сланцы и гнейсы имеют первично-терригенный генезис, в то время как амфиболиты, скорее всего, образовались по основным эффузивам и известково-глинистым породам. Особо выделяются менее метаморфизованные породы хасаутской свиты, обнажающиеся в бассейнах Малки, Кубани и Баксана (Кизевальтер, 1960).

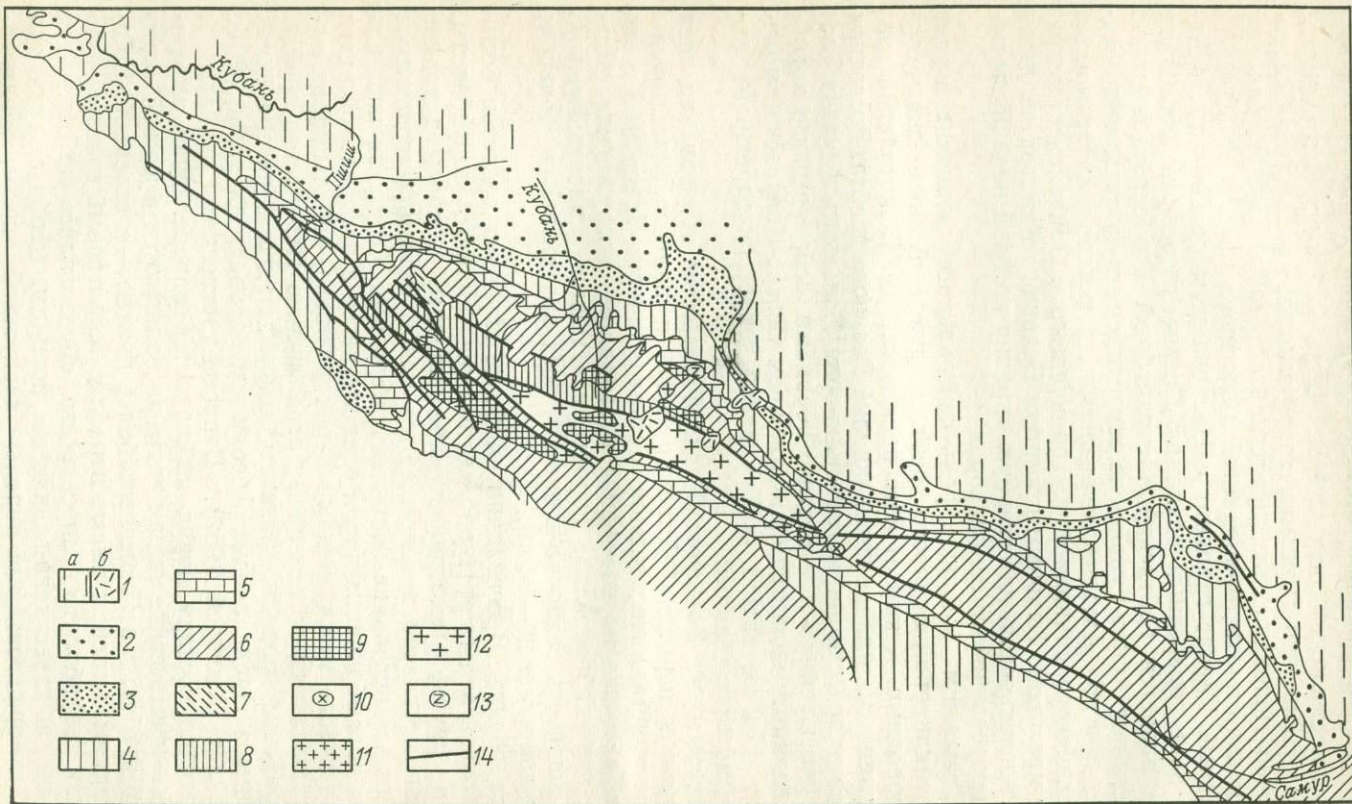


Рис. 2. Схема геологического строения Большого Кавказа.

1 — четвертичные образования (а — осадочные, б — вулканогенные); 2 — неогеновые породы; 3 — палеогеновые породы; 4 — меловые породы; 5 — верхнеюрские породы; 6 — нижне-среднеюрские породы; 7 — триасовые породы; 8 — палеозойские породы; 9 — протерозойские породы; 10 — неогеновые граниты; 11 — мезозойские гранитоиды и габбро; 12 — палеозойские граниты; 13 — гипербазиты; 14 — крупные разломы

Они представляют собой продукт интенсивной вулканической деятельности в эвгеосинклинальных условиях.

Кембрийская система. Породы кембрийского возраста встречены в бассейне Малки, где они несогласно перекрывают метаморфические толщи хасаутской свиты и состоят из аркозовых песчаников с прослоями алевролитов мощностью 1500 м. Ю. Я. Потапенко относит их к молассовой формации.

Силурийская система. Отложения силурийского возраста распространены шире кембрийских и представлены двумя отделами. Нижнесилурийские терригенные толщи, сложенные песчаниками с прослоями конгломератов, гравелитов, линзами известняков и глинисто-кремнистых сланцев, содержащих характерные для среднего ландовери граптолиты (Чегодаев, 1974), обнаружены к северо-западу от горы Эльбрус в верховьях левых притоков р. Худес. Верхнесилурийские породы известны в долине р. Малки (в том же районе, что и кембрий) и представлены лагранской свитой филлитовых сланцев с мощной пачкой известняков в основании. Мощность лагранской свиты 800—1100 м. Позднесилурийский возраст имеют толщи морских осадков по р. Гидам в Передовом хребте, где они были обнаружены М. Ф. Дыссой (1970). Факт накопления грубообломочных и других терригенных пород в раннесилурийское время и намечающиеся в разрезе силура в бассейне Худеса признаки несогласий свидетельствуют о существенных движениях в конце кембрия — начале силура, т. е. о проявлении каледонской складчатости.

Девонская система. Породы девонского возраста установлены на Большом Кавказе в Передовом хребте, где они занимают обширные площади и имеют большие мощности, и в Сванетии, где девонские кварц-амфиболиты и кварц-биотитовые сланцы с прослоями туфов, лав основного состава и мраморов общей мощностью свыше 500 м распространены локально и входят в состав десской свиты (Славин, 1960). Предположения некоторых исследователей о девонском возрасте части метаморфических толщ Главного хребта не убедительны.

Для Большого Кавказа характерно отсутствие нижнего отдела девона, что свидетельствует о крупном перерыве осадконакопления. Средний и верхний девон разделяются на терригенную бахмуткинскую, лавовую кызылкольскую, туфогенно-осадочную картджуртскую и карбонатную пастуховскую свиты.

Кызылкольская эффузивная свита сложена диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, андезитовыми и кварцевыми порфиритами и кварцевыми альбитофирами. Незначительную часть разреза слагают пирокласты и осадочные породы. Свита включает различные по кислотности залежи и дайки субвулканических пород, относимых к эвгеосинклинальной спилит-диабазовой формации, к ее базальт-риолитовой и спилит-дацитовой разновидностям. Мощность свиты 2000 м.

Каменноугольная система. Породы этого возраста распространены в основном в Передовом хребте, а также на южном

склоне Главного хребта. Выделяются нижнекарбонатная карбонатно-терригенная культюбинская свита и залегающая с резким несогласием средне-верхнекарбонатная угленосная толща, состоящая из конгломератов, песчаников, гравелитов, аргиллитов и вулканогенных пород. В отдельных участках кислые лавы и туфы слагают до 30—45% разреза.

Пермская система. Наиболее значительные выходы пермских пород известны в Передовом хребте, на южном склоне Главного хребта и в Горной Осетии. С. С. Круглов (1959 г.) выделяет в их разрезе 1) красноцветные терригенные и отчасти эффузивные континентальные образования нижнего отдела и 2) терригенно-карбонатные сероцветные морские осадки верхней перми. Нижнепермские породы, образующие единый комплекс с верхним карбоном, разделяются на три свиты: а) нижняя сложена в основном красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками; в Центральном Кавказе она носит название аксаутской; б) средняя кишкитская свита включает эффузивные стратифицированные породы — порфириды, кератофиры, кварцевые альбитофиры; в) верхняя большелабинская свита сложена грубообломочными песчаниками и конгломератами. В нижней перми наблюдаются перерывы в осадконакоплении.

Верхняя пермь Большого Кавказа, представленная песчаниками, известняками и аргиллитами, известна на северо-западном участке погружения палеозойских отложений под мезозойский чехол, на южном склоне Главного хребта и в Горной Осетии. С перерывом, а иногда и угловым несогласием она налегает на большелабинскую свиту и более древние породы.

Триасовая система. Периоду отложения пород триасового возраста, которые развиты только в западной части Большого Кавказа, предшествовала повсеместная регрессия пермского моря. Разрез триаса на северном склоне от перми и юры отделен четкими перерывами осадконакопления и представлен морскими субгеосинклинальными осадками, разделяемыми (снизу вверх) на карбонатную, терригенную и вновь карбонатную толщи.

В пределах южного склона Северо-Западного Кавказа развита триасовая толща типично геосинклинальных глинистых сланцев. В Предкавказье достоверно триасовые отложения установлены только в западной части.

Юрская система. В юрский период на территории Большого Кавказа преобладали условия морского осадконакопления. Юрское море имело форму вытянутого бассейна, ограниченного с севера сушей Ставрополя и Русской платформы, а с юга, возможно, поднятием Закавказского срединного массива. Относительно приподнят был, по-видимому, и участок Главного хребта в Центральном Кавказе. В силу консолидации территории, расположенной севернее Пшекиш-Тырныузской зоны, ниже-среднеюрские разрезы к северу от нее платформенные, а к югу — геосинклинальные.

В восточной части Северного Кавказа, на территории Чечено-Ингушской АССР и Дагестанской АССР, юрские отложения

(плинсбах, тоар и аален) представлены аргиллитами, алевролитами и песчаниками с отдельными прослоями эффузивов. Мощность этих пород превышает 10 000 м. Байосские терригенные отложения не содержат здесь вулканогенных пород и распространены на ограниченных площадях.

Для Центрального Кавказа фациальное районирование нижне-среднеюрских отложений довольно сложно (Панов, 1965). Оно отражает общую закономерность распространения мощных с основными эффузивами толщ на юге и менее мощных фациально иных без эффузивов на севере. В западной части Северного Кавказа и в Предкавказье нижне-среднеюрские терригенные отложения установлены под покровом более молодых пород. В Ейском прогибе они имеют мощность до 1500 и даже до 3000 м.

Верхнеюрские породы в виде полосы субширотного простираения окаймляют Большой Кавказ с севера и представлены карбонатными образованиями субплатформенного облика. Резкое изменение формационного состава верхнеюрских отложений отмечается на западном погружении Большого Кавказа, западнее гор Фишт и Оштен. Мощность их здесь резко увеличивается и они представлены флишем аргиллито-песчано-мергелистого состава.

Меловая система. Породы этого возраста в пределах Большого Кавказа преобладают (Мордвилко, 1962). Наиболее полные разрезы нижнемеловых осадков известны на Северо-Западном Кавказе, где в раннемеловую эпоху существовала сложная тектоническая обстановка (Основные черты... , 1962). Здесь выделяются: на юге Абхазская зона — нижний мел маломощен (первые сотни метров), карбонатен и дислоцирован слабо; севернее узкое поднятие Ахцу-Кацырха — нижнемеловые осадки практически отсутствуют; далее к северу находится зона, где мощность нижнемелового флиша достигает 4000 м.

На севере флишевый прогиб отделен от Западно-Кубанского неогенового передового прогиба цепью поднятий Хадыженской зоны. На северном склоне Большого Кавказа нижнемеловые толщи залегают моноклинально, сложены в основном песчано-глинистыми породами и имеют умеренные мощности. Верхнемеловые отложения в Абхазской зоне и поднятии Ахцу-Кацырха имеют небольшую мощность (100—400 м) и представлены туфогенными песчанистыми мергелями, туфопесчаниками, песчанистыми известняками, кремнистыми мергелями, известняками. В южном флишевом прогибе, где мощности велики, верхнемеловые толщи сложены карбонатным флишем. В северном флишевом прогибе, который в верхнем мелу обособился восточнее междуречья Абин—Хабль, имеются только верхнесенонские отложения. В западной и центральной частях моноклинали северного склона породы позднемелового возраста распространены лишь в отдельных участках, а разрезы неполны. Это известковистые глауконитовые песчаники, мелоподобные известняки, глауконитовые песчаники с гравием.

Палеогеновая и неогеновая системы. Отложения третичного возраста распространены на Большом Кавказе очень

широко. Они слагают его периферические части, выполняя передовые и межгорные прогибы. По фациально-формационному облику здесь выделяются три комплекса: 1) палеоцен и эоцен, 2) олигоцен и низы миоцена (майкопская серия), 3) средний — верхний миоцен и палеоцен (Милановский, Хаин, 1963).

В Центральном Предкавказье породы палеоценового возраста с размывом налегают на датский и маастрихтский ярусы верхнего мела и представлены мергелями и аргиллитами. Залегающий несогласно эоцен начинается с мергелей, известковистых глин и песчано-мергелистых пород черкесской свиты, которая перекрывается кумской свитой битуминозных мергелей с обильными остатками рыб. Разрез эоцена венчается белоглинской свитой мергелей.

К западу от р. Пшиш нижнепалеогеновые субплатформенные породы фациально замещаются флишем и их мощность резко увеличивается. Оligоцен и низы миоцена объединяются на Большом Кавказе в майкопскую серию, относящуюся к нижнемолассовой формации. Она образовалась в связи с воздыманием Большого Кавказа и формированием передовых прогибов. Майкопская серия имеет мощность 800—1000 м и сложена бескарбонатными глинами с горизонтами конкреций, пластами песчаников, кремнисто-глинистых и вулканогенных пеллов. Глинистые породы серии обычно обладают некоторой битуминозностью.

Отложения средне- и верхнемиоценового возраста широко распространены в Кубанском прогибе, где представлены мергелями, доломитами, глинами и биогенными известняками. Мэотические отложения представлены фациально меняющимися толщами глин, известняков, песков, иногда конгломератов. Плиоценовые осадки различны для Восточного и Западного Предкавказья: глины, ракушечники, песчаники, оолитовые бурые железняки, иногда галечники — на западе, конгломераты, глины и ракушечники — на востоке.

Большой Кавказ и особенно его центральная часть служили ареной активных магматических процессов. Они проявлялись неоднократно, были связаны с различными тектоническими движениями и иногда совмещались в пределах одних и тех же территорий. Основные обобщающие работы по магматизму Большого Кавказа принадлежат Г. Д. Афанасьеву (1968 г.), М. Г. Ломизе (1969), А. Г. Долгих и др., (1971), Г. А. Михееву; особо следует отметить монографию «Геология СССР» (т. IX).

Досреднедевонский магматизм. На Большом Кавказе он проявился широко и многообразно. Древнейшие магматические формации принадлежат в большинстве случаев к геосинклинальным образованиям. Они известны в бассейне Хасаута, в пределах Главного и Передового хребтов, а также в Предкавказье. В Хасаутской зоне к ним относятся толща эффузивных пород спилит-кератофировой формации, а также прорывающие их эпидиабазы, диорито-порфириды и плагиограниты. В этом же районе располагается Малкинский массив серпентинизированных гарцбургитов.

В Главном хребте докембрийские метаморфизованные основные эффузивы входят в состав метаморфического основания. К древнейшим магматическим породам Большого Кавказа относятся и гнейсированные плагиограниты верховьев Баксана, Кубани, Большой и Малой Лабы. Массивы таких гранитов не сопровождаются жильными дериватами и контактовыми изменениями; с ними не ассоциируют какие-либо рудные образования. В досреднедевонское время сформировались, по мнению Г. Д. Афанасьева, массивы ультраосновных пород, локализованные в основании зоны Передового хребта, а также цепь перекрытых юрскими отложениями массивов, располагающихся по его периферии (нами они объединены в Кубано-Лабинский пояс).

Общими чертами додевонского магматизма можно считать: 1) принадлежность большинства его формаций (спилит-кератофировая, габбровая, гипербазитовая и плагиогранитовая) к образованиям ранних стадий развития геосинклинали, 2) четко выраженный натровый облик, 3) размещение наиболее значительных зон его проявления по южной и северной периферии Главного хребта.

Герцинский магматизм. Выделяется раннегеосинклинальный и орогенный магматизм. Собственно геосинклинальный магматизм проявился в структурно-формационной зоне Передового хребта, где Г. Д. Афанасьевым, Н. С. Скрипченко, Г. И. Барановым и Г. А. Михеевым выделяются спилит-кератофировая, спилит-диабазовая, спилит-дацитовая, габбро-диорит-дацитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-плагиогранитная и гипербазитовая формации. В различных участках Передового хребта соотношение кислых и основных разностей эффузивов различно, но главенствующая роль остается за основными. Отмечаются многочисленные прорывающие дайки того же состава. В южной части Передового хребта, тяготея к глубинному Пшекиш-Тырныаузскому разлому, располагаются небольшие массивы среднепалеозойских пород габбро-диорит-гранодиоритовой формации. К ним относятся кварцевые диориты хр. Чилик, гранодиориты горы Ятыргварта, хр. Джуга, хр. Челепсы, горы Загедан, гранодиориты Даховского массива и другие, сопровождаемые дайками аплитов, лампрофиров, микродиоритов.

Габбро-плагиогранитная формация представлена породами нижнекаменноугольного архызского вулканоплутонического комплекса, объединяющего основные лавы, дайки и штоки диабазов, габбро, пироксенитов и плагиогранитов. К этому же комплексу относятся массивы серпентинизированных лерцолитов, гарцбургитов и пироксенитов (Кяфар-Агурский и др.). Габбро-плагиогранитная формация включает также диорито-порфириты в долинах Даута, Кубани, Малки, Суарыка. Ряд небольших плагиогранитных интрузий (Кызыл-кол, горы Зараус, Эльбаши) связаны с проявлениями основного магматизма; это еще раз подтверждает, что гранитоиды натрового ряда являются производными базальтоидной магмы. К раннекаменноугольным относятся малые трещинные интрузии сиенит-диоритового ряда (междуречье Малая Лаба —

Теберда), локализованные в зоне развития Пшекиш-Тырныузского разлома.

Столь же активно на Большом Кавказе проявилась интрузивная деятельность в орогенный этап. Она выразилась в становлении многочисленных массивов и небольших тел гранитоидов в Главном хребте, в Бечасынской и Кисловодской зонах. Таким образом, область максимальной активности сместилась в среднем карбоне—перми от прогиба в зоны центрального и периферического поднятий геосинклинали. Магматические породы этого периода относятся к гранитной батолитовой, липарит-дацитовый и андезит-дацитовый формациям. Массивы двуслюдяных и биотитовых гранитов (Уллукамский, Черекский, Чегемский, Даутский и др.) слагают значительную часть Главного хребта, прорывая древние кристаллические сланцы (Срабонян, Усик, 1964). Большинство гранитов интрузивные, но наблюдаются и образовавшиеся метасоматическим путем. В размещении гранитов в Главном хребте наблюдается закономерная приуроченность к блокам сиалических метаморфических толщ, что указывает на важную роль фундамента в их становлении и в эндогенном оруденении.

В Передовом хребте позднепалеозойский магматизм проявился в излиянии лав кислого и среднего состава и становлении связанных с вулканизмом субинтрузивных тел. Г. Д. Ажгирей (1962) считает их комагматами гранитов Главного хребта. Этот же возраст имеют дайки гранит-порфиров районов свинцово-цинковых месторождений (Эльбрус, Тызыльское, альбитофиры Культюбе, водораздела Аксаут—Маруха) и дайки фельзитов кутанского комплекса в междуречье Большой и Малой Лабы. В районах южнее Кисловодска, Черкесска и Майкопа под чехлом юры располагаются крупные массивы верхнепалеозойских гранитов, сформировавшихся в несколько отличной тектонической обстановке, чем граниты Главного хребта, а именно в периферической зоне геосинклинали. Они не подвергались существенной денудации в мезозое и в кайнозое. Возможно, их купольные части сохранились и здесь можно ожидать редкометальное оруденение.

Киммерийский магматизм. К магматическим породам юрского—раннемелового возраста относятся эффузивы и сопровождающие их дайки основного состава Приводораздельной зоны, образующие Кахетинский и Центрально-Кавказский диабазовые пояса, субплатформенные образования маринского комплекса, а также сложный санчаро-кардывачский магматический комплекс. Наиболее ранние проявления юрского магматизма представлены лейасовыми эффузивами спилит-кератофировой формации в верховьях Фиагдона, Гизельдона, Бада, Мзымты, Лауры, Санчаро, Аварского и Андийского Койсу и Самура. Несколько более кислые эффузивы встречаются по северной периферии области основного вулканизма в бассейне Садона. Они представлены фельзитовыми, плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами. Участок смешанного основного, кислого и субщелочного вулканизма байосского возраста располагается в Восточной Балкарии.

Санчаро-кардывачский (бакский) комплекс располагается на южном склоне Большого Кавказа, в верховьях Большой и Малой Лабы. Он представлен массивами последовательно образовавшихся диоритов, кварцевых диоритов (Санчарский и Кардывачский массивы), гранодиоритов (Большая Лаба), плагиогранитов (оз. Кардывач). По нашему мнению, они являются производными той же магмы, которая дала вышеупомянутые диабазовые дайковые пояса. Маринский вулкано-плутонический комплекс, расположенный на окраине эпигерцинской платформы в долинах рек Кубани и Мары, представлен штоками доааленских андезитовых порфиритов, дацитов, андезито-базальтов и липарито-дацитов, с которыми связаны покровы лав андезитового и дацитового состава и их туфов (Кондаков, 1974).

На южном склоне Главного хребта в верховьях Мзымты проявился наиболее поздний киммерийский магматизм. Продукты его представлены толщами лав и туфов базальтовых и андезитовых порфиритов байосского возраста. В бассейнах Лоо, Агвы, Шахе в сеномане произошло образование незначительных по размерам даек и покровов базальтов.

Кайнозойский магматизм. После затишья в мелу и палеогене активизация магматизма совпадает с поднятием Большого Кавказа с конца миоцена и движениями, захватившими окраину платформы. В пределах Предкавказья формируются массивы гранит-порфиров, граносиенит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров Кавказских Минеральных вод.

Особую группу пород, возраст которых скорее всего неогеновый, представляют небольшие массивы гранодиоритов, объединявшиеся Л. А. Варданянцем (1937) в комплексе «неоинтрузий». К ним относятся массивы Тепли, Сангутидон, Танадон, Цурунгал, Лобода и Тырнауз, расположенные по границам крупных жестких блоков. Они представлены гранодиоритами и сопровождающими их разновидностями от диоритов до гранитов. Мощные излияния липаритов, липарито-дацитов, внедрение сходных с ними по составу даек и штоков имели место в позднеплиоценовое время в Эльбрусском и Чегемском районах. Андезито-дацитовый состав имели лавы Казбека.

2. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И РАЙОНИРОВАНИЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

Металлогенические эпохи

Определяя эпохи как период образования рудных полезных ископаемых, соответствующих тектоническому циклу, большинство исследователей (Смирнов, 1960; Твалчрелидзе, 1957, 1961; Закономерности развития..., 1968 и др.) выделяют на Кавказе четыре металлогенические эпохи — байкальскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую. Каждая из них характеризуется преобладанием

определенного набора месторождений, которые в силу тектонической неоднородности Кавказа распределены по площади неравномерно. Определяющим эту неравномерность фактором явилось последовательное от эпохи к эпохе смещение геосинклинали с севера на юг и соответственно перемещение разлома типа зоны Беньофа (Смирнов, 1974). Поэтому байкальские месторождения предполагаются на северном склоне Главного хребта и в Закавказском срединном массиве; герцинское оруденение широко развито на Большом Кавказе, а также возможно в некоторых районах Азербайджана и Армении; киммерийские месторождения преобладают в приводораздельной части Главного хребта и в Сомхето-Карабахской зоне Малого Кавказа; альпийские месторождения развиты в ряде зон Закавказья.

Байкальская эпоха (условно от позднепротерозойского до кембрийского времени включительно) характеризуется проявлением раннегеосинклинальных процессов и, в частности, основного магматизма. На склонах Главного хребта широко развиты древние метаморфизованные терригенные и терригенно-вулканогенные толщи. В связи с этим вулканизмом могли формироваться месторождения меди, титана, железа, хрома и других элементов. На это указывает наличие рассеянных сульфидов в метаморфических сланцах в бассейнах Пшиша, Софии, Баксана. Не исключено, что байкальскими являются рудопроявления хромитов в серпентинитах по р. Большая Лаба, абсолютный возраст которых превышает 400 млн. лет, а также скопления магнетита в апоэффузивных толщах по р. Хасаут.

Как считает В. Е. Хаин, геосинклинальный этап байкальского цикла закончился на Кавказе эпохой складчатости, сопоставимой с салаирской фазой. Возможно, что в этот период сформировались натровые граниты верховьев Белой, Уллу-Хурзука, Баксана, сопровождавшиеся натровым метасоматозом, широко проявленным в Передовом и Главном хребтах. Предсреднекембрийская складчатость и метаморфизм несомненно оказали большое влияние на формирование металлогенического облика древнейших пород региона. Существенно сульфидные образования могли быть рассеяны, но одновременно могли формироваться и метаморфогенные месторождения.

Со среднего кембрия началась байкальская орогенная и квазиплатформенная стадии. Возможно, в этот период сформировались представители золото-кварцевой формации (Черницын, 1971). Некоторые современные россыпи берут начало из областей развития нижнепалеозойских пород, поэтому можно предположить, что в базальных палеозойских слоях при размыве протерозойских образований происходила концентрация золота.

Герцинская эпоха охватывает время от среднего девона до триаса включительно. В конце раннедевонского времени на Большом Кавказе происходили интенсивные нисходящие движения, наиболее активные на северном и южном склонах Главного хребта. Самые значительные рудообразующие процессы проявились в зоне

Передового хребта. Начало ее развития знаменуется накоплением аспидной бахмуткинской свиты, сопровождавшейся первыми импульсами вулканизма. В этот период сформировались рудоносные кварцевые жилы в бассейне Урупа. В среднем девоне Передовой хребет служил ареной активного вулканизма спилит-диабазового состава, с которым связано образование гидротермально-осадочных Урупского, Худесского, Бескесского и других медноколчеданных месторождений.

В верхнем девоне в Передовом хребте накапливались карбонат-терригенные толщи, для которых не исключается присутствие высокоглиноземистых осадков. В нижнекаменноугольную эпоху на Большом Кавказе в локальных участках возобновился вулканизм во вторичных прогибах, тяготеющих к глубинному Пшекиш-Тырнаузскому разлому (Кяфар, Маруха, Архыз). Эндогенное оруденение этого периода имеет (как и в девоне) медно-цинковую специализацию, но более широкий набор рудных формаций. Это серно- и медноколчеданные залежи (Линевское, Касаевское, Вингури), кварц-карбонат-халькопиритовые и баритовые жилы (Кизилкольское, Архызское, Джемаракли-Тюбе), медно-магнетитовые линзы (Карабек). В этот период внедрились небольшие массивы ультраосновных пород, с которыми связаны проявления хромита, хризотил-асбеста, талька. Все перечисленные явления зафиксированы только в Передовом хребте.

Со среднего карбона, перед которым произошла складчатость и начали формироваться граниты, активные металлогенические процессы перемещаются в зоны «гранитоидные» — Главного хребта и Бечасынскую. Основная фаза гранитообразования имела место в среднем и позднем карбоне. Становление гранитоидов сопровождалось вольфрамовой (Кти-Теберда), молибденовой (Азгек), тантало-ниобиевой, арсенипиритовой (Курранан, Куспарты) и другой минерализацией. Активность рудообразования в каждой зоне в этот период соответствует активности магматической, а качественная характеристика оруденения определяется составом магматических пород и тектоническими условиями их становления. Интенсивность гранитообразования в значительной мере определялась составом субстрата. В обозначившихся двух типах структур, а именно: в структурах антиклинального развития со сформированным гранитным слоем (Бечасынская, Кисловодская, Главный хребта) и в структурах, длительно прогибавшихся с основным вулканизмом (Хасаутская, Передового хребта, Южного склона), магматизм и металлогения в позднем палеозое были различны.

В зонах второго типа гранитообразование и свойственный ему металлогенез не имели места, но их безинверсионный и магматически пассивный переход от геосинклинального этапа к орогенному обеспечил сохранность от денудации и магматической переработки раннегеосинклинальных месторождений.

Зоны первого типа отличаются активным магматизмом, среди них различаются: 1) сформированные в пределах центральных

поднятий (Главный хребет) и 2) сформированные в периферических частях геосинклиналей (Бечасынская). Герцинская металлогения в них различна. Для первых типична арсенопиритовая минерализация, практически отсутствующая в Бечасынской зоне. Гранитообразование и формирование оруденения в зонах Главного хребта и Бечасынской происходило неравномерно, в основном там, где субстрат имеет сиалический состав. В Главном хребте это северная часть, где и размещены месторождения.

В позднем карбоне — триасе в орогенный этап развития в Главном хребте, Бечасынской и Кисловодской зонах, а иногда и в зоне Передового хребта (Худес, Андрюк) внедрились дайки гранодиоритов, гранит-порфиров, аплитов. В парагенетической связи с ними находится полиметаллическое оруденение (Эльбрус, Тызыл, Чочу-Кулак, Башла), возраст которого, судя по находке С. П. Момотом рудных галек в пермских отложениях, можно считать позднекарбонным—пермским. В этот же период начало формироваться сурмяно-ртутно-мышьяковое и ртутное оруденение, расположенное в палеозойских породах по периферии Передового хребта (Кишкит, Котел, Закан). Не исключено, что образование этого оруденения завершилось в самом начале мезозоя. В позднем палеозое в межгорных прогибах Передового хребта и южной части Горной Осетии происходило образование россыпей медистых песчаников.

Киммерийская эпоха выделяется только для отдельных зон Кавказа в период от ранней юры до раннего мела включительно. К началу юры часть Большого Кавказа превратилась в молодую платформу, для которой выделение металлогенической эпохи, параллелизуемой с геосинклинальным циклом, не имеет смысла, а кроме того, среди юрских геосинклинальных зон различаются два типа: обладавшие жестким субстратом с «гранитным» слоем и менее устойчивые. Для первых геосинклинальное развитие завершилось в раннем мелу (Центральный Кавказ), а для других (Северо-Западный Кавказ, Абхазская, Рача-Тянетская зоны) растянулось до неогена включительно.

В данном разделе рассматривается в основном история тех зон, которые завершили геосинклинальное развитие в позднем мелу. В собственно геосинклинальную стадию, до средней юры включительно, Большой Кавказ (до Пшекиш-Тырныузского разлома на севере) испытывал погружение. Наиболее глубоко прогибалась его центральная часть, совпадающая с водоразделом, где в ранней и средней юре (до аалена) проявился вулканизм основного состава. В связи с вулканизмом гидротермально-осадочным и гидротермальным путем образовались многочисленные месторождения медно-пирротиновой (Кизил-Дере, Псеашхо), колчеданно-полиметаллической (Филизчай, Лаура, Мачхалор) и кварц-халькопиритовой (Джерахское, Суаркомское) рудных формаций. Этот период завершился во второй половине средней юры, когда сформировались комплексы пород габбро-плагиогранитной формации (санчаро-кардывачский, цейский). С основными породами этих

комплексов связаны гранат-магнетитовые, пирротин-гранат-магнетитовые с халькопиритом (Санчаро), пирротиновые с халькопиритом и сфалеритом (Виктория) скарноиды. В этот период продолжали формироваться гидротермальные медно-пирротиновые и медно-цинковые месторождения, ассоциирующие с дайками порфиритов и спессартитов (В. В. Свиридов, 1965 г.), а также некоторые свинцово-цинковые рудопроявления, наложенные на медно-пирротиновые и имеющие с ними постепенные взаимопереходы. С кислыми дайками и штоками санчаро-кардывачского комплекса связаны молибденовые и медно-молибденовые рудопроявления Кардывача и Большой Лабы.

В позднеааленское время в пределах Большого Кавказа проявлялись импульсы положительных движений. Е. Е. Милановский и В. Е. Ханн (1963) считают, что в начале байосского века центральная часть Главного хребта поднялась выше уровня моря. В начале байоса в Балкарии произошли складчатые движения, которые в конце байоса и в бате распространились на всю территорию Большого Кавказа. В ряде участков воздымание имело блоковый характер. Так, в районе горы Вазахох в Осетии верхнеюрские известняки залегают на палеозойских породах. Дифференцированное воздымание привело к возникновению поперечных нарушений, благоприятных для рудоотложения. Батские движения были значительны и фиксируются даже на платформе. В зонах, не имевших жесткого субстрата, во флишевых прогибах в этот период продолжалось прогибание и накопление осадков.

Магматизм орогенного этапа киммерийской эпохи проявился не интенсивно и лишь в отдельных зонах (Келасурский, Горабский, Хевский массивы) на южном склоне Большого Кавказа. Он имел гранитоидную направленность и сопровождался редкометальным оруденением (Схапач, Ахупач).

Близодновременно и, по-видимому, в парагенетической связи с оруденением медно-пирротиновой и колчеданно-полиметаллической формаций образовалось юрское кварц-полиметаллическое оруденение. Гальки полиметаллических руд найдены в ааленских отложениях (Любофеев и др., 1959), в Балкарии полиметаллические жилы не встречены в породах байосского возраста; свинцово-цинковые жилы секут ранние предкелловейские складки. Очевидно, полиметаллическое оруденение является «сквозным» для киммерийской эпохи и интенсивно проявилось в устойчивых частях геосинклинали (Садон, Згид, Макера, Тубинское, Уруштен и др.). Оно сформировалось после первых фаз складчатости при тектонически активном режиме, о чем свидетельствуют брекчиевые текстуры руд.

На территории эпигерцинской платформы период ранняя юра — ранний мел был, как и в геосинклинали, активен в металлогеническом отношении, но преобладали экзогенные процессы рудообразования. В ааленских и келловейских осадках в бассейнах Баксана и Кубани осадочным путем накапливались свинец и цинк (результат активных процессов выноса этих металлов

в геосинклинальной области). В триасе и отчасти в ранней юре значительная часть Предкавказья представляла собой сушу с аридным, а позднее влажным климатом. Активному выветриванию подверглись разнообразие породы (в том числе ультрабазиты), а также различные месторождения. В наступавшее с юга юрское море сносилось железо, давшее начало нижнеплинскобаскским месторождениям лептохлорит-гидрогетитовой формации (Мало-Бамбакское, Хацавитая), залегающим в основании юрских толщ. В соответствии с направлением юрской трансгрессии с юго-запада на северо-восток в базальных горизонтах юры залегают все более молодые железные руды.

В ааленское время в лагунах мелкого моря образовывались стратиформные рудопоявления цинка (Подгорное). Предполагается, что источником металла были эффузивы района г. Карачаевска и палеозойские месторождения. В келловейский век в базальных горизонтах накапливались свинец- и цинксодержащие осадочные колчеданы (Джегута) и песчаники (Тала-су). В конце поздней юры в условиях аридного климата в лагунах формировались залежи ангидрита, гипса, каменной соли. В Дагестане в раннемеловое время хемогенно-осадочным путем отлагались сульфатно-доломитные стронцийсодержащие породы и залежи серы.

Альпийская эпоха, которая для одних геосинклинальных зон Кавказа охватывает период от ранней юры до неогена, а для других в редуцированном виде проявилась только после раннемелового времени, протекала в условиях резкой тектонической дифференциации. Северный склон, являвшийся молодой эпигерцинской и эпикиммерийской платформой, при орогенических движениях претерпел активизацию — он воздымается, здесь проявляется магматизм, а в обрамляющих и секущих его разломах образуются ртутные, сурьмяные и другие месторождения.

В геосинклинальный этап в прогибах южного склона накапливались мощные аспидные и флишевые отложения. В начальный период прогибания здесь отмечаются проявления вулканизма, в связи с которыми не исключено нахождение колчеданного оруденения. На Большом Кавказе в завершающий этап альпийской эпохи происходит активное воздымание и горообразование. Магматизм этого периода, связанный с активизацией устойчивой области, установлен в Предкавказье (гранит-порфиры района Кавказских Минеральных Вод), отмечены также эффузивные покровы и вулканические аппараты Чегема, Казбека, Эльбруса. В неогене на Большом Кавказе формируется ртутное оруденение, активно проявившееся на южном склоне (Ахей, Авадхара, Агепста, Красная Поляна, Перевальное) и на Северо-Западном Кавказе (Сахалинское, Белокаменное, Красноаульское и др.). По-видимому, неогеновый возраст имеют Эльджуртинский, Сангутидонский, Теплинский и другие массивы, с которыми связано молибденовое, вольфрамовое, висмутовое и арсенипиритовое оруденения.

В северном и южном предгорьях Большого Кавказа в прибрежных частях олигоценового моря как продукты размыва основных

изверженных пород, а возможно и вулканических подводных эксгаляций (Дзоценидзе, 1969) формируются осадочные марганцевые месторождения (Лабинское, Чиатурское).

Металлогеническое районирование

Металлогеническое районирование Большого Кавказа проведено нами отдельно для каждой эпохи. В его основе заложены данные о размещении разновозрастного оруденения, тектоническом строении территории в период их формирования и сведения о магматизме и осадконакоплении. Тектоническое районирование для отдельных эпох было проведено В. Е. Хаинным, Е. Е. Милановским, Г. Д. Ажгиреем, Д. И. Пановым, Г. И. Барановым, И. И. Черновым, А. Л. Луневым и другими геологами.

Б а й к а л ь с к и е з о н ы. Древнейшая история развития Кавказа определяется только в общих чертах, поэтому намечаемые металлогенические зоны в известной мере гипотетичны, а границы их условны. В допалеозойское время в пределах Главного хребта существовало устойчивое поднятие, обрамленное с севера и юга зонами опускания. Эти зоны фиксируются фемическими (иногда по вулканогенам) толщами метаморфических пород, в связи с которыми выделяются Хасаутская, Блыбская, Шахе-Лабинская, Ахметовская металлогенические зоны и Кубано-Лабинский пояс гипербазитов (рис. 3).

Хасаутская зона с кварц-золото-полиметаллической, хромитовой, магнетитовой минерализацией и пиритизированными зонами располагается в бассейне Малки южнее г. Кисловодска. Она представляет собой эвгеосинклинальный прогиб, выполненный докембрийскими толщами спилит-кератофировой формации, прорванными гипабиссальными телами эпидиабазов и плагногранитов, и массивом ультрабазитов. В послекембрийское время этот блок «впаялся» в устойчивую глыбу и не подвергался значительному метаморфизму, что позволяет предполагать сохранность древнего оруденения.

Блыбская зона с кварц-шеелитовым, кварц-молибденовым, редкоземельно-апатитовым оруденением приурочена к древней антиклинальной структуре северо-западной части Передового хребта. В ее пределах распространены интрузивные породы от ультрабазитов и габброидов до аплитов. Условно принимая время образования вольфрамовой и молибденовой минерализации как докембрийское, мы не исключаем и более молодой возраст. В подобном случае в единую зону могут быть увязаны редкометалльные месторождения и рудопоявления районов Кти-Теберды, Блыби, Даховского и Сахрайского, которые приурочены к единой структуре северо-северо-западного простирания, ограничивающей с запада зону активного гранитоидного магматизма каменноугольного возраста.

Кубано-Лабинский пояс с хромитовым, железорудным и, возможно, никелевым оруденением совпадает с глубинным разломом,

прослеживаемым по северной границе эвгеосинклинали Передового хребта, и представляет собой вытянутую зону массивов ультраосновных пород, протягивающуюся от р. Кубани до р. Малой Лабь. Большая часть пояса перекрыта юрскими платформенными осадками относительно небольшой мощности.

Шахе-Лабинская зона, расположенная к югу от Главного хребта, и *Ахметовская зона*, возможно являющаяся западным продолжением Хасаутской, выполнены фемическими, образовавшимися

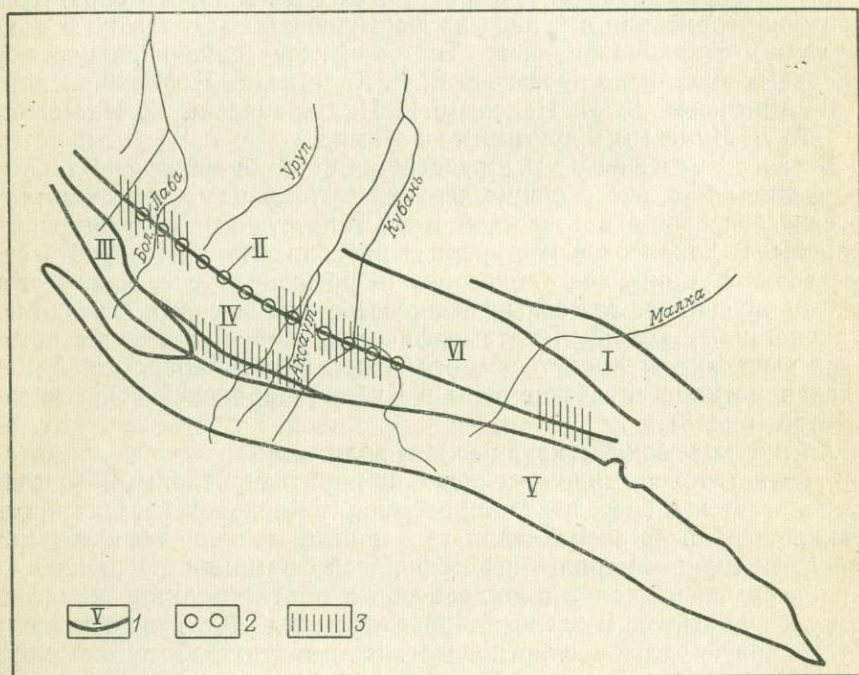


Рис. 3. Схема металлогенического районирования Большого Кавказа для байкальской и герцинской эпох.

I — границы металлогенических зон: I — Хасаутская, III — Блыбская, IV — Передового хребта, V — Главного хребта, VI — Бечасынская; 2 — Кубано-Лабинский пояс гипербазитов (II); 3 — Северный сурьмяно-рутно-мышьяковый пояс

по основным вулканогенам, породами. Эти зоны перспективны на раннегеосинклинальное оруденение.

Герцинские зоны. В герцинскую эпоху основными тектоническими структурами Большого Кавказа являлись зоны Бечасынская, Передового хребта, Главного хребта и Южного склона. Хасаутская зона к этому времени консолидировалась, спаявшись в единый жесткий блок с Бечасынской. В верхнем палеозое здесь внедрились крупные массы гранитов, разместившиеся в сналических частях субстрата. В бывшем Хасаутском прогибе граниты отсутствуют. Зона Передового хребта являлась геосинклинальным рвом, где накапливались мощные эффузивно-осадочные толщи.

С севера и юга зона ограничена глубинными разломами. В позднепалеозойское время в период складкообразования и орогенеза Передовой хребет представлял межгорный прогиб.

Главный хребет совпадает с устойчивой областью досреднедевонского возраста, но включает и Шахе-Лабинскую зону. В его пределах отсутствуют признаки вулканической деятельности в среднепалеозойское время, столь характерной для Передового хребта. С конца раннего карбона Главный хребет начал резко воздыматься, с образованием на севере гранитных массивов. В южной его части, сформировавшейся из фемической Шахе-Лабинской зоны, граниты отсутствуют. Зона Южного склона отделена от Главного хребта региональным разломом. Она представляет собой геосинклинальный прогиб со слабым вулканизмом, существовавший в средне-позднепалеозойское и мезозойское время.

Зона Передового хребта является областью широкого проявления доскладчатых месторождений медноколчеданной, кварцхалькопиритовой, медистых песчаников и реже кварц-полиметаллической и хромитовых рудных формаций. Промышленные месторождения меди парагенетически связаны здесь с эффузивами основного состава, а медистые песчаники являются продуктами их разрушения.

Металлогеническая зона Главного хребта охватывает область развития верхнепалеозойских молибденовых, вольфрамовых, арсенипиритовых, редкометальных и других месторождений, связанных с одновозрастными гранитными массивами. В период рудообразования эта зона представляла собой осевое поднятие геосинклинальной области, где при складкообразовании произошло интенсивное гранитообразование.

Бечасынская зона с полиметаллическим и молибденовым оруденением в герцинское время служила северо-восточным обрамлением прогиба Передового хребта, в позднем палеозое здесь внедрились крупные массивы гранитов и дайки гранит-порфиоров. Зона являлась краевым участком геосинклинали, что, по-видимому, определило характер металлоносности гранитоидов. Они не продуктивны на мышьяк, но вольфрам и молибден образовывали здесь существенные концентрации. Для зоны типично интенсивное полиметаллическое оруденение, парагенетически связанное с дайками гранитоидов. В послепалеозойское время мезозойским чехлом зона была предохранена от разрушения, что должно было обеспечить сохранность палеозойских месторождений.

Северный ртутно-сурьмяно-мышьяковый пояс располагается по северному и южному борту прогиба Передового хребта; в период оруденения это была приграничная часть межгорного прогиба. В северной ветви пояса происходил активный наземный вулканизм и внедрялись гипабиссальные интрузии. Ртутное оруденение пространственно ассоциирует с вулканическими аппаратами, дайками кислого и среднего состава и телами серпентинитов. Южная ветвь пояса приурочена к Пшекиш-Тырныауской зоне разломов, где ртутное оруденение связано с ультраосновными породами.

Киммерийские зоны. Это наиболее протяженные и значительные по интенсивности оруденения зоны, которые характеризуются медно-свинцово-цинковой специализацией (рис. 4).

В ранне-среднеюрское время на Большом Кавказе обособились три крупные тектонические области: эпигерцинская платформа, миогеосинклиальная и эвгеосинклиальная области. Граница между платформой и геосинклиалью проходила по Пшекиш-Тырныаузскому разлому и северному крылу антиклинория Бокового хребта. К югу от Пшекиш-Тырныаузской зоны располагалась нижне-среднеюрская геосинклиаль, внешняя северная часть которой является миогеосинклиалью, а южная — терригенно-вулканогенным прогибом. Границей служат на востоке Бурон-Ларский и на западе Тугупсинский разломы. В пределах прогиба проявился активный базальтоидный магматизм. В миогеосинклинали магматизм не интенсивен и более кислый по составу. В позднеюрское время тектонические условия в платформенной и миогеосинклиальной зонах нивелировались и здесь отлагались однотипные карбонатные осадки. В предмеловое время граница устойчивой и подвижной зон Центрального и Восточного Кавказа сместилась к югу, обрамляя с севера флишевые прогибы, расширявшиеся на западе.

Для киммерийской эпохи мы выделяем Приводораздельную металлогеническую зону и Северо-Кавказский полиметаллический пояс.

Приводораздельная зона с медно-пирротиновой, колчеданно-полиметаллической, кварц-халькопиритовой рудными формациями приурочена к осевой части Большого Кавказа и протягивается от Каспийского до Черного моря. Она объединяет большое число рудопроявлений и месторождений, удивительно однообразных на всем ее протяжении, несмотря на различие геологического строения отдельных интервалов зоны. Зона приурочена к осевой части нижне-среднеюрского геосинклиального прогиба, где проявился основной магматизм. При образовании оруденения зона имела синклиальную структуру, а в настоящее время — это горстообразный веер предкелловейских и альпийских складок. Наиболее широко здесь распространены рудопроявления и месторождения медно-пирротиновой формации. Но особо важное значение имеют колчеданно-полиметаллические месторождения.

Характерны и кобальтовые рудопроявления.

Северо-Кавказский полиметаллический пояс представляет собой вторую крупную металлогеническую структуру Кавказа. Распространенное в его пределах оруденение генетически близко медному Приводораздельной зоны, параллельно которой он и располагается. Северо-Кавказский пояс и симметричная ему Гагринско-Джавская зона обрамляют Приводораздельную «медную» зону с севера и юга, приурочиваясь к периферическим ее частям. Во время образования оруденения территория пояса представляла относительно устойчивый блок геосинклинали с сиалическим фундаментом. Тектонические движения не имели здесь больших

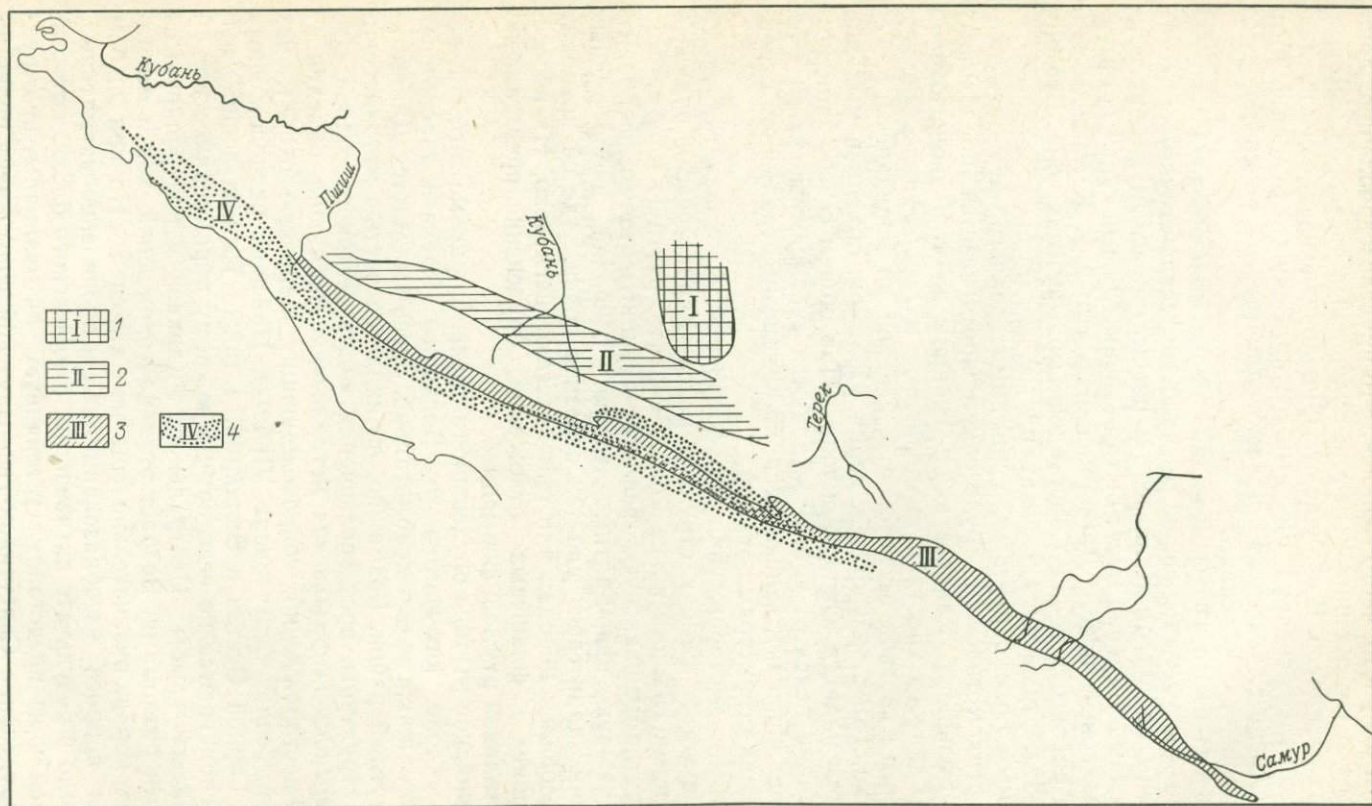


Рис. 4. Схема металлогенического районирования Большого Кавказа для киммерийской и альпийской металлогенических эпох.
 1 — Кавминводский рудный район; 2 — Зеленчукский и Малкниский железорудные бассейны; 3 — Приводораздельная металлогеническая зона и Северо-Кавказский полиметаллический пояс; 4 — Южный сурьмяно-ртутно-мышьяковый пояс

амплитуд и знак их часто менялся. Это привело к дроблению блока, что сделало его проницаемым для рудоносных растворов и магматических расплавов. В отличие от Приводораздельной зоны последние имели здесь средний и кислый состав. Ведущей рудной формацией Северо-Кавказского полиметаллического пояса является кварц-полиметаллическая.

Альпийские зоны. Каждая более молодая зона Кавказа смещена к югу, и альпийские металлогенические структуры четко проявлены на Малом Кавказе. В рассматриваемом же регионе альпийскими уверенно могут быть названы Южный сурьмяно-ртутно-мышьяковый пояс, Дагестанский ртутный и Кавминводский рудный районы, а также Сангутидон-Тырныаузская зона. Все они обладают чертами зон активизации.

Южный пояс с ртутным, сурьмяным, реальгар-аурипигментовым и редкометальным оруденением протягивается по южному склону Большого Кавказа вдоль границы жесткой палеозойской глыбы Главного хребта и складчатого мелового—палеогенового флишевого прогиба от истоков р. Лиахви до меридиана г. Геленджика. Пояс приурочен к серии разломов, объединяемых под названием надвига Южного склона. При общем северо-западном простирании пояса от него ответвляются субширотные ветви (Чемато-Кваджинская), являющиеся, по-видимому, отражением структур нижних структурных этажей.

Ртутные месторождения и рудопроявления концентрируются в субширотных изгибах структур пояса. Характерными рудными формациями Южного пояса можно назвать: ртутную монометаллическую, ртутно-мышьяковую, реальгар-аурипигментовую, ферберит-антимонитовую, кварц-антимонитовую. Широкий набор рудных формаций характерен для тех отрезков пояса, где он проходит в палеозойских породах или они залегают неглубоко. На пересечении пояса и флишевых отложений оруденение представлено монометаллической ртутной формацией.

Альпийское ртутное оруденение встречается, кроме того, на северном склоне юго-восточного Большого Кавказа в аспидных юрских толщах, где оно монометаллическое. Здесь выделяется Дагестанский ртутный район. Возможно, он является частью металлогенической структуры, протягивающейся вдоль северного склона.

Сангутидон-Тырныаузская металлогеническая зона объединяет группу месторождений, сопровождающих широтную цепь малых интрузий Тепли, Сангутидона, Лабоды, Цанской, расположенных на юге Горной Осетии и Балкарии, а также Тырныаузский узел. Они располагаются по северному и южному обрамлению жесткой палеозойской глыбы Центрального Кавказа и контролируются крупными разломами. Возраст этих месторождений, как и магматических пород, окончательно еще не выяснен. Но при любом решении вопроса их образование, как и проявление магматизма, произошло в результате активизации сиалического блока, который с поздней юры представлял устойчивую антиклинальную структуру. Оруденение Сангутидон-Тырныаузской зоны имеет редкоче-

тальную специализацию, оно представлено: скарновой молибденит-шеелитовой, оловоносных скарнов, кварц-арсенопиритовой, кварц-молибденитовой, кварц-антимонитовой, медно-молибденовой, кварц-шеелитовой и другими рудными формациями. Для зоны, кроме молибдена и вольфрама, типоморфным является висмут. В Рачинском интервале зоны (на территории Грузии) она совмещена с альпийским ртутно-сурмяно-мышьяковым поясом Южного склона.

На площади, которая после герцинского орогенеза превратилась в молодую платформу, также могут быть намечены участки концентрации полезных ископаемых. К ним относятся:

1) Зеленчук-Белореченский и 2) Малкинский железорудные бассейны; их положение соответствует контурам прибрежной зоны юрского бассейна на тот момент, когда область активной абразии проходила через пояс ультраосновных массивов, расположенных между рр. Малкой и Малой Лабой;

3) зона стратиформных рудопроявлений свинца и цинка, где рассеянная свинцово-цинковая минерализация встречается в плинсбахских, ааленских и келловейских терригенных отложениях;

4) Предгорная зона месторождений гипса, ангидрита, галита, целестина, серы связана с полосой лагунных осадков кимеридж-валанжинского возраста, в пределах которой встречаются крупные месторождения гипса и галита.

Наиболее молодыми рудоносными областями, где накопление полезных ископаемых происходило в палеогене и неогене, являются: 5) Таманско-Керченский железорудный бассейн и 6) Предкавказская зона осадочных рудопроявлений марганца и титана. Первый пространственно связан с крупной дельтой палеореки, стекавшей с Главного Кавказского хребта. Россыпи титана формировались в условиях динамически активной среды мелкого моря.

ГЛАВА ВТОРАЯ

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ТИПОМОРФНЫХ МЕТАЛЛОВ

Геологическое развитие Большого Кавказа, отличающееся чередованием периодов прогибания зон с базификацией земной коры при одновременном сохранении гранитного слоя в других зонах и последующем восстановлении этого слоя на всей территории, предопределило основные черты его металлогении. Они заключаются в сложном сочетании оруденения типичного для геосинклинальных прогибов и месторождений, связанных с орогенными процессами. В классификации геосинклиналей В. И. Смирнова (1962) Большой Кавказ занял переходную позицию. Для него характерно геосинклинальное оруденение, но не в такой мере, как для Урала, и в то же время при широком развитии синскладчатого и синорогенного оруденения оно не столь доминирующее, как на Южном Тянь-Шане или в Восточном Забайкалье. Это, по-видимому, можно объяснить тем, что в периоды регенерации геосинклинального режима, происходившей путем дробления консолидированных областей (Г. Д. Ажгирей, 1967 г.; Хаин, 1975), в Кавказской геосинклинали сохранялись сиалические обломки-блоки, а глубокие зоны более чем в других геосинклиналях контаминировались породами верхней части земной коры. Активизация сохранившихся блоков происходила с образованием месторождений специфического облика.

Металлогеническая характеристика конкретных зон, как считает Е. Т. Шаталов (1965 г.), зависит от типа магматизма, тектонических условий, их становления, от набора конкретных рудных формаций, от структурных и литолого-формационных особенностей зоны. Эти две категории — общая направленность развития и характер строения зон предопределили набор типоморфных металлов Большого Кавказа (Твалчрелидзе, 1961; Черницын, 1967).

1. СВИНЕЦ И ЦИНК

Металлогения свинца и цинка относится к наиболее сложным и важным для Большого Кавказа проблемам. Это объясняется промышленной значимостью имеющегося полиметаллического оруденения, многообразием его проявления. Месторождения и рудопроявления свинца и цинка широко распространены на Большом Кавказе (рис. 5) и в количественном отношении резко преоблада-

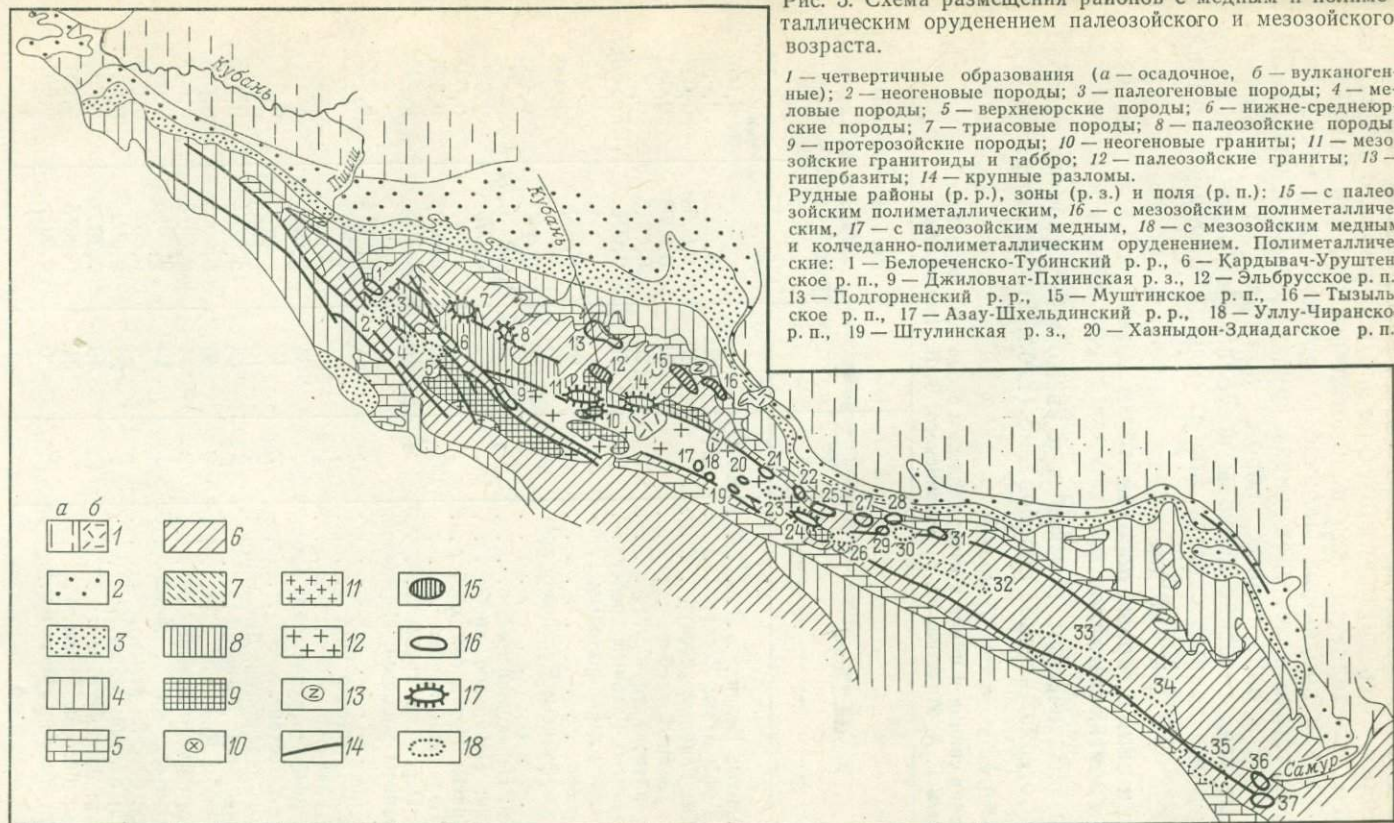


Рис. 5. Схема размещения районов с медным и полиметаллическим оруденением палеозойского и мезозойского возраста.

1 — четвертичные образования (а — осадочное, б — вулканогенные); 2 — неогеновые породы; 3 — палеогеновые породы; 4 — меловые породы; 5 — верхнеюрские породы; 6 — нижне-среднеюрские породы; 7 — триасовые породы; 8 — палеозойские породы; 9 — протерозойские породы; 10 — неогеновые граниты; 11 — мезозойские гранитоиды и габбро; 12 — палеозойские граниты; 13 — гипербазиты; 14 — крупные разломы.

Рудные районы (р.р.), зоны (р.з.) и поля (р.п.): 15 — с палеозойским полиметаллическим, 16 — с мезозойским полиметаллическим, 17 — с палеозойским медным, 18 — с мезозойским медным и колчеданно-полиметаллическим оруденением. Полиметаллические: 1 — Белореченско-Тубинский р.р., 6 — Кардывач-Уруштенское р.п., 9 — Джиловчат-Пхининская р.з., 12 — Эльбрусское р.п., 13 — Подгорненский р.р., 15 — Муштинское р.п., 16 — Тызьльское р.п., 17 — Азау-Шхельдинский р.р., 18 — Уллу-Чиранское р.п., 19 — Штулинская р.з., 20 — Хазныдон-Здидагское р.п.,

21 — Башлинский р.р., 22 — Фаснальский р.р., 25 — Садонский р.р., 27 — Ардон-Фиагдонский р.р., 28 — Геналдон-Саргомский р.р., 29 — Верхне-Фиагдонское р.п., 31 — Арми-Ассинский р.р., 36 — Хал-Тукеркильское р.п., 37 — Куруш-Мазинское р.п.
 Медные: 2 — Шахе-Головинский р.р., 3 — Чугуш-Атамажинский р.р., 4 — Лаурское р.п., 5 — Псевашхинский р.р., 7 — Больше-Лабинский р.р., 8 — Урупский р.р., 10 — Даутский р.р., 11 — Теберда-Кубанская р.з., 14 — Худесский р.р., 23 — Харесский р.р., 24 — Буронский р.р., 26 — Гизельдон-Бадский р.р., 30 — Дарьяльский р.р., 32 — Хаснат-Тюаолойский р.р., 33 — Аварский р.р., 34 — Самурский р.р., 35 — Хнов-Борчинский р.р.

дают над объектами других металлов. Они образовывались во все выделенные здесь металлогенические эпохи и регион с полным основанием определяется как полиметаллическая или медно-цинково-цинковая провинция. Наличие самостоятельных месторождений, присутствие в месторождениях других металлов, повышенное содержание в ряде горных пород, повторяемость оруденения в разные геологические периоды позволяют на основании приводимых ниже данных считать свинец и цинк типоморфными для этого региона металлами.

Свинец и цинк в горных породах и рудах других металлов

При тематических, поисковых и съемочных работах проводилось литогеохимическое опробование (табл. 1). Несмотря на огра-

Таблица 1

Содержание свинца и цинка в изверженных и осадочных породах. По данным Г. А. Михеева, Ю. А. Будзинского, В. Б. Черницына

Породы, регион	Возраст	Число проб	Средние содержания, %	
			Pb	Zn
Серпентиниты; Беден	До D ₂		—	0,007
Основные эффузивы; Хасаут	"	50	0,002	0,003
Габброиды; Главный хребет	"	43	0,0008	0,007
Диориты; Главный хребет	"	61	0,0008	0,003
Плагииграниты; Хасаут	"	23	0,0015	0,02
Плагииграниты; Главный хребет	"	85	0,001	Спорадич.
Плагииграниты лейкократовые; Главный хребет	"	64	0,003	
Основные эффузивы; Передовой хребет	"	100	0,0004	0,003
Песчаники; Передовой хребет	D ₃	4	0,007—0,02	—
Известняки; Передовой хребет	"	7	0,005	0,01
Серпентиниты; Передовой хребет	"		—	0,007
Габбро; Передовой хребет	C ₁	22	0,0005	0,005
Диориты; Передовой хребет	"	16	0,002	0,006
Плагииграниты жильные; Передовой хребет	"	13	0,0014	0,002
Граниты; Бечасынская зона	"		0,003	—
Граниты; Главный хребет	C ₂₋₃		0,003	—
Гранит-порфиры; рудник Эльбрус	"	34	0,007	—
Спилиты; Дагестан	"	12	—	0,01
Диабазовые порфиры; Дагестан	"	10	0,0005	0,011
Дайки диабазов; Дагестан	J ₁₋₂	96	0,0005	0,015
Габбро силлы; Дагестан	"	40	0,0005	0,015
Песчаники; бассейн Зеленчука	"	34	0,0015	0,007
Алевролиты; бассейн Зеленчука	J	12	0,0015	0,007
Песчаники; бассейн Мзымты	"	4	0,002	0,009
Песчаники; бассейн Мзымты	"	29	0,002	0,007
Известняки; бассейн Мзымты	C _г	49	0,002	0,009
Аргиллиты; бассейн Мзымты	"	31	0,0015	0,007
Песчаники; бассейн Мзымты	P _г	5	0,001	0,007

ниченное количество данных, из табл. 1 видно, что за исключением ультрабазитов свинец типичен для пород Северного Кавказа. Содержание его возрастает в относительно кислых разностях, образовавшихся в орогенный этап, в существенных количествах он присутствует в осадочных образованиях. Наиболее обогащены свинцом жильные дериваты гранитной магмы (гранит-порфиры, лейкократовые граниты), где его содержание часто превышает кларк (табл. 2). Г. А. Михеев и Ю. А. Будзинский (1966) считали свинец и цинк типоморфными металлами для верхнепалеозойских гранитоидов. Содержание цинка больше кларка в ряде основных эффузивов и в габброндах юрского возраста. Обогащены цинком некоторые горизонты осадочных пород. Так, в районе г. Карачавска ааленские песчаники содержат более 0,1% этого металла.

Свинец и цинк как в минеральной, так и в элементной форме установлены на Большом Кавказе в большинстве месторождений других металлов.

Таблица 2

Кларки типоморфных для Большого Кавказа металлов, вес.%.
По А. П. Виноградову (1962)

Элемент	Каменные метеориты	Ультраосновные породы (дуниты и др.)	Основные породы (габбро, базальты и др.)	Средние породы (диориты, андезиты)	Кислые породы (граниты, гранодиориты, и др.)	Осадочные породы (глины и сланцы)
Pb	$2 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$8 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$
Zn	$5 \cdot 10^{-3}$	$3 \cdot 10^{-3}$	$1,3 \cdot 10^{-2}$	$7,2 \cdot 10^{-3}$	$6 \cdot 10^{-3}$	$8 \cdot 10^{-3}$
Cu	$1 \cdot 10^{-2}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-2}$	$3,5 \cdot 10^{-3}$	$2 \cdot 10^{-3}$	$5,7 \cdot 10^{-3}$
W	$1,5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
Mo	$6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$1,4 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-4}$
As	$3 \cdot 10^{-5}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$6,6 \cdot 10^{-4}$
Hg	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	$9 \cdot 10^{-6}$	—	$8 \cdot 10^{-6}$	$4 \cdot 10^{-5}$
Sb	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$	$2,6 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$

Время и условия формирования оруденения

Типоморфность свинца и цинка для Большого Кавказа подтверждается также неоднократным формированием месторождений этих металлов. Наиболее древняя минерализация, по-видимому, сингенетичная вмещающим породам, известна в досреднедевонских толщах правобережья р. Баксан и в бассейне Софии. Вынос и накопление цинка типичны для собственно геосинклинального этапа герцинской металлогенической эпохи (Урупское, Худеское). Возраст этого оруденения, аналогичен возрасту вмещающих толщ, что доказано находками обломков руды в перекрывающих Урупское месторождение девонских осадках (Смирнов, Гончарова, 1959).

Следующим этапом образования свинцово-цинковых руд был карбон-пермский период, соответствовавший орогенному этапу

герцинской эпохи развития Большого Кавказа. Обломки руд верхнепалеозойских месторождений типа Тызыльского встречаются в базальных нижнеюрских слоях (Твалчрелидзе, Черницын, Чернопятов, 1964).

Для ниже-среднеюрской металлогенической истории Большого Кавказа типично образование колчеданно-полиметаллических месторождений (Филизчай, Кизил-Дере и др.), часть тел которых являются согласными, сингенетичными вмещающим аргиллитовым толщам (Черницын, 1967). Завершение геосинклинальной стадии киммерийской эпохи знаменовалось образованием в позднеааленское время докелловейских свинцово-цинковых жил (Садон, Хаником, Куруш, Гули, Тубинское, Тюалоальское), которые нигде на Большом Кавказе не проникают в верхнеюрские известняки и, по-видимому, в байосские отложения.

С альпийскими геологическими процессами связано образование таких месторождений и рудопроявлений, как Квайса, Эрцойское, Джунгусу, которые залегают в меловых известняках и неогеновых липаритах.

Можно считать, что потенциальные источники рассматриваемых металлов сохранялись на Большом Кавказе на протяжении всего неогена, но их возможности в смысле формирования месторождений реализовывались только в определенные благоприятные тектонические стадии.

Среднедевонское оруденение, представленное колчеданными месторождениями меди и цинка, не содержащими свинца, формировалось в условиях активного прогибания геосинклинали Передового хребта и рассматривается в разделе «Медь».

Месторождения и рудопроявления свинца и цинка позднекарбонového и пермского возраста известны в Передовом и Главном хребтах и в Бечасынской зоне. Их примерами могут служить Тызыльское, Чочу-Кулак, Эльбрус, Башлинское, Учкуланское и другие. В этот период завершилась позднеорогенная стадия герцинской эпохи. Возможно, уже в конце среднего карбона на общем фоне воздымания и складчатости появляются признаки относительного опускания, дифференциации движений и происходит образование крупных разломов, ограничивающих межгорные впадины. Такие разломы контролируют положение полиметаллических рудных полей.

Бечасынская зона, несущая верхнепалеозойское полиметаллическое оруденение, испытала инверсию, по-видимому, еще при завершении байкальского цикла и с того периода развивалась в геоантиклинальном режиме. В позднем палеозое, т. е. в момент образования месторождений, она представляла жесткую антиклинальную воздымающуюся структуру, ограниченную с севера и с юга крупными разломами северо-западного простирания. При воздымании образовывались более мелкие разломы, поперечные структурам северо-западного простирания, которые непосредственно вмещают рудные тела. Магматизм Бечасынской зоны типичен для орогенного этапа. Здесь известны многочисленные дайки гранитов,

аплитов, гранодиоритов, сиенитов, которые концентрируются вблизи границ зоны и известны в районе месторождений Тызыльского, Эльбрус и Чочу-Кулак. Гранит-порфиры Эльбруса содержат относительно большие количества свинца. С ними ассоциируют полиметаллические жилы, которые по времени образования близки к ним. Все это позволяет говорить о парагенетической связи оруденения с породами завершающей фазы верхнепалеозойского гранитоидного магматизма. Месторождения и рудопроявления свинца и цинка, размещенные в Бечасынской зоне, выделяются в одноименную металлогеническую структуру.

Тектоническая зона Передового хребта, где рудопроявления свинца и цинка встречаются редко и имеют незначительные масштабы, в позднепалеозойское время представляла ограниченный крупными разломами межгорный прогиб, заложенный в среднепалеозойской эвгеосинклинали.

Третьей зоной, где встречается свинцово-цинковое оруденение, является Главный хребет. В период, предшествующий оруденению, т. е. в среднепалеозойское время, он представлял собой устойчивый блок, ограничивавший с юга эвгеосинклинали Передового хребта. В конце раннего и в среднем карбоне здесь произошло образование крупных массивов палингенных калиевых гранитов. В позднем карбоне и перми Главный хребет интенсивно воздымался, а магматическая деятельность выразилась здесь в виде формирования даек гранитов и аплитов. Вдоль ослабленных зон северо-западного простиранья происходило гидротермальное изменение гранитов, к которым приурочены свинцово-цинковые рудопроявления (Учкуланское).

Формирование ниже-среднеюрских колчеданно-полиметаллических месторождений типа Филизчай, Кизил-Дере и Лаура происходило в геосинклимальную стадию киммерийского цикла. В этот период Большой Кавказ и особенно область развития месторождений этого типа, выделяемая как Приводораздельная металлогеническая зона, испытывали интенсивное прогибание с накоплением мощных (до 8 км) толщ пород аспидной формации. В начале средней юры на общем фоне погружения появляются первые импульсы положительных движений. В осевой части геосинклинали в плинсбахе — аалене изливались эффузивы спилит-диабазовой формации, внедрялись силлы и несколько позже дайки. Интенсивность эффузивной деятельности была невелика и мощность вулканогенных толщ не превышает 200—300 м (Дагестан).

Формирование колчеданно-полиметаллических месторождений на Большом Кавказе было растянуто во времени. Накопление колчеданной основы месторождений происходило до проявления складчатости, возможно, синхронно с эффузивной деятельностью, а завершение — после первых импульсов складчатости и внедрения диабазовых даек (Черницын и др., 1971; Рудянов, Черницын, 1971). Данные о приуроченности к единым структурам, близодновременность проявления, элементы геохимического родства, направленность дифференциации магм и другие признаки позволяют

предполагать парагенетическое родство колчеданно-полиметаллического оруденения и спилит-диабазовых пород (Долгих, Черницын, 1971).

Наибольшую интенсивность и пространственную распространенность свинцово-цинковое оруденение получило на Большом Кавказе в конце среднеюрского времени, в период предкелловейской складчатости. В этот момент сформировались жильные месторождения и рудопроявления садонского типа (Садон, Згид, Холст, Хаником, Гули, Тубинское, р. Белой и др.), образующие региональную металлогенетическую структуру — Северо-Кавказский полиметаллический пояс. Среди них встречаются значительные по масштабам объекты, но в основном это средние и мелкие месторождения и рудопроявления, количество которых на Кавказе весьма велико. К моменту их формирования Большой Кавказ завершил ранне-среднеюрский этап геосинклинального прогибания и вступил в период поздне-среднеюрской предкелловейской складчатости, проявившейся умеренно и не во всех его зонах.

Складкообразование, первые импульсы которого отмечаются значительно раньше, не привело к ликвидации геосинклинальных условий на всей территории. Предкелловейское полиметаллическое оруденение сформировалось в северной окраинной части киммерийской геосинклинали, которая в раннеюрское время не испытывала интенсивного погружения и где не был уничтожен гранитный слой, как это (по мнению А. А. Сорского) произошло в пределах центрального рва юрской геосинклинали. Эта миогеосинклинальная часть испытывала более дифференцированные движения и погружение часто сменялось здесь воздыманием. Все это привело к дроблению зоны, где формировалось предкелловейское полиметаллическое оруденение.

Магматизм описываемой зоны — Северо-Кавказского полиметаллического пояса — был незначительным. В нижней юре в осетинском его интервале (по А. И. Лебедеву) располагалась цепь стратовулканов, изливавших лавы основного и в незначительном количестве среднего состава. До аалена включительно, предшествуя полиметаллическому оруденению, в пределах пояса внедрялись редко встречающиеся дайки диабазов.

Тектоно-магматические условия формирования верхнеальпийского полиметаллического оруденения, как и само оруденение, изучены для Большого Кавказа недостаточно. Предполагается его связь с кислым магматизмом, проявившимся при орогеническом воздымании Кавказа.

Генетические типы и рудные формации

Месторождения свинца и цинка относятся на Большом Кавказе к четырем генетическим типам: 1) скарновому, 2) гидротермально-осадочному, 3) гидротермальному и 4) осадочно-диагенетическому, которые в свою очередь подразделяются на рудные формации (табл. 3).

Таблица 3

Характеристика рудных формаций (Pb, Zn)

Генетический тип	Рудная формация	Стадии и эпохи рудообразования	Тектоническая позиция	Магматизм	Промышленная ценность	Примеры
Скарновый	Скарны с медно-цинковым, полиметаллическим оруденением	Геосинклинальная, киммерийская эпоха	Зона переходная между эвгеосинклиналью и миогеосинклиналью	Диориты габбро-плагиогранитной формации	Не выяснена	Куд, Водораздельное
Гидротермально-осадочный	Колчеданно-полиметаллическая	Геосинклинальная, киммерийская эпоха	Периферические зоны эвгеосинклинали	Сплит-диабазы	Значительная	Филизчай, Лаура
Гидротермальный	Мышьяково-полиметаллическая	Позднеорогенная, герцинская эпоха	Внутреннее поднятие геосинклинали	Гранитная формация	Не имеет	Уяна-Чарх
	Кварц-полиметаллическая	Позднеорогенная, герцинская эпоха	Устойчивые антиклинорные блоки геосинклинали	Дайки второго этапа гранитной формации	Незначительная	Эльбрус, Тызыльское
		Завершение геосинклинальной стадии киммерийской эпохи	Миогеосинклинальные зоны	Не выяснен	Существенная	Садон, Згид, Хаником
	Галенит-баритовая	Позднеорогенная, герцинская эпоха	Устойчивые антиклинорные блоки геосинклинали	Дайки второго этапа гранитной формации	Незначительная	Чочу-Кулак, Орахком
Осадочно-диагенетический	Стратифицированные залежи в доломитизированных песчаниках; песчаники с органикой	Субплатформенные условия			Не выяснена	Подгорное, Таласу

а. Скарновый тип

К скарновому типу принадлежит ряд рудопроявлений на Северо-Западном Кавказе, в которых ведущее значение имеют цинк и медь. При их образовании пути отделения, миграции и накопления свинца и цинка оказываются различными. Этот тип оруденения рассматривается в разделе «Медь».

б. Гидротермально-осадочный тип

Рудные месторождения этого сложного типа сформировались в течение двух этапов. В первый этап, который завершился до первых фаз складчатости, осадочным и отчасти метасоматическим путем из гидротерм, просачивавшихся на дне бассейна, в прогибах с активным инициальным вулканизмом образовались как чисто пиритовые, так и медно-пиритовые со сфалеритом тела, относимые к медноколчеданной формации (Урупское, Бескесское). Второй этап характеризовался поступлением новых порций гидротермальных растворов, переносивших свинец, цинк, медь, и наложением их на сульфидные тела — химически благоприятную для осаждения металлов среду. Этот тип мог образоваться, как показывают примеры Кавказа, в начальные фазы складкообразующих движений, при завершении собственно геосинклинального развития, после внедрения даек. Его проявление характерно для терригенно-вулканогенных прогибов с умеренной эффузивной деятельностью. Возможно, продолжавшееся между первым и вторым этапом погружение привело к изменению рудогенерирующего очага в связи с тем, что в зону глубокого перерождения погружались породы, ранее находившиеся в приповерхностных частях земной коры, где, как считает А. И. Тугаринов, процессы дифференциации вещества наиболее активны. Результатом совмещения первого и второго этапов в терригенно-вулканогенных прогибах явились колчеданно-полиметаллические (свинцово-цинковые с медью) месторождения (Филизчай, Курдул, Лаура).

Колчеданно-полиметаллическая формация. К колчеданно-полиметаллической формации относятся месторождения, сформировавшиеся осадочно-гидротермальным путем и имеющие специфический минеральный состав. Для всех месторождений рассматриваемой рудной формации характерно единство минерального состава и последовательности рудообразования. В колчеданно-полиметаллических рудах кроме свинца, цинка и меди присутствуют молибден, серебро, кобальт, олово, хром, никель и другие элементы. Месторождения и рудопроявления формации типичны для киммерийской эпохи и располагаются на Большом Кавказе в пределах Приводораздельной металлогенической зоны (см. рис. 4), которая представляет собой ниже-среднеюрский терригенно-вулканогенный прогиб. Основными рудоконтролирующими структурами здесь являются разломы северо-западного простирания.

Благоприятными для размещения оруденения стратиграфическими уровнями могут быть названы верхнеааленский и верхне-

тоарский подъярусы, для которых характерно широкое развитие сингенетичных пирита и сидерита. В отложениях этого возраста в отдельных областях прогиба зафиксированы эффузивные породы.

Обнаруживается связь рассматриваемой формации на Северном Кавказе с магматизмом основного состава. Месторождения данной формации образовывались одновременно с эффузивной деятельностью и внедрением даек основного состава. Хотя непосредственно на ряде месторождений вулканические породы не обнаружены (Филизчай, Катех, Курдул), вблизи они обязательно присутствуют в осадках, одновозрастных с оруденением. На других месторождениях наблюдается тесная ассоциация основных пород и руд (Лаура, Мачхалор), причем дайки диабазов иногда заключены в «вилку» между первым и вторым этапом оруденения (Рудянов, Черницын, 1971). Среди субинтрузивных образований, близких по времени формирования к оруденению, наблюдаются дифференцированные массивы с накоплением свинца и цинка в определенных разновидностях породы (Долгих и др., 1968). Колчеданно-полиметаллическое оруденение пространственно в региональном плане сочетается с диабазовыми поясами Северного Кавказа. Наконец, тесная связь некоторых свинцово-цинковых жил, которые, как мы считаем, образовались во вторую фазу становления рассматриваемого оруденения со скарнами и, в свою очередь, генетическая связь скарнов со средними дифференциатами габброидной магмы (Виктория, Куд) позволяют считать, что и колчеданно-полиметаллические месторождения связаны с основной магмой и ее дифференциатами.

Типичными представителями колчеданно-полиметаллической формации на Большом Кавказе могут служить Филизчай, Курдул II, Бурон, Лаура.

Месторождение Филизчай располагается на южном склоне Главного Кавказского хребта в верховьях р. Белоканчай. Оно приурочено к зоне, которая в нижней и средней юре испытывала интенсивное устойчивое прогибание, сопровождавшееся умеренным вулканизмом основного состава. В близлежащих районах, в тех же стратиграфических горизонтах, в которых залегает месторождение, зафиксированы покровы, силлы и дайки диабазов, диабазовых порфиритов и спилитов (Кацдаг, Мачхалор).

Месторождение залегает в верхнесидеритовой свите аалена, разделяющейся на три толщи, образующей опрокинутую к югу асимметричную складку широтного простирания, усложняющую Сарыбашский антиклинорий. Северное крыло складки осложнено разломом. Главное рудное тело залегает в пределах этого крыла на контакте нижней и средней толщ. Оно представляет собой пластообразную залежь массивных сульфидных руд значительной мощности и протяженности (рис. 6). Прослой глинистых сланцев разделяют рудную залежь на три «слоя». Верхний ее контакт, залегающий согласно со сланцами, четкий и представляет собой переслаивание рудных и аргиллитовых слоек и линзочек. Околорудные изменения и секущие прожилки сульфидов в висячем боку залежи

отсутствуют. В лежачем зальбанде они многочисленны, а вмещающие породы гидротермально изменены. Рудное тело по представлениям одних геологов согласно с вмещающей толщей, а по данным других занимает секущее положение.

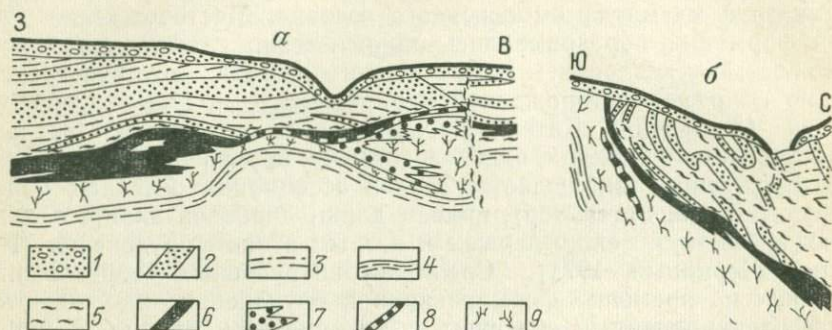


Рис. 6. Геологические разрезы через месторождение Фелизчай (а — продольный, б — поперечный). По Н. К. Курбанову и др.

1 — четвертичные образования. Юра (2—4): 2 — песчаники и алевролиты, 3 — глинистые сланцы, 4 — флишеидная пачка нижней подсвиты нижнесидеритовой свиты; 5 — зоны интенсивного дробления и развальцевания сланцев; 6 — полосчатые и массивные колчеданно-полиметаллические руды; 7 — пятнисто-крапленые руды; 8 — пирротиновые руды, 9 — сульфидные прожилки

Таблица 4

Минеральный состав руд месторождения Фелизчай

Этап	Стадия минерализации	Рудные минералы		Нерудные минералы	
		главные	второстепенные	главные	второстепенные
Осадочный	Серноколчеданная	Пирит	Сфалерит	Кварц	Сидерит
Гидротермальный	Пирит-пирротин-полиметаллическая	Пирротин, сфалерит, галенит, халькопирит	Пирит	Кварц	Карбонаты
	Карбонат-кварцевая		Пирит	Кварц, кальцит, анкерит	Хлорит, серицит

Минеральный состав руд Фелизчая однообразен (табл. 4). Ведущую роль здесь играет пирит (более 80% объема рудного тела), в меньшем количестве распространены сфалерит, галенит, пирротин, халькопирит, марказит, арсенопирит, магнетит; из нерудных отмечены карбонат, кварц, хлорит и серицит. Среди фи-

лизчайских руд Н. К. Курбанов и др. выделили по текстурным признакам полосчатые, массивные, пятнисто-вкрапленные, прожилковые и пирротиновые. В пиритовой части полосчатых руд (по их же данным) хорошо устанавливается метаколлоидное и глобулярное сложение, напоминающее «оруденелые бактерии».

Массивные руды представляют тонкозернистый агрегат пирита и небольшого количества других сульфидов, в котором встречаются полоски, отличающиеся крупностью зерна. Пятнисто-вкрапленные руды залегают в подошве рудного тела и имеют постепенные переходы с прожилковыми. Прожилковые руды размещаются ниже пятнисто-вкрапленных, распространяясь на значительную глубину. Они не встречаются в кровле рудного тела. Пирротиновые руды образуют на восточном фланге месторождения обособленное тело на контакте полосчатых и пятнисто-вкрапленных руд, а также распространены в виде маломощных жил и прожилков в подрудной толще среди прожилковых руд.

Существует несколько схем последовательности рудообразования на месторождении Физличай. Г. А. Твалчрелидзе и Н. А. Исмаилова выделили три стадии: колчеданную, пирротин-кобальтиновую и полиметаллически-редкометалльную. Н. А. Новоруров и Г. Х. Эффендиев описали три последовательные стадии — серноколчеданную, медно-пирротиновую и полиметаллическую.

Большинство исследователей (В. И. Смирнов, Г. А. Твалчрелидзе, В. И. Буадзе, Н. К. Курбанов и др.) считают, что месторождение Физличай образовалось гидротермально-осадочным путем.

Особого внимания заслуживает небольшое по масштабам рудопроявление Курдул II, на котором устанавливаются важные генетические черты рассматриваемой рудной формации. Оно располагается в бассейне одноименной реки в Дагестане и было описано В. Б. Черницыным, М. Б. Дзетовецким, К. С. Диваковым, Д. А. Апостоловым и Р. Н. Гагиевым (Строение и генезис..., 1972). Рудопроявление залегает в верхнеялахкамской подсвите аалена, представляющей чередование аргиллитов и песчаников. Породы, вмещающие оруденение, моноклинально падают на юго-восток, слагая крыло крупной антиклинали. Рудоносные пласты в их северной части срезаются разломом северо-западного простирания (рис. 7).

Рудное тело Курдула II залегает согласно с напластованием и представляет собой пласт колчедана мощностью до 2 м, постепенно выклинивающийся к югу. После выклинивания в песчанике, как бы на продолжении пласта колчедана, наблюдаются конкреции сидерита и дисульфидов железа. Нижние две трети пласта — массивная пиритовая руда, которая вверх по разрезу сменяется скоплением шаровидных конкреций дисульфидов железа в песчаниках размерами от долей до нескольких сантиметров. В массивной части пласта также устанавливаются очертания шаровидных тел. В южной части колчеданной линзы руда практически пиритовая. Сфалерит, пирротин, халькопирит встречаются очень редко, а содержание цинка, меди и свинца достигает лишь первых десятых процента. Жильные минералы отсутствуют.

Северная часть пиритовой линзы, прилегающая к срезающему ее разлому, раздроблена и спаяна медно-свинцово-цинковым агрегатом с небольшим количеством кварца. Содержание меди, цинка и свинца достигает здесь промышленных величин, постепенно уменьшающихся по мере удаления от разлома. Не возникает сомнений, что образование сульфидов железа в рудной линзе происходило при накоплении и диагенезе осадка. Во второй этап

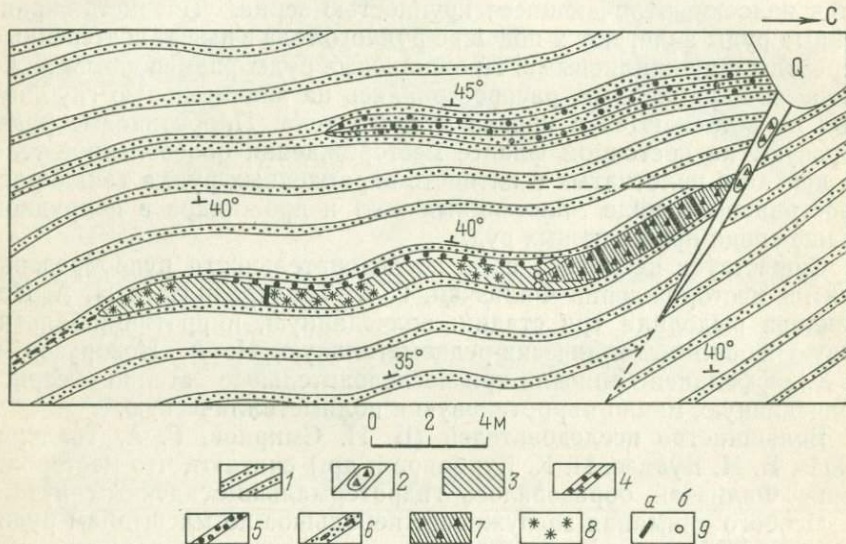


Рис. 7. План рудного тела Курдул II.

1 — аргиллиты, алевролиты, песчаники верхнего аалена; 2 — разрывные нарушения; 3 — линза массивного колчедана; 4 — конкреции пирита в пласте песчаника; 5 — скопления и единичные конкреции пирита в всiachом боку колчеданной линзы; 6 — глинисто-сидеритовые и пиритовые конкреции; 7 — медно-свинцово-цинковая руда; 8 — интенсивно окисленные участки колчеданной линзы; 9 — борздовые (а) и пунктирно-борздовые (б) пробы

рудообразования по разлому, нарушившему сульфидоносные пласты, проникли гидротермальные растворы, окончательно консолидировавшие рудную линзу и обогатившие ее медью, цинком и свинцом.

в. Гидротермальный тип

Гидротермальная деятельность, которая привела к образованию типичных жильных месторождений свинца и цинка, является для Большого Кавказа характерным процессом, проявившимся как в завершающие моменты собственно геосинклинальной стадии развития, так и в послескладчатый период.

Образование гидротермальных жильных свинцово-цинковых месторождений зафиксировано на Северном Кавказе в позднепалеозойское (пермь, позднеорогенное), среднеюрское (аален, завершение геосинклинальной стадии), неогеновое (позднеорогенное)

время. Среди них выделяются кварц-полиметаллическая, мышьяково-полиметаллическая и галенит-баритовая рудные формации.

Кварц-полиметаллическая рудная формация. К этой формации на Северном Кавказе относится несколько тысяч объектов, она объединяет месторождения и рудопроявления свинца и цинка со следующими характерными чертами: 1) присутствие галенита, сфалерита, пирита, халькопирита, кварца и карбонатов в качестве главных минералов, 2) формирование в условиях умеренных глубин (0,7—4,0 км) и 3) наличие трех основных стадий в процессе рудообразования: кварц-пиритовой, кварц-карбонат-сульфидной и безрудной кварц-карбонатной.

Месторождения этой формации образовывались на Большом Кавказе неоднократно и в различных тектоно-магматических условиях: 1) в позднеорогенную стадию герцинского цикла (Эльбрус, Тызыльское, Башлинское) в связи с гранитоидным магматизмом, 2) в позднегеосинклинальную стадию в аалене—байосе (Садон, Виктория, Хаником, Куруш), 3) в неогеновое время после внедрения малых интрузий гранитоидов (Тырнауз, Хуппара, Джунгусу).

Герцинские месторождения данной формации распространены в Бечасынской зоне, а отдельные рудопроявления встречаются в Главном хребте. Характерным их представителем является месторождение Эльбрус, расположенное в долине р. Кубани. Оно изучалось С. И. Лезиным, Л. Р. Никогосовой, Т. В. Васильевой и др. Район, где кроме Эльбруса известны месторождения Даутское, Каку и Худеское, выделяется как рудное поле, которое сложено допалеозойскими метаморфическими сланцами, песчаниками и алевролитами карбона, несогласно перекрывающими их юрскими алевролитами и аргиллитами, а также изверженными породами: серпентинитами палеозоя, кварцевыми порфирами верхнего палеозоя, диабазами, спессартитами и андезитами альпийского возраста (рис. 8). Дайки кварцевых порфиров, с которыми ассоциирует оруденение, образуют полосу шириной 600 м, проходящую через центральную часть рудного поля. Их абсолютный возраст (по Г. Д. Афанасьеву) равен 190—200 млн. лет. Галька кварцевых порфиров найдена в нижнепермских отложениях.

В структурном отношении рудное поле приурочено к юго-западному крылу крупной антиклинальной складки, разбитой на блоки разрывными нарушениями. Основное из них, расположенное к югу от месторождения, оперяется двумя субширотными сбросо-сдвигами — Уруслан-Иштымским и Тегене-Кююмским. В приподнятом крыле сбросо-сдвига оперяющие его трещины субмеридионального, северо-восточного, северо-западного простираний вмещают дайки кварцевых порфиров и рудные тела. Дайки образуют параллельные ветви субмеридионального простирания, а на глубине 50—100 м они сливаются в единое тело мощностью 200 м. Рудные жилы залегают в этой дайке. При переходе в сланцы они объединяются и уменьшаются в мощности. И по простиранию, и по падению морфология жил меняется. Из тел

с резкими контактами они могут превращаться в зону разветвленных прожилков либо переходить в слабоминерализованный шов. Несколько иное строение имеют так называемые зона I (Даут)



Рис. 8. Геологическая схема района Эльбрусского месторождения. Составлена по материалам Л. Р. Никогосовой, Ю. Я. Потапенко и др.

1 — андезиты неогеновые; 2 — песчаники, сланцы, конгломераты нижней юры; 3 — верхнепалеозойские дайки кварцевых порфиров; 4 — серпентиниты протерозойские или среднепалеозойские; протерозой; 5 — верхняя подсвита (амфиболиты и хлорит-альбит-кварцевые сланцы), 6 — средняя подсвита (хлорит-кварц-серпичитовые сланцы, биотитовые гнейсы), 7 — нижняя подсвита (кварциты, серицит-кварцевые сланцы, мраморы), 8 — моралькольская свита (эпидот-амфибол-альбитовые сланцы), 9 — шаукольская свита (хлорит-мусковит-альбитовые сланцы и гнейсы); 10 — гнейсированные гранит-порфиры даутского комплекса; 11 — рудные жилы; 12 — тектонические нарушения; 13 — контакты пород; 14 — элементы залегания пород

и зона 64 (Каку), которые представляют собой систему жил, линз, брекчированных участков кварц-карбонатного и кварц-биотитового состава с сульфидами.

Вещественный состав и последовательность образования минералов месторождения Эльбрус, детально изученные Г. И. Бочаровой, типичны для данной рудной формации (табл. 5).

Таблица 5

Минеральный состав руд месторождения Эльбрус

Стадия минерализация	Рудные минералы		Жильные минералы	
	главные	второстепенные	главные	второстепенные
Кварц-пиритовая	Пирит, марказит	Арсенопирит	Кварц	
Кварц-полиметаллическая	Сфалерит, галенит	Марказит, пирит, халькопирит, арсенопирит, серебро самородное, блеклая руда, бурнонит, станнин, аргентит	Кварц	
	Сфалерит, халькопирит	Гематит	Анкерит, кварц	Сидерит, кальцит, дикиит
	Аурипигмент, реальгар		Барит, анкерит	Халцедон, кварц, арагонит

Ведущими элементами месторождения Эльбрус и других палеозойских кварц-полиметаллических месторождений являются цинк, свинец, железо, барий, кальций; второстепенными — медь, кадмий, серебро, сурьма, мышьяк, марганец; редкими — кобальт, индий, молибден, золото, висмут, ртуть. Для палеозойских представителей данной формации, образовавшихся после складчатости и внедрения гранитоидов, устанавливается парагенетическая связь с кварцевыми порфирами и гранитами поздних фаз, которые известны на всех палеозойских свинцово-цинковых рудных полях Северного Кавказа.

Мезозойские кварц-полиметаллические жильные месторождения образовались в иных геотектонических условиях, чем палеозойские, а именно: в позднегеосинклинальную стадию одновременно с начавшейся складчатостью, до внедрения гранитов. Среди основных эффузий, предшествовавших оруденению, можно однако отметить появление дифференцированных серий с кислыми членами. Мезозойские месторождения образуют Северо-Кавказский полиметаллический пояс. Они могут быть разделены на две группы, отличающиеся морфологией рудных тел и интенсивностью оруденения. Эти различия обусловлены характером вмещающих их пород: оруденение в гранитах (Садон, Згид и др.) более выдержано и богато; месторождения в сланцах (Куруш, Хаником, Кадат и др.) прихотливы по форме рудных тел и, как правило,

беднее по содержанию свинца и цинка. Эти различия обусловлены характером проявления разрывных деформаций.

Представителем месторождений, залегающих в фундаменте, может быть месторождение Згид, расположенное в Горной Осетии и приуроченное к Садоно-Унальской антиклинали северо-западного простирания. Ее ядро сложено палеозойскими гранитами,

а крылья — эффузивными и песчано-глинистыми образованиями нижней и средней юры. Антиклиналь пересекают поперечные разломы, а ее крылья срезаны региональными сбросами (рис. 9).

Рудные тела залегают в гранитах и юрских породах, причем наиболее крупные локализованы в трещинах разрыва в гранитах, имеющих северо-восточное простирание. Главная жила Верхнего Згида локализована в сбросе северо-восточного простирания. Это сложно построенное тело с нерезкими контактами, состоящее из кварцевой жилы, образовавшейся в раннюю безрудную стадию минерализации, в центре которой или в зальбанде находится жила кварц-сульфидного состава. Рудная зона достигает 10 м мощности. Промышленные руды приурочены к гранитам, в эффузивах они беднеют. В глинистых сланцах кварц-сульфидные прожилки не имеют промышленного значения.

Рудные минералы представлены здесь галенитом, сфалеритом, тетраэдритом, пирротином, гематитом, молибденитом; жильные — кварцем, кальцитом, манганосидеритом, хлоритом, баритом. Окколорудные изменения выразились в окварцевании, хлоритизации, каолинизации, пиритизации. В процессе рудообразования выделяются: 1) кварцевая, 2) кварц-манганосидеритовая, 3) кварц-сфалерит-галенитовая, 4) кальцитовая и 5) кальцитовая безрудная стадии минерализации. В. Ф. Лесняк определил, что рудные жилы Згида формировались при температурах от 40 до 250°C, а Ч. Борешвара Рао, пользуясь методом Калруда, считал температурный интервал образования сфалеритов от 35 до 100°C.

Характерными представителями кварц-полиметаллических месторождений в песчано-сланцевых толщах юры могут служить месторождения Куруш, Тюалойское и Хаником.

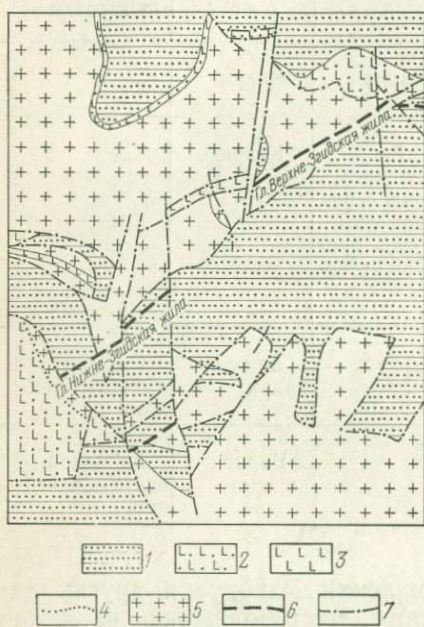


Рис. 9. Схема геологического строения месторождения Згид. По Е. Г. Рыпинской.

1 — песчано-глинистые юрские отложения; 2 — юрские покровные порфириды; 3 — жильные порфириды; 4 — юрский базальный горизонт; 5 — палеозойские граниты; 6 — рудные жилы; 7 — разломы

Тюалойское месторождение располагается в труднодоступных верховьях Аргуна и Алазани (Гусев, Черницын, 1975). Основной структурой района является субширотная асимметричная Тебулсская антиклиналь (рис. 10), сложенная домерскими (?) аргиллитами и алевролитами. Эти породы прорваны дайками диабазов, широко распространенными в северо-восточной части территории. Антиклиналь осложняется поперечной структурой,

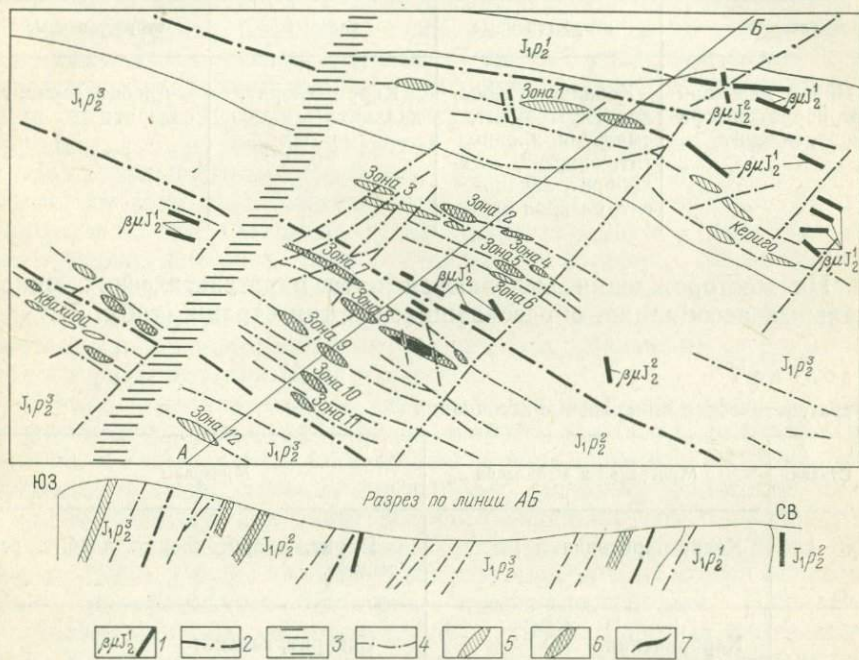


Рис. 10. Схема строения Тюалойского рудопоявления. По А. И. Гусеву.

Вмещающие породы — аргиллитовая толща домерского подъяруса плинсбахского яруса. 1 — дайки диабазов и диабазовых порфиров позднеалейского комплекса; 2 — глубинные разломы; 3 — зона глубинного Аргун-Тюалойского разлома; 4 — прочие тектонические нарушения; 5 — рудные жилы кварц-халькопиритовой субформации; 6 — рудные жилы кварц-полиметаллической субформации; 7 — рудные тела колчеданно-полиметаллической формации

проявляющейся в виде мелких складок и повышенной трещиноватости, и разбита тремя продольными сбросо-сдвигами. В этих разломах локализуются зоны с кварцевыми жилами и прожилками мощностью 50—100 м. Третья группа нарушений представлена сколовыми трещинами с простиранием 280—310° и углами падения 40—85° к югу, которые оперяют продольные разломы. Именно эти трещины являются рудовмещающими. В полосах их концентрации шириной 5—10 м наблюдается брекчирование пород с цементацией кварцем и карбонатом с вкрапленностью сульфидов, а также жилы кварц-карбонат-сульфидного состава. Они и являются рудными телами. Всего в Тюалойском рудном поле известно несколько десятков подобных тел. Рудные жилы и зоны

пересекают диабазы, т. е. образовались после даек. Минеральный состав туюлойских руд приведен в табл. 6.

Таблица 6

Минеральный состав руд Туюлойского месторождения

Рудные минералы		Жильные минералы	
главные	второстепенные	главные	второстепенные
Пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит	Кобальтин, люцит, скуттерудит, смальтин, хлоантит, энаргит, арсенопирит, лёллингит, блеклая руда	Кварц, хлорит, кальцит	Альбит, серицит, сидерит

На месторождении выделяются пять парагенетических минеральных ассоциаций, образовавшихся в три стадии (табл. 7).

Таблица 7

Парагенетические минеральные ассоциации

Стадия	Минеральная ассоциация	Минералы
I	Кварц-пиритовая	Пирит, кварц, хлорит, альбит, серицит
II	Карбонатная	Сидерит, кальцит
	Кварц-халькопиритовая	Кварц, халькопирит, пирит, смальтин, хлоантит, скуттерудит, люцит, энаргит
	Кварц-полиметаллическая	Кварц, пирит, пирротин, арсенопирит, лёллингит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда
III	Кварц-кальцит-хлоритовая	Кварц, кальцит, хлорит

Околорудные изменения пород представлены слабопроявленными хлоритизацией, окварцеванием и реже гематитизацией и карбонатизацией. Максимальная мощность околорудно измененных пород не превышает 5 м. Основным результатом этих процессов является вынос натрия и привнос магния, кальция и железа. В пределах месторождения наблюдается минералогическая зональ-

ность. В северной части территории руды в основном кварц-халькопиритовые, в центральной главенствующая роль принадлежит кварц-полиметаллической ассоциации. Причину такой зональности можно предположить либо в последовательности приоткрывания структур при изменении растворов во времени, либо в различии вертикального положения северного и центрального участков в момент рудообразования.

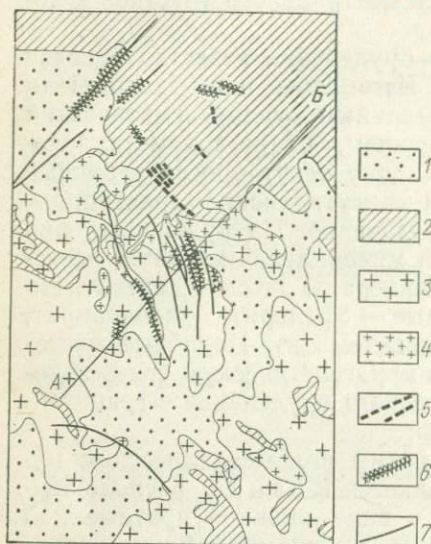
Кайнозойское свинцово-цинковое оруденение известно в связи с Тырныаузским, Сангутидонским, Чегемским и им подобными магматическими узлами. Входя в единый рудно-магматический комплекс с редкометальным оруденением, кварц-полиметаллические жилы на Тырныаузе и Сангутидоне секут ороговикованные породы, скарны, эльдзуртинские и сангутидонские гранитоиды, а также вольфрам-молибденовое оруденение. На рудопроявлении Джунгусу зона с полиметаллической минерализацией сечет неогеновые липариты. Основные рудные минералы здесь — галенит, пирит и арсенопирит; второстепенные — сфалерит, халькопирит, иногда шеелит, молибденит, пирротин, гематит. Подобные месторождения указывают на возможную парагенетическую связь некоторых разновидностей полиметаллического оруденения с гранитоидами и редкометальным оруденением.

Наиболее значительным кайнозойским полиметаллическим месторождением Большого Кавказа является К в а й с а, расположенное на южном склоне. Оруденение в виде сложной протяженной жилы приурочено здесь к широтному, секущему байосские порфириды, разлому, две ветви которого ограничивают блок верхнеюрских и меловых известняков. Поскольку этот разлом сечет породы эоцена и руды не обнаруживают следов метаморфизма, возраст месторождения считается послепалеогеновым (Геология свинцово-цинковых месторождений..., 1962). Главные слагающие руду минералы представлены сфалеритом, галенитом, кальцитом и пиритом. Текстуры и структуры свидетельствуют о значительной роли коллоидных растворов в формировании месторождения.

Мышьяково-полиметаллическая формация. В генетической связи с месторождениями кварц-полиметаллической формации, образовавшимися в позднеорогенную стадию развития, находятся мышьяково-полиметаллические месторождения и рудопроявления Горной Балкарии, бассейна Кубани и других районов Кавказа, где широко развиты гранитоиды. Они объединяются в одноименную рудную формацию, переходную от кварц-полиметаллической к кварц-арсенопиритовой (см. раздел «Мышьяк»).

Барит-галенитовая формация. Эта формация не является генетически обособленным образованием и может считаться родственной кварц-полиметаллической, но с отложениями руд в специфичных физико-химических условиях. К барит-галенитовой формации относятся позднеорогенные месторождения герцинского (Чочу-Кулак) и альпийского (Хуппара) возраста, а также месторождения юрского и мелового возраста в Грузии (Амакеква, Тухури, Тхмори-Ватетра, Телнари; Твалчрелидзе, 1961).

Месторождение Чочу-Кулак расположено в бассейне Малки в Кабардино-Балкарии. Оно залегает в верхнепалеозойских гранитах, вблизи их контакта с кристаллическими сланцами, образующими субширотную антиклиналь (рис. 11). Рудные тела представляют собой жилы, локализованные в субмеридиональных разломах, поперечных оси антиклинали. Главный рудный минерал — галенит; менее распространены сфалерит, пирит и марказит; редко встречаются халькопирит, пирротин, блеклые руды, хлоантит, брейгауптит. Главный жильный минерал — барит; встречаются кварц, кальцит, арагонит, диккит.



Разрез по линии АВ



Рис. 11. Схема геологического строения месторождения Чочу-Кулак. По О. И. Герцовскому, Н. Г. Демидовой и др.

1 — песчаники (средняя юра); 2 — кристаллические сланцы (докембрий); 3 — граниты (верхний палеозой); 4 — лейкократовые граниты (верхний палеозой); 5 — аплиты; 6 — кварцевые с сульфидами (субмеридиональные) и кварц-карбонат-баритовые с галенитом (северо-восточного простирания) жилы; 7 — разрывы

На месторождении отмечена вертикальная зональность. Галенит-баритовая минерализация с глубины 80—100 м сменяется кварц-пирит - сфалерит-марказитовой. В наиболее глубоких врезках в дне долины р. Мушта обнажаются кварцевые жилы с молибденитом, пиритом и сфалеритом. Формирование рудоносных жил Чочу-Кулака произошло в четыре стадии:

1) кварц-пиритовую,
2) кварц-полиметаллическую,
3) галенит-баритовую,
4) безрудную кварц-карбонатную.

г. Осадочно-диагенетические рудопроявления

Стратиформные рудопроявления свинца и цинка обнаружены на Северном Кавказе в плинсбахском, ааленском и келловейском

ярусах в областях, где в более древних или синхронных по возрасту породах известны эндогенные концентрации свинца и цинка (рис. 12).

1. Сульфиды свинца и цинка в плинсбахском ярусе, являющимся базальным горизонтом юрских толщ, известны в бассейнах Малки и Баксана по южной окраине эпигерцинской платформы. Они залегают на гранитах, метаморфических сланцах, серпентинитах, терригенных породах домезозойского возраста, включающих верхнепалеозойские полиметаллические жилы. В 57 (из 90 изученных) разрезах в плинсбахских песчаниках и конгломератах

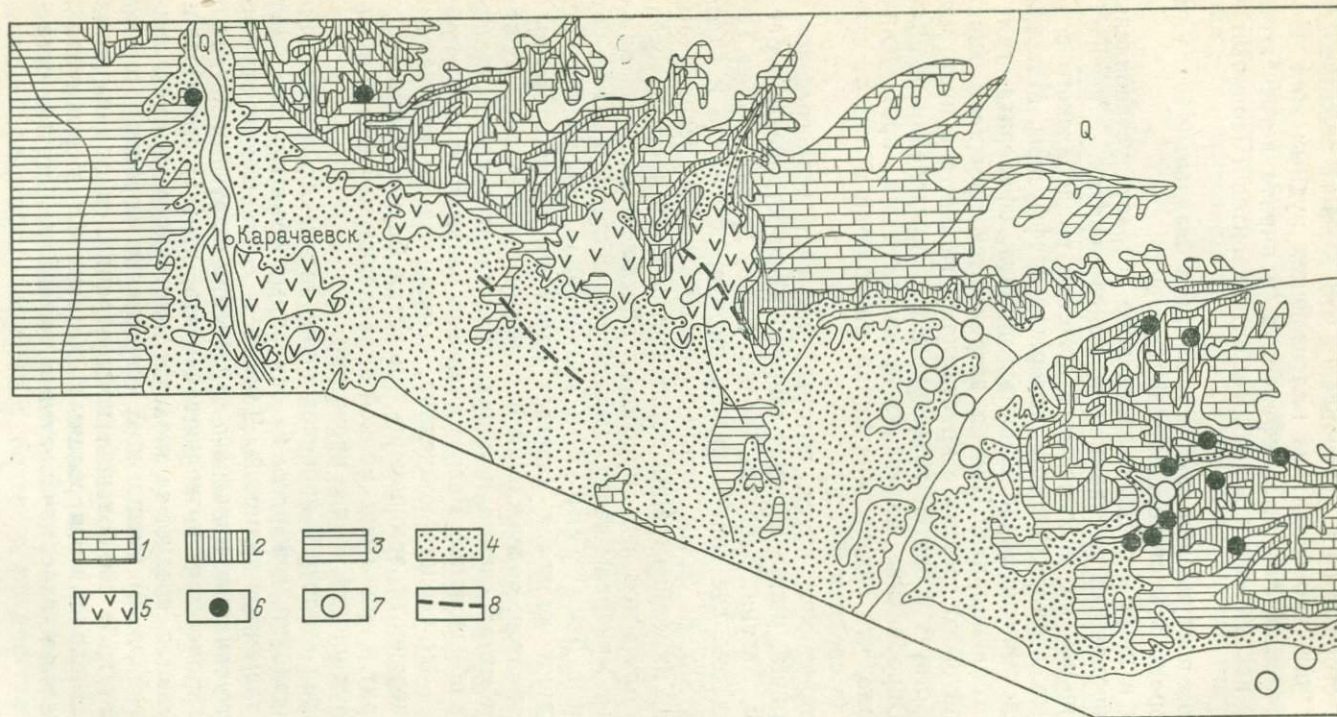


Рис. 12. Схема размещения стратифицированных рудопоявлений свинца и цинка в Кубань-Баксанском междуречье.

1 — известняки, мергели, глины (титон, верхняя юра); 2 — известняки, доломиты, песчаники (келловей—кимеридж); 3 — алевролиты, песчаники, известняки (средняя юра); 4 — конгломераты, песчаники, аргиллиты, прослойки каменного угля (нижняя юра); 5 — дациты, андезиты, порфиры, лавы юрского возраста. Проявления свинцово-цинковой минерализации: 6 — в аалейских и келловейских, 7 — в плиншбахских отложениях; 8 — разломы

обнаружены галенит и сфалерит. В районе Тызыльского свинцово-цинкового месторождения установлено, что галенит в плинсбахских отложениях происходит из палеозойских рудных жил. Небольшие скопления галенита, сфалерита и пирита встречаются в угленосных песчаниках и в конкрециях сидеритов (Черницын и др., 1968).

Источником поступления свинца и цинка в базальный горизонт юры были породы и месторождения фундамента.

2. Свинец и цинк в осадках ааленского возраста установлены в доломитизированных песчаниках и конгломератах, с несогласием налегающих на угленосные отложения плинсбахского возраста, которые в ряде участков содержат и эффузивы. Минерализация представлена вкрапленностью пирита, сфалерита, галенита, редко халькопирита. Иногда встречаются прожилки гипс-пирит-марказитового состава с кристаллами галенита в пустотах, что свидетельствует о эпигенетическом перераспределении рудных элементов. Опробование ааленских отложений на протяжении 16 км показало, что содержание цинка колеблется в них от следов до 1,6% (в среднем 0,17%).

3. В келловейском ярусе, который залегает трансгрессивно, сульфиды свинца, цинка и пирит широко распространены в бассейне Кубани, Аргуна, Баксана, Терека. Более других изучен Тызыльский участок, где вкрапленность пирита, сфалерита и галенита приурочена к серым кварц-полевошпатовым песчаникам. Максимальная их концентрация наблюдается в той части разреза, которая располагается под прослоем, обогащенным остатками флоры. Рудные минералы часто цементируют обломки и замещают остатки флоры. Дзегутинское колчеданное рудопроявление, где в основании келловей залегает пласт сульфидизированных песчаных доломитов, содержащий в отдельных интервалах существенные количества свинца и цинка, представляет собой типичное осадочное образование. Разрез келловей начинается здесь пропластком 3—5 см серного колчедана, выполняющего неровности размытой поверхности, замещающего остатки фауны. Выше этого горизонта пирит в виде очень мелкой вкрапленности рассеян в доломите, образуя иногда тонкие прожилки.

Подтверждая осадочное происхождение ааленских и келловейских рудопроявлений, минералы из описанных объектов содержат очень мало элементов-примесей. Данные о соотношении стратифицированного свинцово-цинкового оруденения с другими металлогеническими процессами позволяют считать, что: 1) его образование, как правило, следует за эпохами эндогенного полиметаллического оруденения; 2) вмещающие оруденение породы залегают трансгрессивно и 3) наибольшие концентрации свинца и цинка отмечаются в доломитизированных песчаниках и доломитах, а также в песчаниках с карбонатным цементом, богатых остатками флоры.

Вещественный состав, стадийность, связь между формациями

Сведения о конкретных формациях свинцово-цинкового оруденения показывают, что их минеральный состав (табл. 8) отличается постоянством и только элементы-примеси могут несколько различаться.

Т а б л и ц а 8
Минеральный состав

Рудные минералы		Жильные минералы	
главные	второстепенные	главные	второстепенные
Галенит, сфалерит, пирит	Халькопирит, пирротин, марказит, арсенопирит	Кварц, кальцит	Барит, хлорит, серицит

Эти минералы содержатся практически во всех месторождениях свинца и цинка вне зависимости от генетического типа вмещающих пород и возраста. В определенной связи с этими признаками находятся количественные соотношения минералов, характер и интенсивность окolorудных изменений и некоторые второстепенные черты. Более непостоянен состав элементов-примесей в различных формациях и генетических типах, вхождение которых в минералы зависит как от источника, так и от условий рудоотложения: температуры, величин рН и Eh и других. Основными элементами-примесями руд являются кадмий, серебро, висмут, галлий, индий, кобальт, часты сурьма и молибден. Наибольшее количество примесей обнаруживается в относительно высокотемпературных полиметаллических жилах, наименьшее — на стратифицированных рудопроявлениях. Для свинцово-цинковых месторождений постоянен порядок отложения минеральных ассоциаций (табл. 9).

Отмечаемая однотипность вещественного состава руд и стадийности минералообразования не зависит на Большом Кавказе от возраста месторождения, пространственного положения, состава вмещающих пород и структуры. Иными словами, неустанавливается существенного влияния внешних причин на характер оруденения и его стадийность. Изменение состава рудоносных растворов во времени обусловлено, по-видимому, преобразованиями рудогенерирующего источника. Эта однотипность характерна для месторождений как геосинклинального, так и орогенного этапов.

Судя по результатам изменения состава гидротерм, зафиксированного в минеральных парагенезисах, в начальный период отделения растворов выносятся большие количества кремнезема, а также железа (?) и мышьяка. Вторая фаза качественно резко

Стадии формирования кварц-полиметаллических месторождений

Стадия	Минеральная ассоциация	Минералы			Элементы			Промышленная значимость стадии
		основные	второстепенные	редкие	основные	второстепенные	редкие	
I	Пирит-кварцевая	Кварц (серый), пирит, серицит	Арсенопирит, хлорит	Альбит, касситерит, молибденит	Si, Fe, S	As	Sn, Mo	Не имеет
II	Кварц-карбонат-сульфидная	Кварц (молочно-белый), сфалерит, галенит, пирит, халькопирит	Карбонаты, серицит, пирротин, марказит, мельниковит, магнетит, висмутин, серебро	Блеклые руды, висмут самородный, мышьяк самородный	Si, Ca, Fe, S, Zn, Pb, Cu, Cd, Bi, In, Ag	As, Sn, Sb		Слагает 80—90% руд
III	Сульфидно-карбонатная	Карбонаты	Галенит, халькопирит, пирит, клейофан, кварц (друзовый), хлорит	Барит, дикцит, реальгар, аурипигмент	Ca, Fe	Si, S, Pb, Zn	Cu, Ba	Малая

отличается от первой. По-видимому, разделяющее их время было достаточным для существенных преобразований в рудогенерирующем источнике. Когда вновь возникла возможность продвижения гидротермальных растворов, что могло быть связано с тектоническими причинами, они оказались отличными от растворов первой фазы и кроме кремнезема и железа содержали свинец, цинк, медь и другие элементы.

Вторая фаза (стадия) оруденения в смысле однообразия растворов не была столь постоянна как первая. Если в первую фазу и в начале и в конце отлагались кварц, пирит и арсенопирит, то в течение второй происходила эволюция растворов: в начале характерно выделение кварца с широким спектром сульфидов, а в конце — из жильных минералов образуется в основном карбонат, а из сульфидов — галенит, сопровождаемый халькопиритом. Завершающая стадия формирования кварц-полиметаллических месторождений, как правило, безрудная (кварц-карбонатная, карбонатная, диксит-карбонатная).

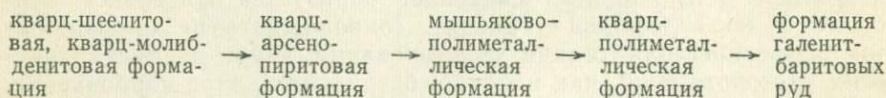
Подобная закономерная смена процессов минералообразования, наблюдаемая на большинстве кварц-полиметаллических месторождений Большого Кавказа, позволяет выделить три основные стадии формирования (см. табл. 9). В силу локальных причин иногда проявляются дополнительные стадии, такие как барит-мышьяковая (Эльбрус), барит-карбонатная (Холст), диксит-карбонатная (Гули) и т. п. В образовании промышленных руд они не играют роли.

Как показывают наблюдения, промышленная ценность месторождения, кроме прочих причин, связана с полнотой развития основных стадий минералообразования. На Северном Кавказе на всех значительных месторождениях достаточно полно проявляются все основные стадии. Иными словами, для образования значительного скопления гидротермальных магматогенных полиметаллических руд, кроме структурных и прочих факторов, необходимо, чтобы процесс эволюции рудогенерирующего источника, зафиксированный в стадийности, протекал по «полной» схеме, предположительное направление которой дано выше. К сказанному необходимо добавить замечание В. И. Смирнова о том, что эта закономерность, хотя и верна в прямом значении, но не соблюдается в обратном.

Так, на крупных месторождениях действительно гидротермальный процесс представлен всеми стадиями, но не все объекты, где эти стадии проявились, являются крупными.

Между формациями месторождений свинца, цинка, мышьяка и других металлов на основании сходства и постепенного изменения минерального состава и условий рудообразования устанавливается связь, дающая возможность сгруппировать их в ряды. Несмотря на рассмотренную выше однотипность источника растворов, несших компоненты свинцово-цинковых руд, оказывается, что ряды, включающие орогенные и геосинклинальные формации, различны. Характер ряда и межформационных связей в нем

указывают на время образования месторождений относительно основных стадий развития подвижного пояса и положение рудогенерирующего очага. Связь свинцово-цинковых месторождений герцинского возраста устанавливает родство кварц-полиметаллической формации с мышьяково-полиметаллической. Мышьяково-полиметаллическая формация имеет постепенные переходы с кварц-арсенопиритовой, а последняя родственна с кварц-молибденитовой и кварц-шеелитовой. Т.е. намечается четкая ветвь развития рудного процесса, уходящая корнями в гранитообразование, и, следовательно, выявляется принадлежность этих рудных формаций к орогенным. Указанные взаимоотношения могут быть изображены так:



Вторая цепь рудных формаций, куда входит и кварц-полиметаллическая, это цепь позднегеосинклинальных образований. В Приводораздельной зоне кварц-полиметаллические месторождения имеют постепенные переходы с медно-пирротиновыми. Эти две рудные формации очень часто накладываются на другую, образуя специфичные руды и не случайно, классифицируя полиметаллические месторождения Кавказа, Ш. А. Азизбеков и др. (Геология свинцово-цинковых месторождений..., 1962) выделяли среди них свинцово-цинково-медно-пирротиновый тип. В свою очередь завершающее этот процесс медно-пирротиновое оруденение на ряде рудопоявлений Северо-Западного Кавказа (Куд, Виктория) тесно ассоциирует со скарнами, генетически связанными с позднегеосинклинальными габброидами и их производными.

Изотопный состав серы, входящий в сульфиды, оказывается не одинаков для орогенных и геосинклинальных месторождений. Это также подтверждает их различие. Между мезозойскими и палеозойскими эндогенными месторождениями свинца и цинка имеется четкое различие. Это впервые установлено автором (Черницын, 1971) и подтверждено дальнейшими исследованиями — многочисленными изотопными анализами.

Сера герцинских месторождений обогащена легким изотопом и эта закономерность выдержана для всех изученных объектов (Эльбрус, Тызыльское, Чочу-Кулака, Учкуланское, Азгек). Значение отношений S^{32}/S^{34} колеблется здесь от 22,236 до 22,426. В рудах мезозойских месторождений (Садон, Згид, Хаником, Куруш, Стуризда, Холст, Кион, Архон, Тубинское, Пхия, Макера и др.) тяжелого изотопа по сравнению с палеозойскими больше, колебания отношения S^{32}/S^{34} ограничиваются интервалом от 22,084 до 22,264 и среднее значение более приближено к метеоритному стандарту 22,22. В особую группу выделяют молодые низкотемпературные месторождения (Квайса, Паро), где отношение S^{32}/S^{34} в сульфидах колеблется от 21,797 до 22,110. Сера сульфидов стра-

тифицированных рудопроявлений свинца и цинка на Большом Кавказе во всех изученных случаях оказалась обогащена тяжелым изотопом; отношение S^{32}/S^{34} колеблется здесь от 22,041 до 22,1.

Таким образом, наименее дифференцирована сера сульфидов мезозойских отложений, образовавшихся в позднегеосинклинальную стадию киммерийского цикла, парагенетически связанных с основными изверженными породами и имеющих, по-видимому, глубинный источник. Сера орогенных герцинских месторождений обогащена легким изотопом и, возможно, является продуктом дифференциации, происшедшей в гранитном и осадочном слое. Сера стратифицированных рудопроявлений, видимо, прошла гипергенный цикл, а молодые наиболее низкотемпературные, залегающие в осадочных толщах, руды, удаленные от источников месторождений, заимствовали серу из вмещающих пород.

Геологические факторы контроля свинцово-цинкового оруденения

Магматические факторы. 1. Для тех месторождений цинка, где он не образует парагенетических ассоциаций со свинцом, а мигрирует с медью, действительны те факторы контроля и связи, которые установлены для медноколчеданных месторождений.

2. Комплексные орогенные свинцово-цинковые месторождения имеют парагенетическую связь с гранитами и, в частности, их жильными производными гранит-порфирами, которые несут высокие содержания свинца и цинка. Об этом же говорит и рассмотренное выше соотношение ряда рудных формаций молибдена, свинца и цинка, вольфрама и мышьяка.

3. Менее определенно на Северном Кавказе связывается с магматизмом среднеюрское полиметаллическое оруденение. Укажем следующие критерии такой связи:

а) области развития оруденения совпадают с площадями развития даек нижне-среднеюрских диабазов;

б) диабазы, кварцевые диориты, альбитофиры (Садон) и редко встречающиеся гранитоиды — дифференциаты базальтоидной магмы (бассейн Ахтычай, Дагестан) являются по отношению к полиметаллическим жилам дорудными;

в) наиболее интенсивно оруденение там, где проявился нижнеюрский вулканизм среднего состава (Садонский район);

г) штоки субэффузивных байосских кератофилов (Восточная Балкария) содержат сингенетичную вкрапленность галенита.

Кроме того, на родство средних и кислых дифференциатов основного магматизма с полиметаллическим оруденением указывает связь кварц-полиметаллической рудной формации (ее киммерийских представителей) с медно-пирротиновой, которая часто встречается совместно со скарнами (Северо-Западный Кавказ) генетически связанными с диоритами юрского возраста.

Таблица 10

Структурная позиция полиметаллического оруденения

Месторождения	Региональная тектоническая позиция	Структуры, определяющие положение месторождения	Структуры, вмещающие рудные тела
Тызыльское	Окраинная часть антиклинального блока северо-западного простирания	Субмеридиональные разломы и антиклиналь, поперечные региональной структуре	Субмеридиональные разломы и сопровождающие их зоны смятия
Чочу-Кулак	Окраинная часть антиклинального блока северо-западного простирания	Антиклиналь северо-западного простирания и поперечные ей разломы	То же
Башлинское	Внутренняя часть Балкарского поднятия	Серия сближенных разломов, поперечных оси Балкарского поднятия	Разломы северо-восточного простирания
Садон	Садоно-Унальская антиклиналь — погружение горст-антиклинория Бокового хребта	Серия разломов поперечных Садоно-Унальской антиклинали	Разломы и сопровождающие их зоны смятия
Холст	Южная приграничная часть Садоно-Унальской антиклинали	Серия разломов северо-восточного простирания, ответвляющихся от нарушения, ограничивающего Садоно-Унальскую антиклиналь	Крупные трещины отрыва
Хаником	Продолжение Садоно-Унальской антиклинали	Кососекущие антиклиналь разломы северо-западного простирания	Зоны перемятых аргиллитов
Гули	Зона, разграничивающая многоэпизодическую синклиналь и эпигеосинклиналь юрского времени	Серия кулисообразных разломов субмеридионального простирания	Трещины отрыва и зоны смятия в аргиллитах
Хал	Горстообразная структура общекавказского простирания	Сочетание складок северо-западного простирания с мелкими субширотными разломами	Зоны дробления северо-восточного простирания
Фаснал	Краевая часть горст-антиклинория Бокового хребта	Серия разломов, секущих куполовидную структуру	Кулисообразные зоны брекчирования и серии трещин

Месторождения	Региональная тектоническая позиция	Структуры, определяющие положение месторождения	Структуры, вмещающие рудные тела
Казатхox	Южная окраина горста Бокового хребта на границе с юрской депрессией	Субмеридиональный разлом, поперечный Казатхoxской антиклинали	Сближенные кулисообразные зоны смятия субмеридионального простирания
Тубинское	Горст-антиклинальное поднятие общекавказского простирания	Серия разломов поперечных горст-антиклинали	Трещины северо-восточного простирания

4. Взаимоотношения неогенового оруденения с магматизмом устанавливаются либо чисто пространственные (рудопоявление Джунгусу в липаритах), либо через связь с другими рудными формациями, которые увязываются с гранитоидами (Тырнауз). Эти взаимоотношения дают возможность предполагать парагенетическую связь.

Структурный контроль. 1. Палеозойские, позднеорогенные месторождения кварц-полиметаллической рудной формации (Эльбрус, Тызыльское, Чочу-Кулак и др.) контролируются крупными разломами, ограничивающими Бечасынскую антиклинальную зону. Периферические части геоантиклинали, ее граничные зоны с палеозойскими и допалеозойскими прогибами (Передовым хребтом и Хасаутской зоной) осложнены рядом разломов северо-западного простирания, которые вместе с поперечными им трещинами контролируют размещение рудных полей и месторождений (табл. 10).

2. Мезозойские (предбайосские) позднегеосинклинальные свинцово-цинковые месторождения (Куруш, Хал, Гули, Хаником, Садон, Фаснал, Уруштен, Макера, Пхия, Тубинское, верховья р. Белой), образующие Северо-Кавказский полиметаллический пояс, приурочены к периферической части ниже-среднеюрского прогиба, имеющей жесткий сиалический субстрат. В пределах пояса положение рудных полей определяется разломами и антиклинальными поднятиями северо-западного простирания, типа Садоно-Унальской антиклинали. Важную роль в размещении полиметаллических рудных зон и рудных полей играют на Большом Кавказе разломы субширотного и северо-западного простирания, ограничивающие так называемые юрские депрессии — Штулу-Харесскую в Горной Осетии, Северную в Балкарии. Домбай-Ульгенскую в Центральном Кавказе и Архызско-Клычскую в бассейнах Архыза, Большой и Малой Лабы. Эти депрессии представляют собой грабены, заполненные юрскими породами. По нашему мнению, их формирование относится к предкелловейскому времени, так как нигде в подобных депрессиях не отмечено пород моложе, чем среднеюрские.

К разломам, ограничивающим депрессию, тяготеют группы (зоны) полиметаллических месторождений. Это наблюдается в Садон-Фаснал-Казатхохском районе, в бассейнах Пхии, Псыша, Софии, Макеры, Джиловчата, Хагеги, Пшиша, Малчепе, Кише и в других районах. Большинство месторождений и рудопроявлений локализируются либо в разломах, входящих в системы нарушений, ограничивающих депрессию, либо в окружающих депрессию древних породах. Небольшая часть рудопроявлений залегает в юрских породах в самой депрессии. Ориентировка рудных жил, располагающихся вблизи разлома, ограничивающего депрессию, обычно параллельна этому разлому. Если они удалены от границы депрессии, ориентировка их более разнообразна. Некоторое увеличение количества рудных объектов намечается там, где депрессию окружают гранитоиды. Роль депрессий в структурном контроле мезозойского полиметаллического оруденения несомненна. Мы предполагаем, что можно рассматривать депрессию как пластины осадочных водосодержащих толщ, опущенные наподобие пластин электрода в глубокие зоны земной коры,— в зоны палингенеза. Они могли активизировать магматические и метаморфические процессы, а также мобилизацию и отделение рудоносных растворов.

3. Неогеновые рудопроявления свинца и цинка сформировались в тектонических условиях, подобных существовавшим при образовании верхнепалеозойского полиметаллического оруденения — при воздымании антиклинальной зоны Главного хребта, в ее периферической ослабленной части.

Закономерностью структурно-тектонического плана, общей для месторождений всех возрастов, является размещение полиметаллического оруденения в антиклинальных блоках, обрамляющих мобильные прогибы. В герцинском цикле в позднем карбоне и перми подобным блоком являлась Бечасынская зона. В киммерийскую эпоху относительно устойчивой, обрамляющей Приводораздельную зону активного прогибания и вулканизма, была область размещения полиметаллического пояса, расположенная на южной окраине герцинского жесткого блока. В этих зонах контрастно проявлялись разнонаправленные движения, что приводило к их интенсивному дроблению и делало проницаемыми для гидротермальных растворов. Для киммерийского оруденения определенную роль играют поперечные разломы, ограничивающие с востока и запада выходы палеозойского ядра, на что указывал Л. П. Харчук. В этих участках (междуречья Фиагдон—Урух и Малая Лаба—Белая) сконцентрировано большинство месторождений.

Важным элементом контроля киммерийского оруденения являются и структурные этажи. Рудные жилы не распространяются в верхнеюрский—нижнемеловой этаж. Оруденение локализовано в нижне-среднеюрском и домезозойских этажах. Наиболее благоприятна для свинцово-цинкового киммерийского оруденения зона контакта палеозойского (жесткого) и нижне-среднеюрского (пластичный экран) этажей. Этим (кроме других факторов) объясняется концентрация свинцово-цинковых месторождений у юго-во-

сточного (Горная Осетия) и северо-западного (бассейн Уруштена и Белой) погружений кристаллического ядра Большого Кавказа.

Наличие структур не единственное условие, определяющее возможность отложения руд. Этот пассивный потенциально благоприятный фактор реализуется лишь в том случае, если рассматриваемая часть разреза совмещается с рудоносным интервалом — интервалом разреза по вертикали, где в момент отделения рудоносных растворов существовали такие физико-химические условия, при которых возможно рудоотложение. Эмпирически определенная нами (В. Б. Черницын, 1962 г.) протяженность рудоносного интервала в Осетии для киммерийского свинцово-цинкового оруденения составила 2500—3000 м; причем самые верхние части жил формировались на глубине 700—1000 м от поверхности земли.

Литологический контроль. Месторождения свинца и цинка локализуются на Северном Кавказе в различных осадочных, метаморфических и магматических породах. Собственно литологический контроль как приуроченность наиболее богатого оруденения к какой-либо породе, на Северном Кавказе для гидротермального оруденения практически не проявлялся. Породы благоприятны для оруденения лишь в связи с различием проявляющихся в них деформаций. По этому признаку выделяются две группы: 1) наиболее хрупкие — гранитоиды, кристаллические сланцы, эффузивы, в которых образуются четкие крупные трещины и где локализованы наиболее значительные месторождения (Садон, Згид, Холст и др.), и 2) пластичные породы, менее благоприятные для образования крупных рудолокализирующих нарушений — слоистые толщи алевролитов, аргиллитов, где рудовмещающие структуры представляют собой сеть мелких жил, образующих бедные рудные тела (Хаником, Кадат, Гули и др.). При переходе рудоносных трещин из первых во вторые оруденение затухает.

Литолого-стратиграфический контроль в обычном смысле имеет место на стратифицированных юрских рудопроявлениях свинца и цинка. Благоприятны для образования рудных залежей (горизонтов) маломощные, формировавшиеся в лагуне песчаники с карбонатным (доломитовым) цементом (Подгорное, Джегута). Другим типом пород, при образовании которых накапливались свинец и цинк, можно считать, лагунные косослоистые песчаники с присутствием в цементе карбонатов и органического вещества (Тала-су, Соловьевское).

Выводы

Суммируя сведения о свинцово-цинковом оруденении на Большом Кавказе, можно сделать следующие выводы.

1. Свинец и цинк являются типоморфными для Кавказа металлами.

2. В истории развития Кавказа свинец и цинк неоднократно выносились в верхние части земной коры с образованием месторождений. Наиболее значительными подобными периодами были

среднепалеозойский, позднепалеозойский, ранне-среднеюрский и позднеэоценовый.

3. Среди месторождений свинца и цинка выделяются две группы, образовавшиеся в позднегеосинклинальные и в позднеорогенные стадии развития. Первые имеют отдаленную парагенетическую связь с геосинклинальной основной магмой, в первую очередь со средними и кислыми ее дифференциатами, вторые — с поздними гранитоидами собственно орогенных фаз развития геосинклинали.

4. Выделение и перенос свинца и цинка не всегда происходили одновременно. При образовании месторождения в позднегеосинклинальную стадию пути миграции этих металлов были различны. Цинк вместе с медью выделялся значительно ранее свинца, вынос которого и отложение происходили только после первых фаз складкообразования. При образовании месторождений в позднеорогенную стадию в связи с гранитоидным магматизмом отделение, перенос и отложение свинца и цинка практически синхронны.

5. Наиболее благоприятны для локализации свинцово-цинкового оруденения на Большом Кавказе антиклинальные зоны, активно воздымавшиеся в период орогенеза, а также относительно устойчивые периферические участки геосинклинали. В их пределах оруденение тяготеет к крупным разломам северо-западного и субширотного простирания.

2. МЕДЬ

Типоморфизм меди для Большого Кавказа выражен весьма отчетливо. В значительной мере это объясняется тем, что геосинклинальные этапы тектонических циклов, при которых формировалась данная металлогеническая провинция, проявлялись здесь достаточно полно. В. И. Смирнов (1962) отнес Большой Кавказ к геосинклиналям типа *B*, характеризующимся интенсивным вулканизмом основного состава и сопутствующим ему оруденением ранней стадии.

Медь на Кавказе широко распространена как в форме самостоятельных месторождений, так и в виде примесей в рудах других металлов и в породах, что позволяет классифицировать его как меденосную провинцию со значительными запасами меди, обладающую потенциальными возможностями их увеличения. Здесь известно несколько эксплуатирующихся объектов и сотни перспективных рудопроявлений. Основную ценность представляют колчеданные месторождения. Некоторое количество запасов меди заключено в колчеданно-полиметаллических месторождениях. Несомненный интерес представляют пермские медистые сланцы.

Медь в горных породах и рудах других металлов

Распространенность меди в породах Большого Кавказа иллюстрируется табл. 11

Таблица 11

Содержание меди в породах. По данным Г. А. Михеева, Е. Е. Милановского, В. Б. Черныцына

Породы, регион	Возраст	Число проб	Среднее содержание, %
Кристаллические сланцы; бассейн Чегема	Докембрий, чегемская свита	111	0,001—0,05
Кристаллические сланцы; бассейн Чегема	Докембрий, аманчатская свита	101	0,001—0,05
Филлиты; Передовой хребет	Девон, бахмуткинская свита	50	0,0049
Песчаники, аргиллиты; Передовой хребет	Юра	57	Следы—0,005
Известняки; Передовой хребет	”	43	0,001—0,005
Спилиты; Передовой хребет	Девон, кизилкольская свита	50	0,0051
Порфириты; Передовой хребет	То же	50	0,0051
Туфы; Передовой хребет	Карбон, картджуртская свита	50	0,0058
Спилиты; Дагестан	Юра	12	0,007
Диабазы, диабазовые порфириты; Дагестан	”	10	0,005
Сerpентиниты; Беден	Нижний палеозой		0,007
Сerpентиниты; Архыз	Верхний палеозой		0,002
Сerpентиниты; Чегем		20	Следы—0,005
Габбро; Архыз	Карбон	22	0,004
Габбро; Дагестан	Юра	40	0,005
Диориты; Архыз	Карбон	16	0,0087
Диориты; Главный хребет (Чилик, Загедан)	Верхний палеозой	64	0,0009
Плагииграниты; Архыз	Карбон	13	0,002
Плагииграниты; Главный хребет	Палеозой	85	0,001
Граниты Уллукам; Главный хребет	Верхний палеозой	50	0,003
Гранит малкинский; бассейн Малки	То же	76	0,003
Липариты; бассейн Чегема	Неоген	53	0,001—0,005

Приведенные цифры свидетельствуют о максимальном содержании меди в вулканогенных образованиях ранних стадий и постепенном ее уменьшении по мере перехода от основных пород к кислым. Сравнение с кларками показывает, что некоторые основные породы имеют пониженные содержания, в то время как граниты несут повышенные против кларка количества.

На Большом Кавказе медь присутствует в эндогенных месторождениях свинца и цинка, мышьяка, ртути и сурьмы, вольфрама и молибдена. В основном она отмечается в минеральной форме в количествах, позволяющих отделять ее при обогащении. Минералы меди встречаются на свинцово-цинковых и скарновых вольфрам-молибденовых месторождениях. Небольшие, но постоянные их количества обнаруживаются в жилах кварц-полевошпатового с шеелитом состава типа Кти-Теберды и в кварц-арсенопиритовых и мышьяково-полиметаллических образованиях. Иногда халькопирит встречается в ртутных и сурьяно-ртутно-мышьяковых месторождениях (табл. 12).

Т а б л и ц а 12

Распространенность минералов меди в рудных формациях

Рудная формация	Число изученных объектов	Число объектов с халькопиритом и др. минералами меди
Кварц-арсенопиритовая	47	28
Мышьяково-полиметаллическая	46	40
Кварц-вольфрамитовая	15	4
Кварц-шеелитовая	17	7
Кварц-молибденитовая	74	21
Кварц-полиметаллическая	500	276
Барит-галенитовая	24	13
Ртутная и сурьяно-ртутно-мышьяковая	70	22
Кварц-антимонитовая	20	3
Ферберит-антимонитовая	7	3
Реальгар-аурипигментовая	14	—

Несмотря на то что изученность ученных объектов неравномерна, приводимые сведения отражают общую картину ассоциации минералов меди с другими парагенезисами. Минералы меди более широко распространены в месторождениях других металлов, чем другие рудные минералы.

Время и условия образования месторождений

Важным признаком, определяющим медь как типоморфный металл Большого Кавказа, является многократная повторяемость процессов образования ее месторождений и рудопроявлений. Медное оруденение имеет здесь среднедевонский, раннекарбонный, пермо-карбонный и раннеюрский возраст. Предполагается существование неогеновых и докембрийских рудопроявлений.

В среднем девоне медные месторождения формировались в активно погружавшемся эвгеосинклинальном прогибе Передового хребта (см. рис. 3), в пределах которого происходил интенсивный вулканизм и была накоплена многокилометровая толща основных, реже средних и кислых эффузивов. В парагенетической связи с эффузивами спилит-дацитовый (Худесское) и базальт-риолитовой (Урупское) формаций находятся медноколчеданные месторождения. В раннем карбоне после фаз складчатости и относительной консолидации упомянутого прогиба произошла активизация его южной части, прилегающей к Пшекиш-Тырныаузскому глубинному разлому. В этом вторичном прогибе вновь проявляется вулканизм, но уже в основном субинтрузивного характера и вновь формируются, хотя и не так интенсивно, медные руды.

Следующим этапом проявления медного оруденения был период воздымания Большого Кавказа и формирования гранитоидных интрузий (средний карбон—пермь), когда образовались незначительные кварц-халькопиритовые жилы. В Главном хребте они залегают в гранитах и кристаллических сланцах и, по-видимому, связаны с первыми. В зонах, которые перед этим периодом являлись прогибами (Передовой хребет), также встречаются мелкие кварц-халькопиритовые рудопроявления.

На границе карбона и перми и в перми формировались осадочные и эксгальационно-осадочные рудопроявления меди. В межгорных прогибах, где они обнаружены в Передовом хребте, в прогибе на юге Горной Осетии проявлялся субсеквентный магматизм среднего и кислого состава. Масштабы его незначительны, горизонты вулканогенных пород чередуются с терригенными и карбонатными отложениями. В лагунных осадках в западной части Передового хребта и в Горной Осетии по р. Бад, по-видимому, в связи с вулканогенными эманациями накапливаются осадочные, эксгальационно-осадочные стратифицированные руды.

Четвертым этапом формирования медных руд на Большом Кавказе является ранне-среднеюрское время. Продуктивные относительно медного оруденения процессы происходят в Приводораздельной зоне — узком терригенно-вулканогенном прогибе, протягивающемся вдоль осевой части Главного хребта от бассейна р. Самур на востоке до р. Шахе на западе, в котором накопилась многокилометровая толща аспидной формации. В ее разрезе присутствуют верхнелейасовые и ааленские слабо дифференцированные эффузивы спилит-диабазовой формации, слагающие незначительный процент ее мощности. Территориально и во времени с вулканическими породами связаны колчеданно-полиметаллические с медью, а также медно-пирротиновые месторождения. Многочисленность рудопроявлений меди, известных в Приводораздельной зоне, показывает, что процесс выноса этого металла был здесь интенсивным.

Кроме перечисленных этапов становления медного оруденения возможно и докембрийское медное оруденение в связи с вулканизмом основного состава (Хетагуров, Черницын, 1974).

Характеристика рудных формаций (Cu)

Генетический тип	Рудная формация	Стадия и эпохи рудообразования	Тип сектора геосинклинали, где формировалось оруденение	Ведущий и второстепенный металл	Связь с магматизмом	Промышленная ценность	Примеры
Скарны	Скарны с медно-цинковым с пирротинном оруденением	Позднегеосинклиальная, киммерийская	Зоны сочленения рва и периферич. частей геосинклинали	Цинк, медь	Генетическая с диоритами габбро-плагиогранитной формации	Не выяснена	Куд, Водораздельное
		Орогенная, герцинская	Внутренние поднятия геосинклинали	Медь	Пространственная с гранитоидами	Не выяснена	Богдан-Кол
Гидротермальный	Медно-пирротиновая	Позднегеосинклиальная, киммерийская	Эвгеосинклиаль	Медь, цинк	Парагенетическая с дайками и силлами диабазов	Большая	Кизил-Дере, Бурон
	Кварц-халькопиритовая	Позднеорогенная, герцинская	Эвгеосинклиаль	Медь	Парагенетическая с основным магматизмом	Не имеют	Волковская, Джерахское
		Орогенная, альпийская	Внутреннее поднятие геосинклинали	Медь, молибден	Парагенетическая с кислыми интрузиями	Не выяснена	Бурстаранта
Гидротермально-осадочный	Медноколчеданная	Раннегеосинклиальная, герцинская	Эвгеосинклиаль	Медь, цинк	Парагенетическая с основными и кислыми эффузивами	Большая	Урупское-Бескесское
Осадочный	Медистых песчаников и сланцев	Позднеорогенная, герцинская	Межгорная впадина	Медь	—	Не выяснена	

Приведенные сведения об условиях становления медного оруденения, его связи с магматизмом, о распространенности меди в горных породах и изотопные анализы серы (Скрипченко, 1966) дают основание считать, что для большинства месторождений меди Кавказа источником металла являются глубинные части земной коры, давшие и основные эффузивы.

Медь медистых песчаников связана с разрушавшимися основными эффузивами и медными месторождениями, а также с вулканической деятельностью.

Генетические типы и рудные формации

Среди месторождений меди на Северном Кавказе выделяется четыре генетических типа: скарновый, гидротермальный, гидротермально-осадочный и осадочный, которые объединяют пять рудных формаций (табл. 13). Ведущими формациями как по практическому значению, так и по количеству месторождений являются медноколчеданная и медно-пирротиновая.

а. Гидротермально-осадочный тип

К медноколчеданной формации относятся самые крупные в этом регионе медные месторождения, а также значительное число рудопроявлений. По представлениям В. И. Смирнова, Н. С. Скрипченко, Т. Я. Гончаровой, их образование происходило путем садки в придонной части бассейна сульфидов, компоненты которых приносились просачивающимися в дно гидротермальными растворами, путем метасоматического отложения руд в еще не диагенезированном осадке, а также обычным путем образования жил и прожилков сульфидных руд в уплотнившихся отложениях.

Гидротермальные процессы могли накладываться и на уже сформированные тем или иным способом сульфидные тела. Если судить по соотношениям минеральных ассоциаций в медноколчеданных рудах, характер поступавших растворов был относительно постоянен, и на таких месторождениях не удается наметить стадийности. Скорее всего это связано с тем, что эндогенный рудный очаг не менялся во времени, т. е. его дифференциация была ранней и одноактной.

Медноколчеданные руды образовывались на ранней стадии развития вулканогенных прогибов Кавказа: до складчатости и внедрения даек в герцинскую металлогеническую эпоху в среднем девоне, раннем карбоне в Передовом хребте, а также в киммерийскую эпоху в ранней — средней юре в Приводораздельной зоне.

Условия становления месторождений, их связь с магматизмом, минералого-геохимические особенности и другие характеристики рассмотрим при описании зоны Передового хребта — области максимального их распространения. В ее пределах располагаются характерные для формации месторождения (Урупское, Худеское, Бескесское, Быковское и др.). Они локализованы в нижнем

герцинском этаже, сохранившемся на Северном Кавказе только в пределах синклинали Передового хребта. Южная граница этой структуры совпадает с Пшекиш-Тырныузской зоной разломов, а северная трассируется вдоль Северного сброса. Вмещающие оруденение среднедевонские и нижнекарбонные толщи сложены осадочными и вулканогенными породами общей мощностью до 7 км. Снизу вверх эта толща расчленяется на свиты: бахмуткинскую терригенную, сложенную алевrolитами, песчаниками, конгломератами; кизилкольскую лавовую; картджуртскую туфогенно-осадочную; пастуховскую сланцево-известняковую и кольтюбинскую терригенную с горизонтами вулканогенных пород и известняков.

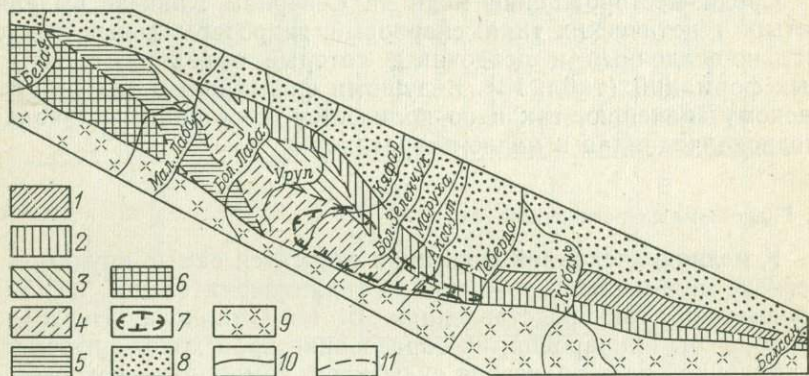


Рис. 13. Схема размещения подзон Передового хребта. По С. В. Савину и В. И. Буадзе.

Структурно-фациальные подзоны: 1 — Картджуртская, 2 — Урупо-Кубанская, 3 — Бескесско-Марухская, 4 — Уруштено-Ацгаринская, 5 — Блыбская, 6 — Бамбакская, 7 — Марух-Зеленчукская; 8 — мезозойские отложения; 9 — граниты и кристаллические сланцы Главного хребта; 10 — границы тектонической зоны Передового хребта; 11 — границы структурно-фациальных подзон

По характеру вулканизма, различию петрохимии пород, фациальному составу и мощностям в зоне Передового хребта Н. А. Савченко (Колчеданные месторождения..., 1974) выделены пять кулисообразно расположенных (с востока на запад) структурно-формационных подзон: Картджуртская (Худеская), Урупо-Кубанская, Бескесско-Марухская, Марух-Зеленчукская и Уруштено-Ацгаринская (рис. 13), отличающиеся кроме общегеологических признаков и насыщенностью месторождениями медноколчеданной формации.

В пределах Картджуртской (Худеской) подзоны бахмуткинская свита, залегающая в видимом основании разреза и имеющая мощность 2500—3000 м, перекрывается кизилкольской свитой эффузивных и пирокластических пород ряда базальт-плагиолипарит. Выше расположена картджуртская терригенно-туфовая толща. В разломах, ограничивающих и секущих зону, отмечены тела серпентинитов, диоритов, гранит-порфиров. Породы зоны слагают

падающую к югу моноклиналь, являющуюся северным крылом среднепалеозойского синклиория. Вулканическая деятельность проявилась в подзоне трижды: в среднем и начале верхнего девона, на границе нижнего и среднего карбона и в мезозое.

Среднедевонская кизилкольская свита сложена комплексом пород от базальтов до липаритов, объединяемых в спилитовую и андезит-дацитовую ассоциации (Скрипченко, 1966), а также пирокластическими образованиями. В кизилкольской свите широко распространены субвулканические аналоги эффузивов: дайки, силлы и штоки диабазов, андезито-дацитов и дацитов, кварцевых альбитофигов. Здесь обнаружены досреднекарбоновые ультрабазиты, габбро и граниты:

По данным Н. А. Савченко, в девонском магматическом комплексе зоны присутствуют: лавы основного состава (31%), лавы и субвулканические породы андезито-дацитового состава (44,5%), кварцевые альбитофиры (4,5%), основные туфы (1%), туфы среднего и кислого состава (18%).

Состав вулканогенных толщ в разных участках подзоны неоднороден, что, по-видимому, связано с тектонической неоднородностью прогиба. Слабодифференцированная толща лав андезито-базальтового состава наблюдается в разрезах по долинам Маруха, Даута, Кубани, где более 65% пород слагают основные эффузивы. К востоку от Кубани до Худеса включительно неоднородность толщи возрастает и местами ведущую роль играют породы среднего состава. Толща постепенно становится дифференцированной от базальта до липарита с преобладанием андезито-дацитов, в ней отмечаются остатки вулканических построек. Установлено, что части геосинклинали, где вулканизм в начале накопления вулканической толщи был особенно интенсивен, представляли собой синвулканические поднятия. В пределах такого поднятия расположено Худесское месторождение.

В восточной части Картджуртской (Худесской) подзоны располагается Худесское медноколчеданное месторождение. Оно залегает в толще спилит-дацитовой формации, где выделены спилитовая и андезито-дацитовая ассоциации лав. Лавы здесь слагают 90% мощности. Основную часть толщи образуют спилиты и вариолиты (70%), которые к западу и востоку сменяются андезитами. Мощность эффузивной толщи на месторождении равна 1500 м, с удалением от месторождения она уменьшается. Толща накапливалась в две фазы. Первая характеризуется преобладанием лавовых излияний, вторая представляет собой процесс частой смены излияний и эксплозивно-осадочной деятельности. Параллельно с накоплением эффузивов внедрялись дайки и силлы диабазов и лампрофигов. Более поздними соскладчатыми являются тела диоритовых порфиритов и ультрабазитов, которые в свою очередь секутся орогенными гранитоидами.

По данным Геохимической партии СКТГУ, во всех перечисленных выше породах медь устойчиво преобладает над цинком при отношении цинка к меди 0,60—0,80 (рис. 14).

Главное рудное тело имеет форму линзы, залегающей согласно с неизменными лавами в спилитовой толще. Форма тел гидротермально измененных пород, прилегающих к рудному телу только с лежащего бока и представленных существенно кварцевой, кварц-серицитовой и кварц-серицит-хлоритовой ассоциациями, подобна

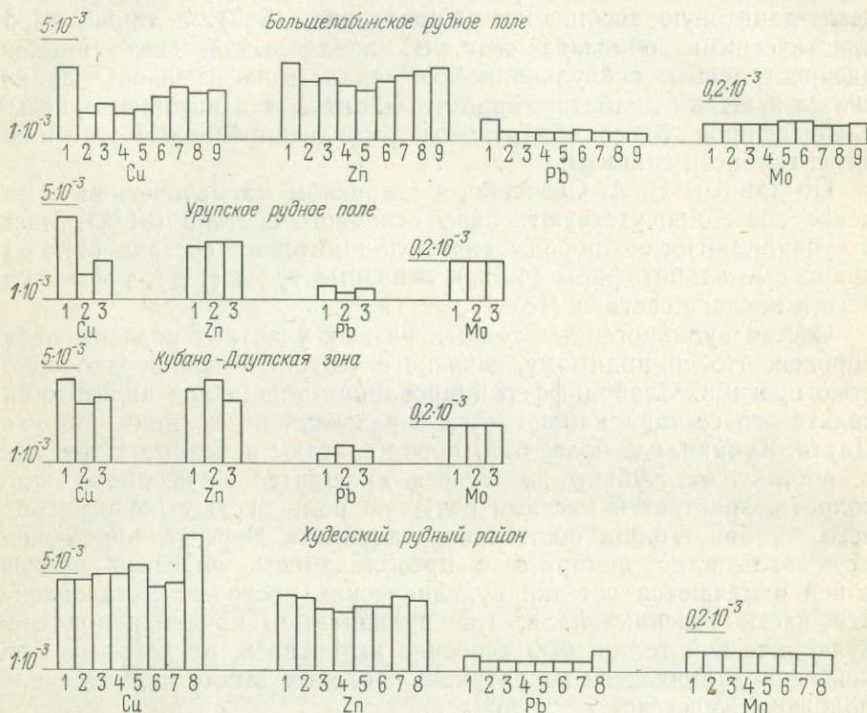


Рис. 14. Диаграммы содержаний металлов в филлитах бахмуткинской и эффузивах кизилкольской свит Передового хребта.

Большелабинское рудное поле: 1 — филлиты; 2 — диабазы нижнего горизонта; 3 — кварцевые альбитофиры нижнего горизонта; 4 — диабазы среднего горизонта; 5 — кварцевые альбитофиры среднего горизонта; 6 — диабазовые порфиры верхнего горизонта; 7 — дацитовые порфиры верхнего горизонта; 8 — диабазы верхнего горизонта; 9 — кварцевые альбитофиры верхнего горизонта. Уральское рудное поле: 1 — филлиты; 2 — кварцевые альбитофиры; 3 — диабазы. Кубано-Даутская зона: 1 — диабазы; 2 — альбитофиры; 3 — кварцевые альбитофиры крупнопорфировые. Худесский рудный район: 1 — филлиты; 2 — порфиры плагиоклазовые хлоритизированные; 3 — порфиры плагиоклазовые гематитизированные; 4 — спилиты; 5 — вариолиты; 6 — порфиры гематитизированные; 7 — порфиры диабазовые; 8 — малахиты, спессартиты

воронке, суживающейся на глубину и имеющей границы, несогласные слоистости (Скрипченко, 1966).

Руды в основном массивные и состоят из дисульфидов железа (90—100%), халькопирита и сфалерита (до 9%), нерудных минералов (1—5%). Ценными компонентами руд являются медь, цинк, сера, серебро, кобальт и др. Главными рудными минералами худесских руд являются пирит, мельниковит-пирит, мельниковит, халькопирит, сфалерит; нерудные, слагающие весьма не-

большой объем, — кварц, кальцит, серицит, хлорит; иногда встречаются борнит, халькозин, самородная медь, марказит, галенит, магнетит, сера, барит.

По соотношению рудных минералов выделяются медистоколчеданные, медисто-цинковисто-колчеданные и серноколчеданные типы руд. Промышленно интересным элементом в них являются медь и цинк. В медисто-цинковистых рудах встречаются незначительные количества галенита. Две другие разновидности руд практически не содержат свинца. И. А. Богуш считает, что медисто-цинковистые руды, занимающие незначительные объемы ($\approx 12\%$), образовались путем наложения гидротермальных растворов на медистоколчеданные руды. Наиболее поздними являются сфалерит-галенит-баритовые прожилки. На месторождении широко распространены руды со скрытокристаллической гелевидной и концентрически-зональной метаколлоидной структурами. Весьма интересны слоистые сульфидно-гематитовые руды, где слои сульфидов чередуются с кремнисто-гематитовыми. Происхождение таких руд сингенетично с породой. В кровле рудного тела в гематитовых породах наблюдаются обломки колчеданной руды. Дайки диабазов и диоритовых порфиритов пересекают массивные рудные тела. Изотопный состав серы сульфидов Худесского месторождения отличается положительным значением ΔS^{34} , весьма узким интервалом колебания S^{32}/S^{34} (22,13—22,18), со средним значением 22,18 для массивных руд.

Для установления парагенетической связи руд и магматических пород Н. С. Скрипченко было изучено распределение рудных элементов в лавах различного состава Худесского месторождения. Оказалось, что по содержанию в лавах они разделяются на две группы: 1) с кобальтом, никелем, медью и хромом и 2) со свинцом, цинком, стронцием. Небольшие количества металлов первой группы отмечаются в спилитах. В андезитовых и дацитовых порфиритах их содержание снижается. Максимальные количества свинца (0,0025%) отмечены в андезитовых порфирах, в спилитах его 0,0018%, в кислых лавах до 0,001%. Цинк в кислых дифференциатах также содержится в значительно меньших количествах, чем в лавах среднего состава.

Суммируя сведения о строении Худесской подзоны и о ее оруденении, можно отметить: 1) относительно малую степень дифференциации магматизма с преобладанием андезито-дацитовых и спилитовых лав; 2) повышенное содержание меди в наиболее основных, а цинка и свинца в средних магматических породах; 3) наиболее активное проявление процессов оруденения в период завершения циклов интенсивного излияния лав; 4) отсутствие в рудообразующих флюидах существенных количеств свинца.

Урупо-Кубанская подзона, где расположены наиболее значительные медно-цинковые месторождения, приурочена к центральной части девонского эвгеосинклинального прогиба. Здесь, по данным Н. А. Савченко, разрез кизилкольской свиты мощностью в 1200 м наиболее дифференцирован. Он сложен лавами основного

и кислого состава, их субвулканическими аналогами и туфами, претерпевшими существенный метаморфизм. По химическому составу они отвечают базальтам, андезито-базальтам и липаритам. Породы андезито-дацитового состава, характерные для Худесской подзоны, здесь очень редки. Основные лавы залегают обычно в низах разреза, а кислые лавы и туфы — в средней и верхней его частях. Колчеданные медно-цинковые месторождения размещаются в верхах лавовых частей разреза, где их перекрывают туфы.

В Урупо-Кубанской зоне выделяются Кубано-Даутский и Урупский районы сосредоточения медноколчеданного оруденения. Первый из них представляет собой приподнятый тектонический блок, сложенный девонскими и нижнекарбовыми вулканогенными и интрузивными породами (рис. 15). Колчеданное оруденение располагается только в девонских эффузивах, слагающих 70—80% разреза. Девонские эффузивы представлены контрастным набором базальтовой и липаритовой серий. Их сопровождают дайки и силлы дацито-липаритовых и липаритовых порфиров и реже диабазов и габбро-диабазов. Девонский комплекс разделяется на лавовую (600 м), пирокласто-лавовую (50—70 м) и осадочно-вулканогенную толщи (до 800 м). Нижнекарбовые вулканические породы представлены диабазами и диабазовыми порфиритами субвулканической фации, а также гипабиссальными интрузиями диоритов, габбро и плагιοгранитов. По данным Геохимической партии СКТГУ, для перечисленных магматических пород характерны определенные содержания металлов (см. рис. 14).

Рудные проявления в Кубано-Даутском районе в большинстве случаев представляют собой линзовидные пластовые залежи серицит-кварцевых, хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов по вулканическим породам кислого и основного состава. Даутское месторождение приурочено к участку максимальной мощности девонских лав, залегая в пирокласто-лавовой толще липаритового и дацито-липаритового состава с пластовыми залежами диабазов. Линзовидные тела цинково-медноколчеданных прожилково-вкрапленных руд, состоящих из пирита, сфалерита, редко теннантита, галенита, аргентита, барита, а также кварца, серицита, хлорита, залегают в стратифицированной зоне хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов. Контакты рудной линзы с перекрывающими ее дацито-липаритовыми порфирами и туффитами четкие, а с кислыми вулканогенами лежащего бока — постепенные. Образование месторождения происходило, по-видимому, из гидротермальных растворов в период накопления лав путем метасоматического замещения кислых эффузивов и их туфов на незначительной глубине.

На западе Урупо-Кубанской подзоны расположен Урупский рудный район, объединяющий несколько значительных месторождений, которые залегают в толще девонских вулканогенных пород мощностью 600—1200 м. На Урупском месторождении низы ее сложены лавами основного и кислого состава (кизилкольская свита), а верхняя часть пирокластами, лавами и вулканогенно-оса-

дочными образованиями. Среди эффузивных пород преобладают диабазы и кварцевые альбитофиры, туфы кислого состава (данные Н. С. Савченко). Вулканизм в Урупском районе отличался резкой контрастностью. Основное количество диабазов расположено в низах разреза, знаменуя «покисление» магматического очага со временем.

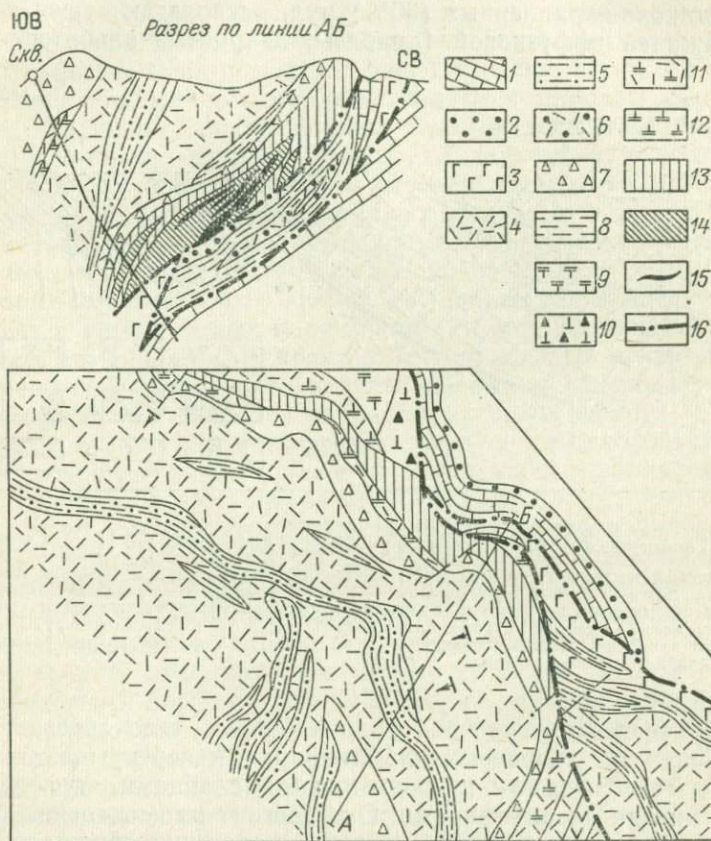


Рис. 15. Геологическая схема Даутского месторождения. По Н. А. Савченко.

Верхний девон, пастуховская свита: 1 — мраморы, 2 — песчаники, алевролиты. Средний девон, картджуртская свита, осадочно-вулканогенная толща (3—15): 3 — туфы базальтового состава, 4 — туфы андезитового и дацитового состава, 5 — переслаивание филлитовидных, глинисто-кремнистых сланцев, туффитов, туфопесчаников, 6 — песчаники, туфопесчаники, 7 — агломератовые туффиты среднего состава, 8 — филлитовидные сланцы, пирокласто-лавовая толща, 9 — туфы липарит-дацитового состава, крупнопорфирные кварцевые альбитофиры, 10 — эффузивные лавобрекчии кислого состава, 11 — туфы кислого состава, литокристалло-кластические, агломерат-псаммитовые, 12 — кварцевые альбитофиры, 13 — серицит-кварцевые метасоматиты с пиритом, 14 — хлорит-кварцевые и серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты с сульфидами, 15 — цинк-медноколчеданные прожилково-вкрапленные руды; 16 — основные тектонические нарушения

По данным Геохимической партии СКТГУ, распределение элементов-примесей в породах рудовмещающей толщи Урупского района характеризуется увеличением содержаний меди, цинка и свинца в более поздних эффузивах как основного, так и кислого

состава. Отличительной чертой пород района является присутствие в них молибдена (см. рис. 14).

Урупское месторождение располагается в южном крыле брахиантиклинали, незначительно осложненном пострудными складками и разрывными нарушениями (рис. 16). Оно представляет собой согласную пластообразную залежь массивных (70%) и прожилково-вкрапленных (30%) руд, располагающуюся на контакте нижней эффузивной (диабазы, кварцевые альбитофиры) и

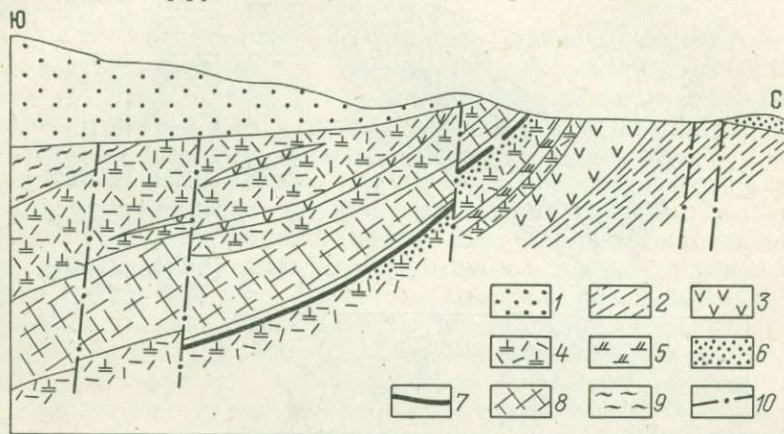


Рис. 16. Геологический разрез через Урупское рудное поле. По Н. С. Скрипченко.

1 — алеволиты, песчаники (нижняя юра); 2 — филлитовидные сланцы (средний девон, бахмуткинская свита); 3 — диабазы (средний—верхний девон); 4 — кварцевые альбитофиры; 5 — андезито-дацитовые порфиристы; 6 — гидротермально-измененные породы с сульфидной минерализацией; 7 — массивные и прожилково-вкрапленные медноколчеданные руды; 8 — туфы смешанного и кислого состава (средний—верхний девон); 9 — филлитовидные сланцы (средний—верхний девон); 10 — разломы

верхней туфогенно-осадочной толщи. Рудное тело залегает непосредственно на кварцевых альбитофирах и перекрывается кремнистыми гематитовыми и хлоритовыми сланцами, туфопесчаниками и иногда альбитофирами. Оно состоит из нескольких согласных линз и пластов серно-, медно-, медно-цинково-колчеданных сплошных, медноколчеданных, медно-свинцово-цинковых кремнисто-колчеданных и прожилково-вкрапленных руд.

В размещении руд и измененных пород месторождения наблюдается зональность: 1) в почве рудного тела располагаются гидротермально-измененные породы и прожилково-вкрапленные руды, 2) выше залегает тело массивных руд, 3) массивные руды в кровле сменяются слоистыми рудами, 4) в кровле залегают гидротермально-неизмененные эффузивно-осадочные породы, разрез которых часто начинается с кремнисто-гематитовых слоев.

В туфах надрудной толщи обнаружены обломки колчеданной руды (Смирнов, Гончарова, 1959), а само рудное тело месторождения рассекается дайками лампрофиров (Смирнов, Гончарова, 1960; Скрипченко, 1966; О. А. Каросанидзе, 1930 г.) Сера колче-

данных руд (Скрипченко, 1966) во всех случаях имеет положительное приращение ΔS^{34} , в среднем 5,7%.

Большинство исследователей генезис Урупского месторождения считают гидротермально-осадочным (Смирнов, Гончарова, 1959; Скрипченко, 1966 и др.), а источником серы и меди глубоинный подкорковый очаг, давший также основные и кислые эффузивы. Строение аналогичное Урупскому имеет расположенное в том же районе Власенчихинское месторождение. Иной тип представляет собой Скалистое месторождение, расположенное в том же рудном поле. Вмещающими его породами являются диабазы с редкими телами кварцевых альбитофиров. Рудные тела сложены здесь прожилково-вкрапленными рудами, образующими субсогласную диабазовую покрову линзу, для которой намечается литологический контроль телом амигдалоидных диабазов. Генезис Скалистого месторождения считается гидротермально-метасоматическим.

В Бескесско-Марухской подзоне кизилкольская свита имеет следующее строение (снизу вверх): 1) диабазы с прослоями плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов; 2) туфы основного состава с прослоями диабазов и кремнистых сланцев; 3) агломератовые лавы основного состава; 4) плагиоклазовые и дацитовые порфириты с прослоями диабазов и кварцевых альбитофиров; 5) туфы основного состава. В обобщенном виде в кизилкольской свите можно выделить нижнюю лавовую и верхнюю туфолововую под-свиты. Общая мощность свиты 1300—1800 м.

Бескесско-Марухская подзона Передового хребта наиболее рудоносна в северо-западной части, где располагаются Бескесское и Быковское месторождения колчеданных руд, объединяемые в Большелабинское рудное поле. Они залегают в девонских вулканогенно-осадочных кизилкольской и картджуртской свитах. На Бескесском месторождении кизилкольская свита сложена (снизу вверх): 1) диабазовыми порфиритами (150 м); 2) переслаиванием диабазовых порфиритов, альбитофиров, плагиоклазовых порфиритов (280 м); 3) диабазами и диабазовыми порфиритами (180 м); 4) переслаиванием альбитофиров, порфиритов, диабазов (200 м); 5) туфами и покровами дацитовых порфиритов (30 м). 1 и 2-й горизонты слагают нижнюю подсвиту, а 3, 4 и 5-й — верхнюю.

В целом по свите диабазы и диабазовые порфириты составляют 35%, агломератовые лавы основного состава 22%, кварцевые альбитофиры 22%, плагиоклазовые и дацитовые порфириты 21%. По отношению к другим участкам Бескесско-Марухской подзоны мощность кизилкольской свиты на Бескесе сокращена, что объясняется наличием синвулканического поднятия. Картджуртская свита перекрывает кизилкольскую и слагается переслаивающимися туфами кислого и основного состава, кремнистыми сланцами, лавобрекчиями, диабазами, филлитами и редкими прослоями известняков. Из субвулканических образований здесь развиты тела диабазовых порфиритов, кварцевых альбитофиров, кварцевых порфиритов.

Для пород Большелабинского рудного поля распределение

меди, цинка и свинца не показывает значительных колебаний (см. рис. 14). Содержания в основном ниже кларковых.

Рудная залежь Бескесского месторождения локализована на границе лавовой и туфовой подсвет кизилкольской свиты и нижней части третьего горизонта, в восточном борту Джентинского грабен-синклинория северо-северо-западного простираения, который в районе месторождения осложнен брахиантиклинальным перегибом. К северо-западному замыканию последнего и приурочено месторождение. Рудная залежь включает три рудных тела пластообразной формы, нарушенных пострудными разрывами северо-восточного направления. Основными типами руд являются серноколчеданные, медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные. Первые, кроме пирита, содержат кварц, хлорит, серицит, марказит, редко халькопирит и сфалерит. Второй и третий типы руды являются главными промышленными. Они сложены пиритом, сфалеритом, халькопиритом, кварцем, хлоритом, серицитом, кальцитом, иногда встречается барит и редко галенит.

Считают, что медно-цинково-колчеданные руды образовались позже серно- и медноколчеданных. Отмеченные на восточном фланге рудоносной зоны два кварц-сфалеритовых с халькопиритом тела также являются более поздними, чем основной этап колчеданообразования. Баритовая жила, пересекающая медно-цинково-колчеданную залежь, еще более поздняя. И кварц-сфалеритовое, и баритовое оруденение не подвергалось метаморфизму, изменившему главное рудное тело месторождения.

Околорудные изменения на Бескесском месторождении затуханы более поздними метаморфическими зеленокаменными процессами. Установлено, что низкотемпературные процессы (пумпеллитизация), для которых характерна малая глубина образования, предшествовали оруденению. В зальбандах рудного тела залегают кварц-хлорит-альбитовые и кварц-альбитовые метасоматиты. Непосредственно у контактов рудного тела находятся кварц-серицит-хлорит-пиритовые метасоматиты, которые сменяются сульфидсодержащими монокварцитами. Внутри метасоматитов встречаются кварц-гематитовые породы, переходящие иногда в густовкрапленые пиритовые руды. На западном фланге Бескесского месторождения отмечена дайка диабазового порфирита, бесспорно секущая колчеданную залежь.

Аналогичное строение и характер минерализации имеет Быковское месторождение, расположенное в том же рудном поле, что и Бескесское (рис. 17).

В Уруштено-Ацгаринской подзоне, расположенной на юго-западном склоне прогиба Передового хребта, основание кизилкольской свиты сложено кварцевыми альбитофирами и туфами кислого состава. Они перекрываются толщей диабазов, на которой залегают агломератовые лавы основного состава с прослоями диабазов, порфиритов и кварцевых альбитофиров. Агломератовые лавы перекрываются порфиритами и их туфами. Мощность свиты в этой подзоне 600—800 м. Здесь известны лишь кварц-серицито-

вые сульфидизированные зоны, залегающие согласно с покровами эффузивов.

В Передовом хребте выделяются также Марух-Зеленчукская подзона, которая отличается от предыдущих тем, что вулканизм здесь проявился и в девонское и в нижнекарбонное время. На верхнедевонских отложениях без перерыва залегают нижнекарбонная кольчубинская свита, разделяемая на две части. Нижняя подсвита представлена терригенными отложениями с прослоями известняков мощностью 50—350 м. Верхняя подсвита слагается

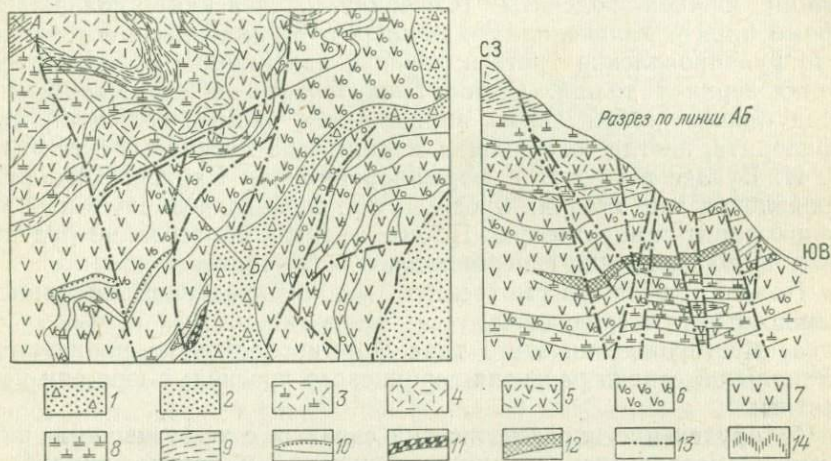


Рис. 17. Схема геологического строения Быковского месторождения.

1 — четвертичные отложения; 2 — переслаивание конгломератов, песчаников, аргиллитов и алевролитов (средний карбон). Средний—верхний девон (3—9): 3 — туфы кислого состава, 4 — туфы среднего состава, 5 — туфы основного состава, сланцы, 6 — аглолавы основного состава, 7 — диабазы, кварц-альбит-хлоритовые сланцы, 8 — кварцевые альбитофиры и альбитофиры, 9 — филлитовидные сланцы; 10 — зоны пиритизации; 11 — бурые железняки; 12 — медноколчеданные руды; 13 — тектонические нарушения; 14 — границы фациальных переходов

(снизу вверх): 1) эффузивами среднего состава с подчиненными телами альбитофиров, а иногда залежами диоритов; 2) терригенными породами с прослоями туфов основного состава, мраморов и покровов основных эффузивов и 3) существенно эффузивной толщей основного состава мощностью более 1000 м, насыщенной субсогласными интрузиями габброидов.

Таким образом, для раннекаменноугольного магматизма подзоны характерны три фазы: 1) накопление лав среднего и основного состава, 2) усиление эксплозивной деятельности, 3) накопление мощной толщи базальтовых и менее андезитовых лав. Среди толщ первой и третьей фаз широко распространены дайки диабазов и микродиоритов, а также кварцевых альбитофиров, не имеющих аналогов среди эффузивных образований. В Марух-Зеленчукской подзоне широко проявился интрузивный магматизм, продукты которого (серпентинизированные перидотиты, пироксениты, габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты,

гранодиориты, плагиограниты, сиенит-диориты) занимают до 50% ее площади на западе. Изверженные породы Марух-Зеленчукской подзоны объединяются в единый комплекс, причем гранитоиды, отличающиеся преобладанием натрия над калием, считаются производными базальтоидной магмы.

Нижекаменноугольное оруденение Марух-Зеленчукской подзоны представлено тремя типами: 1) мелкие линзообразные зоны пиритизации в нижней толще нижней подсвиты кольтюбинской свиты (Маруха) с повышенным содержанием меди и иногда свинца, 2) зоны пиритизации в туфах основного состава средней толщи нижней подсвиты (Северная, Лиевская), содержащие кроме пирита халькопирит и сфалерит, 3) наиболее многочисленные рудопроявления третьей группы, залегающие в базальтовых лавах верхней толщи. Самое значительное из них Карабекское представляет собой линзы вкрапленных пирита, халькопирита и сфалерита, иногда содержащих мелкие тела массивных сульфидов. В. И. Буадзе выделяет в формировании руд Карабекского рудопроявления три стадии: предрудную, серноколчеданную и пирит-халькопирит-сфалеритовую. По его мнению, образование руд произошло до внедрения гипербазитов и габброидов.

Подводя итог рассмотрению медноколчеданной формации, можно отметить следующее:

а) месторождения этого типа формировались на раннегеосин-клинальной стадии развития герцинского прогиба; в юре они неизвестны;

б) оруденение парагенетически связано с эффузивными породами, относящимися к спилит-дацитовый и базальт-риолитовой формациям;

в) в формировании руд не отмечается четко определяемых стадий;

г) характерной ассоциацией является медь — цинк, иногда с молибденом при практическом отсутствии свинца.

б. Гидротермальный тип

Медно-пирротиновая формация. Месторождения и рудопроявления медно-пирротиновой рудной формации широко распространены на Большом Кавказе, в Приводораздельной металлогенической зоне. Все они имеют юрский возраст. Среди более древних и более молодых рудных образований Большого Кавказа медно-пирротиновое оруденение как самостоятельный тип не встречается. Пирротин считается редким минералом на палеозойских месторождениях медноколчеданной формации. По-видимому, для образования медно-пирротиновых руд необходимы специфические соотношения окислительно-восстановительного потенциала и кислотности — щелочности среды, не возникавшие в прогибах с активным вулканизмом.

Медно-пирротиновое оруденение формировалось на фоне затухающих нисходящих движений. К середине догерца на Большом Кав-

казе прогибание приостанавливается и начинаются первые складчатые движения. Именно в этот период образуется медно-пирротиновое оруденение, секущее складчатые ниже-среднеюрские породы. В верхних горизонтах аалена и в байосе медно-пирротиновое оруденение не встречено. Несколько предваряя медно-пирротиновое оруденение в ниже-среднеюрском прогибе внедряются многочисленные дайки диабазов. Оруденение тесно ассоциирует с ними, рассекая их, т. е. является несколько более поздним (Рудянов, Черницын, 1971).

Среди относительно крупных тел — силлов габбрового состава, располагающихся в районах развития медно-пирротиновых руд, встречаются дифференцированные, расслоенные на диабазы, габбро-диабазы и пикриты, в которых (Долгих и др., 1968) дифференциация наблюдается и в распределении никеля, кобальта, хрома и меди. Возможно, подобные процессы играли роль при становлении медно-пирротинового оруденения, которое мы считаем парагенетически связанным с диабазовым субинтрузивным магматизмом. О этой связи говорят следующие факты (Колчеданные месторождения. . ., 1973).

1. Близодновременность образования магматических пород и медных месторождений.

2. Тесное пространственное сочетание пород и руд, контролируемых одной и той же структурой — зоной глубинного Главного Кавказского разлома. Конфигурация областей развития оруденения повторяет конфигурацию областей магматизма. Многие рудопроявления тяготеют к контактам диабазовых тел и имеют одно и то же простирание (Каурбекхохское, Девдоракское, Чачское). В Дагестане (по данным К. С. Дивакова и Д. А. Апостолова) 47% медно-пирротиновых рудопроявлений занимают именно такое положение.

3. Частое сочетание оруденения с сульфидными скарнами по контактам юрских диабазов, диоритов, спессартитов (Санчаро, Чугуш, Псеашхо).

4. Концентрическое размещение медных месторождений вокруг областей развития магматических пород: медно-пирротиновые и скарновые рудопроявления непосредственно совпадают с областью активного магматизма, на периферии располагается полиметаллическое оруденение. Можно считать, что медно-пирротиновая формация характерна для завершающего этапа развития геосинклинального прогиба с умеренным проявлением основного слабодифференцированного вулканизма.

Месторождения и рудопроявления формации представляют собой серии, реже единичные жилы или линзы, залегающие в зонах дробления в аргиллитах, песчаниках, диабазовых. Протяженность их иногда превышает километр, но обычно составляет первые сотни метров. Жилы секут вмещающие породы (Кальяльское, Хновское, Псеашхо), но крупные объекты (Бурон, Лаура, Кизил-Дере) представляют собой линзы, субсогласные с породами.

Линзообразные месторождения, возможно, являются смешанным типом, образовавшимся в результате наложения гидротермальной медно-пирротиновой минерализации на серно- или медноколчеданные линзы гидротермально-осадочного или осадочного происхождения.

В минеральном отношении руды формации весьма постоянны, несмотря на удаленность сравниваемых объектов и размещение в различных породах (табл. 14).

Т а б л и ц а 14

Минеральный состав руд

Рудные минералы		Жильные минералы
главные	второстепенные и редкие	
Пирит, пирротин, халькопирит	Сфалерит, галенит, марказит, кобальтин, магнетит, гематит, кубанит, пентландит, висмутин, арсенопирит, касситерит	Кварц, сидерит, кальцит, хлорит, серицит, барит, доломит

Обычные элементы-примеси в рудах медно-пирротиновых месторождений: мышьяк (до 1%), кобальт (до 0,04%), никель (до 0,1%), серебро (до 200 г/т), сурьма (до 0,9%), висмут, кадмий.

Формирование медно-пирротиновых руд происходило стадийно. В первую стадию из растворов отлагались кварц и пирит, на которые после дробления наложилась минерализация второй стадии: пирротин, халькопирит, сфалерит, кварц, затем пирит и галенит. Третья завершающая стадия выразилась в образовании безрудных кварц-карбонатных прожилков с небольшим количеством пирита.

Представителями медно-пирротиновой формации могут быть месторождения Кизил-Дере и Девдоракское.

Месторождение Кизил-Дере расположено в Дагестане в верховьях р. Ахтычай. В структурном отношении оно приурочено к южному крылу Шахнабад-Мазинского антиклинория, сложенного среднеюрскими аргиллитами, алевролитами и песчаниками. По данным Ю. П. Андреева, И. И. Бессоновой, С. В. Савина, В. Б. Черницына (1970), рудовмещающая толща верхне-ааленского возраста непосредственно на месторождении состоит из трех горизонтов: нижнего аргиллит-алевролитового, среднего наиболее песчанистого и верхнего, сложенного аргиллитом с редкими прослоями песчаников (рис. 18). К нижней пачке верхнего горизонта приурочена рудоносная зона. Эта пачка на 75—90% состоит из аргиллитов, которые сложены глинистыми частицами (70—95%) и обломочным материалом (5—30%).

Рудовмещающая толща падает на юг, иногда осложняясь разрывами и мелкими складками. Первые объединяются в три системы: северо-западного, субширотного и субмеридионального про-

стирания; преобладают две первые. Разрывы концентрируются в полосе северо-западного простирания, параллельной крупному Ахтычайскому разлому, проходящему несколько севернее месторождения. Эта полоса и представляет рудоносную зону. Рудоносная зона близогласна с вмещающими породами. В ее пределах выделено два рудных тела — Левобережное и Правобережное (рис. 19). Они представляют собой линзы массивных колчеданов, окруженных ореолом сульфидных и кварц-карбонатно-сульфидных прожилков.

Минеральный состав первичных руд месторождения приведен в табл. 15.

ЮЗ

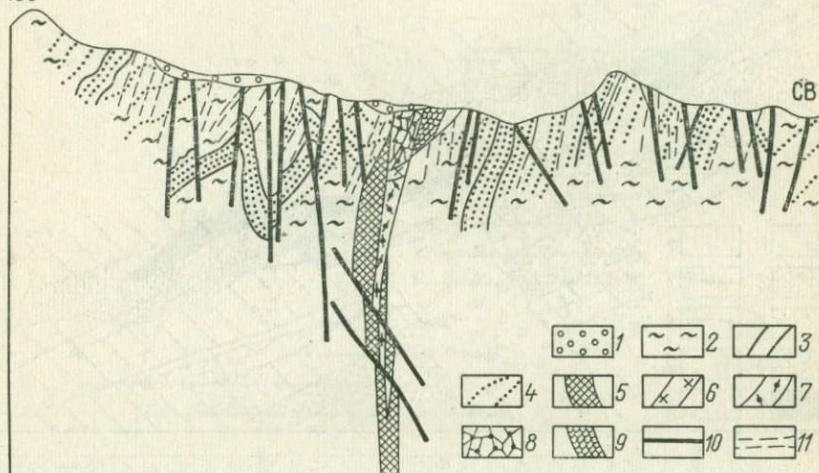


Рис. 18. Геологический разрез Правобережного рудного тела. Месторождение Кизил-Дере.

1 — четвертичные отложения; 2 — аргиллиты и алевролиты (юра); 3 — границы пачек; 4 — прослой песчаников; 5 — массивная колчеданная руда; 6 — руда зоны вторичного сульфидного обогащения; 7 — прожилково-сетчатые руды; 8 — кварцевая сыпучка; 9 — зона просадки; 10 — разрывы; 11 — сланцеватость

Таблица 15

Минеральный состав первичных руд месторождения Кизил-Дере

Рудные минералы			Жильные минералы	
главные	второстепенные	редкие	главные	второстепенные и редкие
Пирит, пирротин, халькопирит	Мельниковит, пирит, галенит, сфалерит	Кобальтин, касситерит, магнетит, гематит, лёллингит, арсенопирит, вольфрамит, шеелит, герсдорфит, никелин, вюртцит, станнин, золото самородное, серебро самородное, киноварь	Кварц	Сидерит, доломит, анкерит, кальцит, хлорит, гранат, амфибол, пироксен

Рудные тела Кизил-Дере несколько различаются по составу. В Правобережном преобладают пирротиновые разности руд, Левобережное отличается преобладанием сфалерит-пиритовых, пирит-пирротиновых и пиритовых руд.

Образование месторождения происходило путем последовательного отложения четырех парагенетических комплексов: 1) силикатно-дисульфидного, 2) малосернистых сульфидов, 3) сульфидно-карбонатно-кварцевого и 4) гипергенного. Предполагается, что

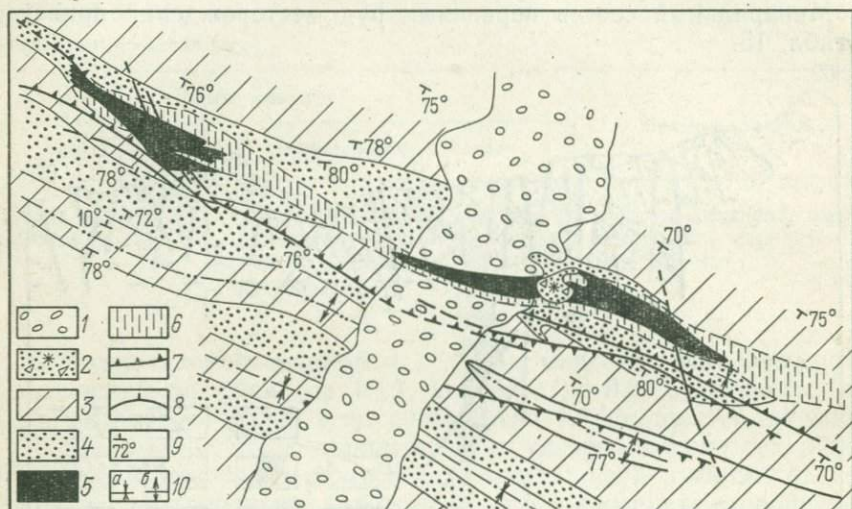


Рис. 19. Геологический план горизонта 1830 м. Месторождение Кизил-Дере. По И. Б. Полищуку.

1 — аллювиальные отложения; 2 — зона просадки; 3 — существенно аргиллитовые пачки; 4 — существенно алевролитовые пачки; 5 — массивные меднопирротиновые, серноколчеданные, цинково-серноколчеданные, брекчиевидные, прожилково-сетчатые руды; 6 — зона кварц-сульфидного штокверка; 7 — дорудные нарушения; 8 — пострудные нарушения; 9 — элементы залегания и сланцеватости; 10 — оси синклиналей (а) и оси антиклиналей (б)

наиболее ранняя часть первого комплекса, в значительной части сложенная коломорфным глобулярным пиритом, имеет осадочное происхождение. В последующем глобулярный пирит подвергся перекристаллизации и на него наложились гидротермальные процессы, при которых произошло образование второго и третьего парагенетических комплексов.

Представления о подобной последовательности формирования руд Кизил-Дере подтверждаются данными изотопных анализов серы. Сера пиритов, обнаруженных в виде вкрапленников и конкреций в аргиллитах и алевролитах, отличается обогащением тяжелым изотопом. Отношение S^{32}/S^{34} колеблется для них от 22,168 до 21,87. Пириты массивных тонкозернистых руд (второй комплекс) отличаются колебанием этого отношения от 22,105 до 22,24. Близка данной и характеристика серы пиритов из прожилковых

руд. Кристаллический пирит из прожилков, секущих массивные руды, отличается наиболее легкой серой, в которой S^{32}/S^{34} колеблется от 22,224 до 22,274 (рис. 20).

Предполагается, что формирование первого комплекса происходило в условиях диагенеза при достаточной полноте использования сульфатной серы для сульфидообразования. В последующем при наложении гидротерм на осадочные пиритовые залежи часть серы заимствовалась из них, а часть привносилась из глубин.

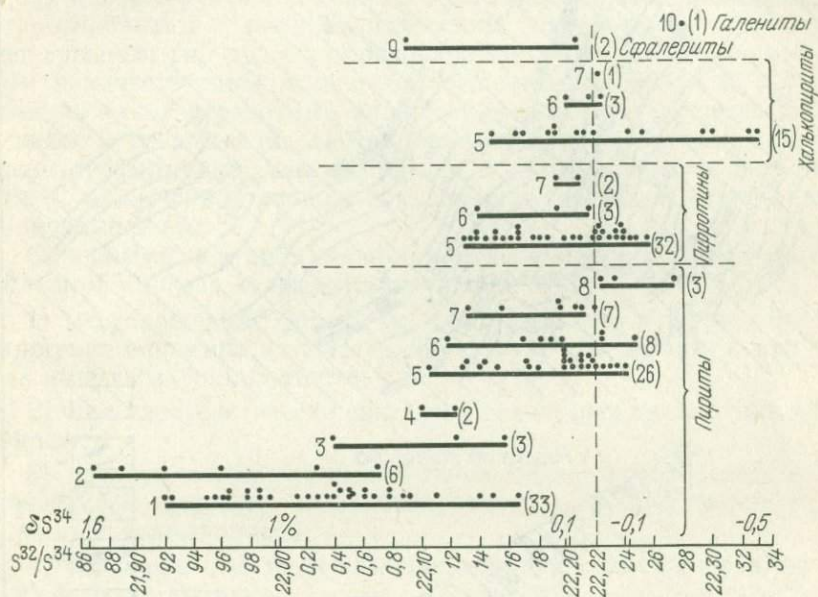


Рис. 20. Диаграмма отношений S^{32}/S^{34} в сульфидах месторождения Кизил-Дере. В скобках — число проб

Околорудные изменения на месторождении Кизил-Дере проявлены очень слабо. С ними связано слабое окварцевание аргиллитов у контактов массивных сульфидных тел, а также привнос калия и вынос натрия. Руды Кизил-Дере метаморфизованы, что выражено в дроблении и пластических деформациях минералов, возникновении двойников давления, переотложения минералов в тенях давления, а также в значительной нарушенности контактов и смещении блоков рудного тела.

Девдоракское медно-пирротитовое месторождение в Горной Осетии, которое может служить примером жильного типа, тесно связанного с изверженными породами, изучалось В. С. Булыго, Г. А. Твалчрелидзе и другими геологами. Район месторождения сложен аргиллитами и песчаниками нижнеюрского возраста, падающими к западу под углами $30-50^\circ$. Они рассеяны многочисленными дайками диабазов (рис. 21). Почти все рудные

тела залегают либо в диабазовых дайках, либо в зонах их контактов. Рудные жилы секутся жилами крупнокристаллического кварца и кальцита с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита и галенита. И рудные жилы, и диабазы пересекаются неогеновыми андезитами.

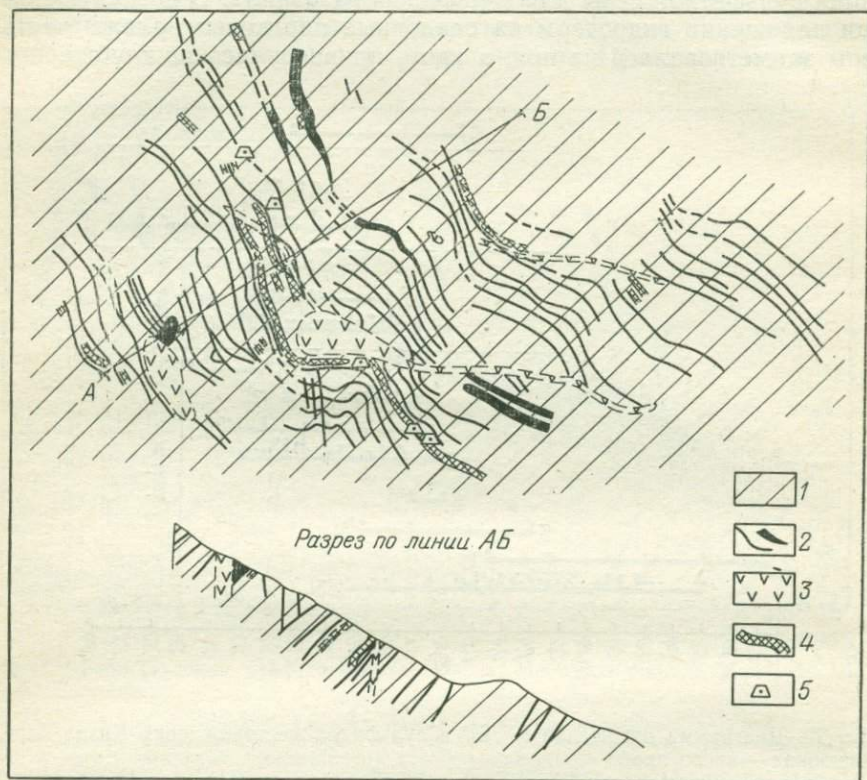


Рис. 21. Схема геологического строения Девдоракского медно-пирротинового рудопроявления.

1 — аргиллиты (юра); 2 — юрские диабазы; 3 — андезиты (неоген—антропоген); 4 — рудные жилы, 5 — разведочные выработки

Рудные минералы представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом и менее распространенными сфалеритом, галенитом и блеклой рудой — теннантитом. Выделяются три разновидности руд: 1) сплошных пирротиновых с небольшим количеством пирита, халькопирита, сфалерита, а также кварца и кальцита, пересекающих пирротин, 2) халькопирит-пиритовых с кварцем, 3) карбонатных жил с пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом, которые связываются переходными рудными ассоциациями. Формирование рудных жил происходило в следующей последовательности: 1) кварцевые с пиритом жилы, 2) пирротин и халькопирит,

3) галенит, сфалерит, пирит, 4) безрудная кварц-карбонатная минерализация.

Медно-пирротиновая рудная формация связана, с одной стороны, с медноколчеданной и, возможно, является парагенетическим аналогом последней, сформировавшимся в иных фациальных условиях, а с другой, с полиметаллическим оруденением. Полиметаллическое оруденение как бы «продолжает» медно-пирротиновое во времени, а иногда и в пространстве, располагаясь на меньших глубинах и формируясь в несколько более поздний этап. Между медно-пирротиновым и полиметаллическим оруденением существует непрерывный ряд рудных образований с постепенным количественным и качественным изменением вещественного состава. Существование таких переходных видов, примером чего является Девдоракское месторождение, заставляет в некоторых случаях выделять такие субформации, как, например, полиметаллически-пирротиновая. С медно-пирротиновым оруденением связаны и кварц-халькопиритовые жилы.

Основными чертами медно-пирротиновой рудной формации на Большом Кавказе являются следующие:

1) месторождения формации образовывались в терригенно-вулканогенном прогибе в завершающую фазу его развития, при первых импульсах складчатости;

2) они парагенетически связаны с основными изверженными породами;

3) из двух морфологических типов медно-пирротиновых месторождений — жильного и линзообразного — промышленное значение имеет только второй;

4) основным полезным компонентом руд является медь, иногда цинк и редко кобальт.

Кварц-халькопиритовая рудная формация представлена многочисленными рудопроявлениями, имеющими форму жил (Джерахское, Чаталдонское) или жильных зон (Анхвандон) с вкрапленностью халькопирита и пирита. Масштабы известных объектов невелики. Кварц-халькопиритовые жилы служат примером конвергентных объектов, встречаясь в связи с эффузивами Передового хребта, с диабазовой интрузией юрского возраста, с неогеновыми породами. Тектонические условия и время их формирования различно: до-, со- и послескладчатое. По-видимому, гидротермы, из которых образуются кварц-халькопиритовые, кварц-пирит-халькопиритовые, кварц-карбонат-халькопиритовые и другие подобные жилы, могут возникнуть как конечный продукт различных процессов. Не исключено, что подобные жилы являются результатом взаимодействия «пустых», «отработанных» гидротерм с вмещающими породами.

Кварц-халькопиритовые жилы встречаются в Передовом и Главном хребтах, где имеют палеозойский возраст, однако наиболее широко распространены они в Приводораздельной металлогенической зоне. Здесь объекты, относящиеся к этой формации,

в количественном отношении преобладают над всеми другими меденосными месторождениями и рудопроявлениями. Их формирование происходило близодновременно с медно-пирротиновым, т. е. в условиях завершения нисходящих движений при проявлении первых фаз складчатости, в связи со становлением диабазовых даек среднеюрского возраста. Кварц-халькопиритовые жилы не столь очевидно, как медно-пирротиновые, тяготеют к диабазовым телам или крупным нарушениям.

Характерные минералы жил — кварц, халькопирит, пирит; изредка встречается сфалерит; еще реже галенит и кобальтин. Некоторые рудопроявления отличаются повышенным содержанием галенита и сфалерита. Как правило, увеличение содержания галенита тесно связывается с повышением в жиле количества карбонатов (Лагерное, Ляжгинское, Пуй, Вовнушки в Ингушетии).

В кварц-халькопиритовых жилах, парагенетически связанных с диабазами, характерной примесью является кобальт, выделяющийся иногда в виде кобальтина. На ряде рудопроявлений (Цимерцы, Химрик, Червонное и др.) кобальт представляет собой главный рудный минерал. Наиболее изученное из таких кобальтовых рудопроявлений — Цимерцы в Дагестане представляет собой серию жил кварц-кобальтин-халькопиритового, кварц-халькопирит-пиритового, кварц-пирит-сфалерит-галенитового, пирротин-сфалерит-кобальтинового и карбонат-халькопиритового состава. На рудопроявлении Химрик кобальтин-халькопирит-пирротиновое оруденение тесно ассоциирует с дайкой диабаза. Ряд других подобных примеров, а также постоянное присутствие кобальта и часто кобальтина в медно-пирротиновых рудах говорят о том, что кварц-халькопирит-кобальтиновое оруденение является промежуточной переходной субформацией между кварц-халькопиритовой и медно-пирротиновой формациями.

Типичным представителем юрских месторождений, относимых к кварц-халькопиритовой формации, можно считать Джерахское, расположенное в долине р. Армхи. Оно изучалось В. П. Ренгартенем и В. С. Домаревым (1928). Джерахская кварц-халькопиритовая жила залегает в аргиллит-алевролитовой толще среднеюрского возраста, слагающей антиклинальную складку. Рудным телом является массивная кварцевая жила мощностью 5—7 м и протяженностью более 750 м. Она падает по азимуту 240° при угле 30—40°. Мелкими нарушениями жила расчленена на блоки. Кварц жилы белый с пустотами, выполненными кристалликами горного хрусталя. В «основном» кварце наблюдаются жилки кальцита и позднего свежего кварца с кристаллической гранкой. Рудные минералы представлены мелкими вкрапленниками халькопирита. Реже наблюдается пирит и очень редко сфалерит. Размещение рудных минералов неравномерное — у лежачего бока жилы оно наиболее концентрировано.

Близкое к описанному строение имеют находящиеся в Передовом хребте палеозойские рудопроявления. Это кварцевые (Волковское, Зеленая балка, Джемаркали-Тюбе) или кварц-карбонатные

(Архызское, Хацавитая № 117, Малолабинское) жилы или зоны прожилков. Они залегают в девонских, карбоновых и пермских образованиях и невелики по масштабам. Минеральный состав их беден, кроме халькопирита присутствует пирит и редко галенит (Джемаркали-Тюбе). Наиболее крупная Волковская жила (бассейн Марухи) локализована в терригенной пастуховской свите верхнего девона. Она прослежена на 200 м при мощности 2—10 м и сложена кварцем (75—85%) и кальцитом (14—15%). В жильной массе рассеяны пирит и халькопирит. Более половины рудопроявлений кварц-халькопиритовой рудной формации в Передовом хребте сконцентрировано в Марух-Зеленчукском вторичном вулканогенном прогибе с активным проявлением субинтрузивного магматизма основного состава.

в. Скарновый тип

Рудная формация медно-цинковых скарнов распространена на Большом Кавказе незначительно, относящиеся к ней рудопроявления встречаются на северо-западном интервале Приводораздельной зоны и редко в Горной Осетии. Их формирование генетически связано с интрузиями диоритов, габбро и диабазов, которые внедрялись в момент завершения геосинклинальной стадии развития юрского прогиба. Рудные скарны залегают в экзоконтактах диоритов и диабазов, а также на контактах карбонатных и силикатных пород. Так, в бассейне Шахе, где по разломам внедрились многочисленные дайки диабазов, габбро-диоритов, диоритовых порфиритов, располагается полоса медно-цинковых скарновых рудопроявлений (Буций, Куд, Водораздельное, Конгломератовое и др.). Вдоль крупного разлома, по которому контактируют породы фундамента и юрские толщи, размещены Чугушские проявления.

Рудоносные скарны имеют форму линз, либо неправильных гнезд на контакте магматических тел, сложенных геденбергитом, актинолитом, волластонитом. На скарн наложено оруденение, представленное пиритом, пирротином, халькопиритом, сфалеритом, а также редко встречающимися галенитом, пентландитом и др. Из жильных обязательны кварц, карбонаты и хлорит. По данным А. С. Балицкого, скарнированные породы пересекаются халькопирит-сфалерит-пирротиновыми прожилками, либо содержат вкрапленность сульфидов. Возможно, скарнирование сопровождалось отложением сульфидов, но основные их количества были отложены во второй собственно гидротермальный этап. Оруденение второго этапа имеет облик, соответствующий медно-пирротиновой формации.

Хотя ни один из известных объектов, относящихся к формации медно-цинковых скарнов на Кавказе, не имеет промышленных масштабов, среди подобных проявлений, судя по примерам других районов СССР и зарубежных стран, не исключены месторождения.

Данный тип оруденения, связанный со скарнами, которые имеют генетическое родство с диабазами и диоритами, позволяет уверенно говорить о парагенетической связи с этим же магматизмом медно-пирротинового оруденения.

г. Осадочный тип

Рудная формация медистых песчаников и сланцев как и две предыдущие пока не имеет на Большом Кавказе промышленного значения. Рудопроявления меди, относимые к данной формации, распространены на Кавказе в Передовом хребте, в бассейне Большой и Малой Лабы и Белой, в Горной Осетии. В настоящее время установлены только верхнепалеозойские рудопроявления этого типа (верхнекарбоновые, пермские), однако существуют отрывочные данные по скважинам нефтяников, говорящие о присутствии пластов, содержащих медные минералы в хадумском горизонте Восточного Предкавказья. Относительно условий формирования верхнепалеозойских осадочных рудопоявлений меди можно говорить, что они формировались в межгорном прогибе, где накопление моласс чередовалось с редкими излияниями эффузивов среднего состава.

Наиболее значительным рудопоявлением медистых песчаников в Горной Осетии можно назвать Бадское, обнаруженное работниками кафедры геологии и минералогии Северо-Кавказского горно-металлургического института. Оно располагается на левом склоне долины р. Бад в среднем ее течении. В нижней части рудовмещающего разреза залегает пачка переслаивающихся песчаников, конгломератов и туфоконгломератов. Возраст ее определяется как пермо-карбон. Она согласно перекрывается пачкой туфопесчаников светлого цвета мощностью 50 м, относимых к перми. Разрез венчают известняки верхней перми, содержащие линзы эффузивного материала.

Сульфидная минерализация приурочена к двум горизонтам: один на контакте нижней и средней, а второй на границе средней и верхней пачек. Рудоносные пласты представляют собой плотные туфопесчаники и туфосланцы, в которых рассеяны мелкие, неправильной формы вкрапленники халькопирита и пирита. Сера халькопирита обогащена легким изотопом со значениями ΔS^{34} от $-5,1$ до $-8,1\%$. В рудовмещающих породах не наблюдается каких-либо гидротермальных изменений. Контакты рудоносных пластов четкие. Мощность пластов первые метры. По простирацию и падению они прослеживаются на сотни метров. Вся толща, в том числе и рудоносные пласты, согласно изогнуты в относительно простые складки и разбиты трещинами северо-восточного и субмеридионального простираения с незначительным смещением блоков.

По-видимому, описанное рудопоявление меди представляет собой осадочно-эксгальационное образование, сформировавшееся в лагуне пермского моря.

О соотношении рудных формаций

Между рассмотренными формациями медного оруденения существует парагенетическая связь. Внешними признаками этой связи являются: размещение на одной и той же территории, формирование в единых тектоно-магматических условиях, намечающаяся связь с одними и теми же изверженными породами. Кроме того,

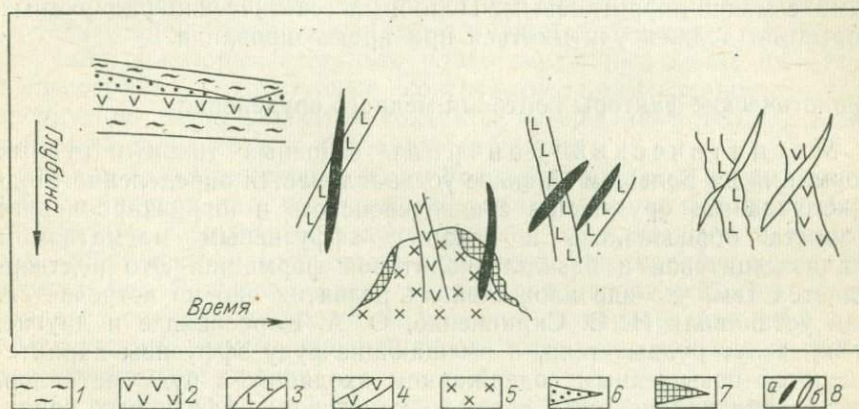


Рис. 22. Соотношение различных типов и формаций медного и свинцово-цинкового мезозойского оруденения.

1 — осадочные породы; 2 — эффузивы основного состава; 3 — дайки диабазы; 4 — дайки среднего и кислого состава; 5 — эксгальационно-осадочные серно- и медноколчеданные руды; 6 — скарны; 8 — медно-пирротиновые жилы (а) и кварц-полиметаллические жилы (б)

для рассмотренных формаций едины ведущие металлы — медь, цинк и свинец и качественно однотипен минеральный состав — пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, пирротин. Эти минералы встречаются практически на всех месторождениях, различаясь только количественно.

Между месторождениями, принадлежащими к разным формациям, при детальных исследованиях можно наметить ряд переходных объектов с постепенным количественным изменением вещественного состава. Последовательность образования рудных формаций соответствует последовательности формирования изверженных пород, с которыми они связываются, что также говорит о их генетической близости. Меденосные рудные формации составляют единый ряд, члены которого располагаются в определенной последовательности (рис. 22). Ранее других вместе с осадочными породами образовались колчеданные (серно- и медноколчеданные) руды типа Филизчай, Лаура, связанные с эффузивным вулканизмом. После внедрения диабазовых даек — субвулканических аналогов эффузивов спилит-диабазовой формации образуются медно-пирротиновые жилы.

Формировавшие их растворы могли быть наложены на ранние серно- и медноколчеданные линзы, обогатив их свинцом и цинком. Близко по времени с внедрением даек происходило внедрение основных изверженных пород типа санчарских диоритов. В контактах таких массивов располагаются скарны с наложенным медно-пирротиновым оруденением. Наиболее поздним, завершающим гидротермальный процесс было образование кварц-полиметаллического оруденения, которое связано постепенными переходами с медно-пирротиновым. Подобный генетический ряд рудных формаций должен учитываться при прогнозировании.

Геологические факторы контроля медного оруденения

Магматический контроль основных типов и рудных формаций на Большом Кавказе устанавливается определенно. Медноколчеданное оруденение среднедевонского и нижнекарбонového возраста образовалось в связи с эффузивным магматизмом спилит-дацитовый и базальт-риолитовой формаций. Это подтверждается тем, что вне площадей их развития оно не встречается. Как установили Н. С. Скрипченко, О. А. Каросанидзе и другие, дайки секут рудные тела, а вмещающие руду эффузивы характеризуются повышенным содержанием входящих в руду металлов. Состав руд изменяется в связи с изменением эффузивных пород. Более дифференцированной диабаз-плаггиолипаритовой формации свойственны месторождения с повышенным содержанием цинка и молибдена (Уруское); в спилит-дацитовых толщах локализованы месторождения, где цинка мало, а характерной примесью является кобальт (Худесское). Кварц-халькопиритовые жилы нижнекарбонového возраста тяготеют к массивам габбро-плаггиогранитовой формации архызского комплекса, в отдельных частях которого наблюдается повышенное против кларка содержание меди.

Нижне-среднеюрские медно-цинковые руды в скарнах контролируются юрскими основными интрузиями, а медно-пирротиновые, кварц-халькопиритовые рудопроявления совмещаются с ареалами распространения диабазов, габбро и диоритов.

Отмеченные соотношения могут быть использованы в качестве поисковых предпосылок.

Структурный контроль для медноколчеданного оруденения выражается в региональном плане. Месторождения этой формации располагаются на Большом Кавказе только в прогибах, сочетающихся с глубинными разломами (Хасаутский — Срединный разлом, Передового хребта — Пшекиш-Тырныаузский, Приводораздельный — «главный надвиг»). В пределах прогибов для оруденения благоприятны участки максимальной субвулканической деятельности, которые в Передовом хребте (по В. И. Буадзе, Л. И. Яковлеву, Н. С. Скрипченко, В. И. Смирнову, М. Я. Гончаровой) контролируются разломами, субпараллельными прогибу или располагаются на пересечении продольных и поперечных структур.

Медно-пирротиновые месторождения и рудопроявления в региональном плане приурочены к юрскому прогибу и менее к окраинам прилегающих к нему блоков, концентрируясь вблизи разломов, разделяющих структурно-формационные зоны юрского прогиба — интенсивно прогибавшуюся южную и более устойчивую северную. Вдоль них протягиваются оси диабазовых поясов и зон концентрации оруденения (Бурон-Ларский, Тугупсинский, Главный Кавказский разломы). Для локализации рудных полей с медно-пирротиновым оруденением благоприятны участки антиклинального строения, а рудные тела залегают в разломах общекавказского простирания, в которые несколько ранее внедрились дайки диабазов и спессартитов. Структурами, контролирующими скарновые рудопроявления меди, являются контакты изверженных тел, а также контакты силикатных и карбонатных пород.

Кварц-халькопиритовые жилы концентрируются в антиклинальных структурах, что, по-видимому, объясняется их большой нарушенностью. Конкретные рудопроявления локализуются в трещинах северо-восточного и северо-западного направления, т. е. в основных для Большого Кавказа системах нарушений. Этот факт свидетельствует о несколько более позднем образовании этих жил по сравнению с медно-пирротиновыми, имеющими в основном общекавказское простирание.

Литологический контроль медного оруденения для большинства его типов выявляется нечетко. О медноколчеданном оруденении можно говорить лишь, что главные рудные тела месторождений локализуются на контакте существенно лавовой и пирокластическо-осадочной толщ (Урупское). Подобный контроль, а также контроль руд определенным горизонтом эффузивно-осадочной толщи является, по мнению большинства геологов, результатом проявления рудогенеза в определенные периоды развития магматических процессов, т. е. контролем стратиграфическим, в то время как замещение благоприятных горизонтов рудным веществом играло при этом второстепенную роль. Можно определенно говорить о литологическом контроле руд медно-цинковой формации в скарнах, положение рудопроявлений которой определяется наличием карбонатных горизонтов.

Не изучен, но несомненен литологический контроль оруденения типа медистых песчаников Горной Осетии, где рудоносные пласты туфосланцев расположены на контактах разнородных по строению пачек.

Выводы

Обобщая данные о медном оруденении Большого Кавказа, можно считать установленными следующие положения.

1. Медные месторождения возникали неоднократно и на различных стадиях металлогенических эпох, но промышленные объекты сформировались в собственно геосинклинальный этап.

2. Медное оруденение колчеданного типа девонского, карбонового и юрского возраста парагенетически связано с породами спилит-диабазовой, спилит-дацитовой, базальт-риолитовой формаций.

3. Области развития промышленного медного оруденения являются прогибами, где в момент оруденения, возможно, отсутствовал гранитный слой. Источником металла служит, по-видимому, «базальтовый» слой или мантия.

4. Постинтрузивное медное оруденение типа кварц-халькопиритовых жил встречается в зонах различных типов, в том числе и антиклинальных с гранитоидами. Практического значения этот тип не имеет.

5. На Большом Кавказе есть перспективы обнаружения промышленного оруденения типа медистых песчаников.

6. При металлогенических процессах ранней стадии развития эвгеосинклинали медь ассоциирует с цинком и молибденом. В терригенно-вулканогенном прогибе молибден не входит в эту ассоциацию, в то время как свинец и кобальт могут являться ее компонентами.

7. Между медноколчеданным, колчеданно-полиметаллическим, медно-пирротиновым и кварц-полиметаллическим оруденением и медно-цинковыми скарнами в терригенно-вулканогенном прогибе Приводораздельной зоны существуют постепенные переходы и парагенетическая связь.

3. ВОЛЬФРАМ

Геологическая история Большого Кавказа, где некоторые зоны развивались как устойчивые блоки с гранитоидным магматизмом и имели сиалический фундамент, предопределила широкое проявление вольфрамового оруденения. Вольфрамовые месторождения и рудопроявления известны в Главном хребте, они концентрируются в Горной Осетии, в верховьях Баксана, Аксаута и на западном погружении кристаллического ядра. В Бечасынской металлогенической зоне вольфрамовое оруденение известно в бассейне Малки. В структурах, ограничивающих горст-антиклинорий Главного хребта с юга, размещается ферберит-антимонитовое оруденение (рис. 23).

В скарновых месторождениях (например, Тырнаузе) вольфрам ассоциирует с молибденом, но чаще, в силу различия устойчивости кислородных соединений молибдена и вольфрама в присутствии серы, в гидротермальном процессе происходит разделение их минеральных форм (Урусов и др., 1967) и соответственно условий и мест формирования месторождений.

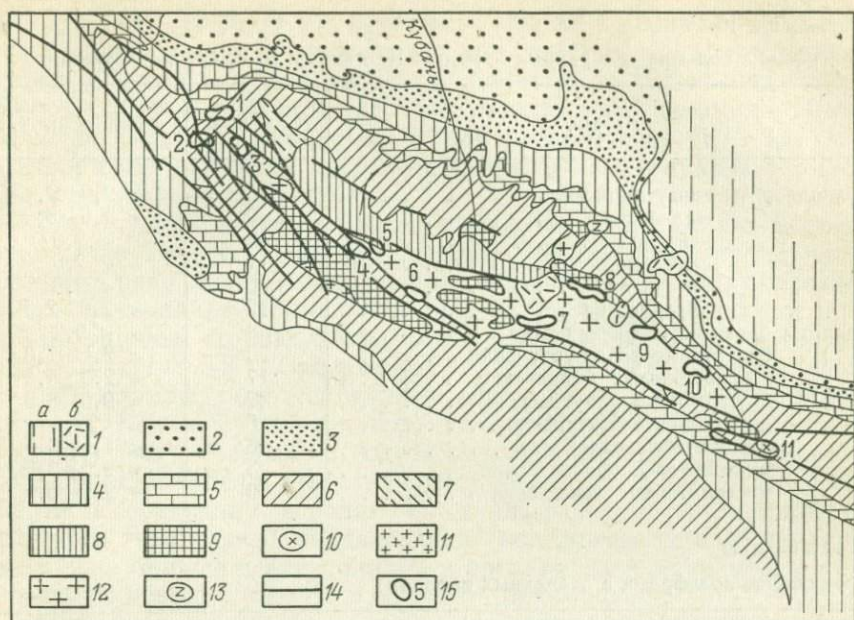


Рис. 23. Схема размещения районов с молибденовым и вольфрамовым орудением.

1 — четвертичные отложения (а — осадочные, б — вулканогенные); 2 — неогеновые отложения; 3 — палеогеновые отложения; 4 — меловые отложения; 5 — верхнеюрские породы; 6 — нижне-среднеюрские породы; 7 — триасовые отложения; 8 — палеозойские породы; 9 — протерозойские породы; 10 — неогеновые граниты; 11 — мезозойские гранитоиды и габбро; 12 — палеозойские граниты; 13 — гипербазиты; 14 — крупные разломы; 15 — рудные районы: 1 — Сахрай-Даховский, 2 — Шахе-Белореченский, 3 — Уруштенский, 4 — Кти-Тебердинский, 5 — Азгекский, 6 — Верхне-Лабинский, 7 — Уллукам-Иркийский, 8 — Баксанский, 9 — Кургашили-Таусский, 10 — Вазахох-Туялинский, 11 — Тепли-Цурунгальский

Вольфрам в горных породах и рудах других металлов

В силу недостаточной чувствительности анализов на вольфрам, проводившихся при геологических и геохимических исследованиях, мы располагаем ограниченной информацией о распространенности этого металла в породах Кавказа. Из имеющихся данных о содержании вольфрама наиболее систематизированные сведения приводятся в работах З. В. Студенниковой (табл. 16).

Изучение распределения вольфрама в минералах магматических пород Северного Кавказа и других регионов показало, что большая его часть в граните содержится в кварце, плагиоклазе и калиевом полевом шпате (от 0,9 до 3,5 г/т). Среди темноцветных вольфрам концентрирует биотит (1—18 г/т), а среди аксессуаров: сфен (7,4—7,8 г/т), ильменит (до 24 г/т), магнетит (до 21,9 г/т). Сведения о содержании вольфрама в осадочных породах Северного Кавказа еще более ограничены (табл. 17).

Используя данные З. В. Студенниковой (1971), можно проследить изменение содержания вольфрама в разновозрастных породах. В докембрийских кристаллических сланцах и гнейсах Мушта и

Таблица 16

Содержание вольфрама в горных породах. По данным З. В. Студенниковой

Породы	Число проб	Концентрация, г/т
Гранодиориты сангутидонские	13	< 2,0—2,4
„ малкинские	9	< 2,0—3,3
„ цейские	2	< 2,0
„ санчарские	11	< 2,0
„ теплинские	6	< 2,0
„ дарьяльские	12	< 2,0—2,5
Граниты биотитовые фаснальские	8	< 0,2
„ биотитовые эльджуртинские	25	< 2,0—7,0
„ микроклиновые балкарские	17	< 2,0—8,5
„ двуслюдяные уллукамские	42	< 2,0—8,3
„ двуслюдяные баксанские	5	< 2,0
„ мусковитовые садонские	46	< 1,1—6,0
„ мусковитовые фаснальские	3	< 2,0—3,6
„ мусковитовые тызыльские	9	< 2,0—3,0

Таблица 17

Содержание вольфрама в осадочных породах

Породы	Содержание, г/т	
	среднее	от—до
Глинистые сланцы	2,4	2,0—3,6
Песчаники	2,5	2,0—6,5
Известняки	5,2	2,0—13,3
Углистые сланцы	6,6	4,4—9,0
Алевриты	5,3	2,4—9,5
Известняки битуминозные	20,0	15,0—25,0

Близи содержание вольфрама достигает 1,3—7,2 г/т; в древних мраморах до 6,2 г/т. В девонских диабазовых порфиритах, кварцевых альбитофирах, туфах среднего и кислого состава вольфрам не обнаружен; в габбро-диоритах, тоналитах, плагиогранитах, аляскитах уруштенского комплекса содержится от 1,6 до 2,2 г/т вольфрама; в сланцах девона и нижнего карбона — не более 2,4 г/т, но в известняках 3—10 г/т, а в битуминозных известняках до 15—25 г/т. Отсутствует вольфрам в геосинклинальных эффузивах среднего карбона, но появляется в породах верхнепалеозойских моласс (1,2—4,4 г/т). В углях того же возраста вольфрам не обнаружен, содержание молибдена значительно (9,9 г/т). Не содержит вольфрама кварцевые диориты Ятыргварты и гранодиориты Санчаро.

Четко устанавливается распределение вольфрама в юрских меловых и третичных осадках. В песчаниках этого возраста он в подавляющем большинстве случаев не обнаружен; в глинистых сланцах его несколько более (1,2—3,7 г/т) и еще более в карбонатных

породах (1,8—13,3 г/т). Не отмечен вольфрам в диоритах неинтрузий Горной Осетии, а также в юрских диабазах, альбитофирах и туфах. Однако в эльджуртинских гранитах он установлен в количестве 2,4 г/т. В щелочных породах лакколлитов Кавказских Минеральных Вод содержание вольфрама устойчиво (1,7—3,1 г/т); в липаритах, андезитах и дацитах четвертичных вулканов оно низкое и постоянное (0,6—1,0 г/т).

Эти и ранее приведенные данные говорят о том, что возраст породы не является фактором, определяющим содержание вольфрама. Среди изверженных пород вольфрам не обнаруживается в тех разностях, которые образовались в геосинклинальном прогибе в раннюю стадию его развития (лавы карбонового возраста, диабазы юры и др.). Содержание вольфрама в интрузивных породах устойчивых областей низкое (лакколлиты Кавказских Минеральных Вод и лавы вулканов) или вообще не обнаруживается (неинтрузии). Максимум содержания вольфрама в интрузивных породах установлен в гранитах орогенного этапа. Содержание вольфрама в осадочных породах четко дифференцируется: минимум в грубых терригенных образованиях (конгломераты и песчаники), несколько больше в алеволитах и аргиллитах и максимум в карбонатных породах, особенно если они битуминозные.

Судя по этим данным, с магмами, поступавшими из глубоких частей земной коры или из верхней мантии в геосинклинальную стадию развития Большого Кавказа, вольфрам в заметных количествах не выносился. Наибольшие его содержания отмечены в палингенных породах гранитного состава, т. е. таких, которые в значительной мере унаследовали химический состав коры тех участков, где они формировались. В условиях седиментации, наиболее благоприятной для накопления вольфрама, оказывалась карбонатная среда, особенно в присутствии органического вещества (см. табл. 17).

Некоторые сведения о распространенности вольфрама дают шлиховые съемки. Граниты Главного хребта и особенно их контакты с кристаллическими сланцами в большинстве случаев дают начало шлиховым потокам шеелита и вольфрамита. В частности, подобные россыпи известны в притоках р. Учкулан, по р. Кубань, выше устья р. Горалы-кол, по рр. Кыртык, Исламчат, Чегем, истокам Черка Балкарского, Хазны-дона, по рр. Цей, Гоначхир, Цахвоа, Дамхурцу и другим водоотокам.

Вольфрам в рудах других металлов в минеральной форме встречается редко и только в некоторых типах месторождений. Единичные случаи находок вольфрамовых минералов отмечены для кварц-молибденитовой, кварц-арсенопиритовой, мышьяково-полиметаллической и кварц-антимонитовой рудных формаций. В очень небольших количествах они встречаются в медно-пирротиновых месторождениях типа Бурон и Кизил-Дере, а также в скарпах с наложенным медно-цинковым оруденением.

Таким образом, вольфрам концентрировался на Большом Кавказе при более ограниченном диапазоне условий, чем медь, свинец

или цинк. В ассоциации с другими металлами он практически не накапливался, за исключением сонахождения с молибденом и сурьмой. Ассоциация вольфрама и молибдена оказалась возможной только при скарном процессе с последующим наложением гидротерм. Во всех иных случаях молибден и вольфрам мигрировали и накапливались раздельно.

Время и условия формирования оруденения

Месторождения и рудопроявления вольфрама на Большом Кавказе формировались в каждую из четырех имевших здесь место металлогенических эпох. Досреднедевонское оруденение представлено на Большом Кавказе единичными объектами (Юбилейное, Блыбское) и определение их возраста, как более древнего, чем палеозойский, основано на неоднозначных фактах, главными из которых являются находки обломков руд в верхнепалеозойских (пермь) конгломератах.

Более продуктивный этап вольфрамового оруденения приходится на орогенный этап герцинской эпохи — средний карбон — пермь. Возраст герцинских вольфрамовых месторождений четко определяется их генетической связью с герцинскими гранитами, а также находками обломков арсенопиритовых жил, где встречается и вольфрамовая минерализация, в базальном горизонте юры (Чегет-Джора). В количественном отношении герцинские месторождения и рудопроявления вольфрама преобладают над объектами других возрастов.

Более молодые месторождения вольфрама (Тырныуз, Сангундон и др.) сформировались по представлениям некоторых исследователей в юрское—меловое время, согласуясь во времени со становлением гранитоидных интрузий Келасурского массива и сопутствующим ему редкометальным оруденением (Схачач, Ахупач), но, по-видимому, они имеют неогеновый возраст.

Вольфрамовое бесспорно неогеновое оруденение формировалось вдоль крупных разломов по северному и южному склону воздымавшегося горного сооружения Большого Кавказа (Хуландойское, Ноцарское, Сагеби, Калайстадон).

1. Древнейшие из известных месторождений и рудопоявлений вольфрама на Большом Кавказе располагаются в междуречье Большой и Малой Лабы (Блыбская зона) и в Горной Осетии (район горы Ваза-хох). Блыбская зона представляет собой антиклиналь, которая разделяет северную и южную ветвь западного окончания герцинского эвгеосинклинального прогиба. Судя по разрезам слагающих зону толщ, можно предполагать, что в период, предшествующий оруденению, она являлась периферической частью относительно устойчивого блока досреднедевонской геосинклинали, разделявшего прогибы, соответствующие сейчас Северному (Ахметовский) и Южному (Шахелабинский) склонам. Наиболее древние породы представлены здесь амфиболитами, а также биотитовыми и двуслюдяными сланцами с гранатом (бал-

канская свита). Верхние части разреза сложены кварц-мусковитовыми и кварц-мусковит-амфиболовыми сланцами и плагиогнейсами (армовская свита). Интрузии в Блыбской зоне представлены нижнепалеозойскими (Г. Д. Афанасьев, 1958 г.) габброидами, ультрабазитами, тоналитами, плагиогранитами, аплитами уруштенского комплекса, имеющего натриевую специализацию. В зоне встречаются дайки и штоки кислых верхнепалеозойских и мезозойских пород.

Осетинский (Ваза-хох) участок древнейшего вольфрамового оруденения Кавказа также сложен кристаллическими сланцами в основном сиалического состава, прорванными гнейсированными диоритами. Небольшая площадь выходов древнейших пород не позволяет оценить тектоническую позицию участка в досреднедевонское время, но по ряду признаков антиклинальный характер его развития устанавливается для позднепалеозойского и мезозойского времени.

2. Геологические условия становления герцинского вольфрамового оруденения вполне определены. В зоне Главного хребта, являющейся главной вольфрамоносной структурой, оно приурочено к северной части палеозойского ядра, которая сложена сиалическими метаморфическими сланцами и локализованными в них верхнепалеозойскими гранитами. В герцинской геосинклинали, в среднем—позднем карбоне и перми, когда образовывалось вольфрамовое оруденение, зона являлась интенсивно воздымавшимся центральным поднятием, к северу (Передовой хребет) и югу (Сванетия) от которого располагались области, испытывавшие в девоне и карбоне значительное погружение, а в позднем палеозое превратившиеся в межгорные прогибы.

Магматизм зоны Главного хребта в момент оруденения был представлен гранитными интрузиями. Площадь зоны (50%) сложена микроклиновыми и аляскитовыми гранитами, одновозрастными с вольфрамовым оруденением (массивы верховьев Кубани, Баксана, Аксаута, Малки, Малой Лабы, Черека, Уруха). Типоморфными элементами этих пород являются (по данным Г. А. Михеева) тантал, ниобий, олово, вольфрам, мышьяк. Предшествуя вольфрамовому оруденению, внедрились связанные с гранитами гранит-аплиты, аплиты и пегматиты, подверженные в ряде участков интенсивной альбитизации и грейзенизации. Альбитизированы и прикровлевые части некоторых массивов (Пшиш, Ваза-хох), где локализовано редкометальное оруденение.

Важным процессом, оказавшим воздействие на становление или сохранность оруденения, явились микроклинизация, наложившаяся на верхнепалеозойские граниты до начала перми, в базальных горизонтах которой встречены гальки микроклинизированных гранитов. Структура зоны Главного хребта — альпийского горст-антиклинория — была таковой и в позднепалеозойское время. Даже в среднем палеозое, когда преобладали нисходящие движения, это был устойчивый участок Большого Кавказа. В пределах зоны не известны проявления основного магматизма.

Второй герцинской вольфрамоносной зоной является Бечасынское антиклинальное поднятие, заложившееся в силурийское или более раннее время и не вовлекавшееся позднее в геосинклинальное прогибание. В ее пределах в послесилурийское время не проявлялся базальтоидный магматизм, а в раннеорогенную стадию герцинской эпохи здесь, как и в Главном хребте, внедрялись крупные массы калиевых гранитов. Граниты Бечасынской зоны не сопровождаются пегматитами, однако здесь широко развиты гранит-порфиры (Эльбрус, Тызыл). Предполагается, что именно в период становления малых интрузий кислого состава при воздымании территории произошло образование кварц-щелитовых жил типа Кургашелликольских рудопроявлений.

3. Область, где были сформированы послепалеозойские месторождения и рудопроявления вольфрама, расположена к северу от крупнейшего разлома Кавказа — надвига Главного хребта, ограничивающего палеозойское ядро с юга. К началу мезозоя, т. е. до становления оруденения, она представляла собой молодую платформу. При активных процессах в сместившейся к югу геосинклинали окраинная часть платформы была вовлечена в движения, которые носили блоковый характер и осуществлялись по разломам, ограничивающим крупные блоки палеозойского ядра — Адайхохский, Балкаро-Дигорский, Кубано-Тебердинский и Софийский. Вдоль этих блоков внедрились интрузивно-вулканические комплексы: гранодиорит—гранит—лейкокатовый гранит, часть членов которых могут классифицироваться как малые интрузии (Эльджуртинская, Сангутидонская, Танадонская, Теплинская, Цурунгальская).

Тектонические и магматические процессы, проявившиеся, по-видимому, в неогене, представляли собой форму активизации блока земной коры, обладающего мощным гранитным слоем и сиалическим осадочным покровом. Структура рассматриваемой зоны типично блоковая, определяемая крупными разломами субширотного и северо-западного простирания и более мелкими нарушениями северо-восточного и северо-западного направления. Породы юрского и более молодого возраста залегают на кристаллических породах полого. С процессом становления интрузий непосредственно связано оруденение. Именно в их контактах, в самой интрузии или на небольшом удалении, располагаются Тырнаузский, Сангутидонский, Теплинский, Танадонский и другие рудные узлы, где вольфрамовое оруденение тесно ассоциирует с мышьяковым. О реальности этой связи говорит изменение состава оруденения в связи с изменением состава интрузии.

4. Вольфрамовое ферберит-антимонитовое оруденение бесспорно неогенового возраста расположено на Большом Кавказе по северному (Хуландойское) и южному (Рача-Осетинская зона) обрамлению Главного хребта вдоль крупных разломов. Наиболее четко эта приуроченность проявилась в Рача-Осетинской зоне, между рр. Ардон и Риони, где сосредоточены в тесном взаимоотношении ртутные, сурьмяные, вольфрамовые и мышьяковые месторождения,

которые контролирует глубинный разлом, квалифицированный Г. Д. Ажгиреем (1962) как сдвиг. В строении рудоносной зоны принимают участие докембрийские кристаллические сланцы, верхнепалеозойские гранитоиды, юрские породы, малые интрузии (Цурунгалская), гипабиссальные тела гранитов (верховья Нацарула, Хврелието, Сакаура, Зопхитура), дайки и штоки лейкократовых богатых кварцем пород, которые пространственно ассоциируют с ферберит-антимонитовым оруденением.

Структура Рача-Осетинской зоны представляет собой южное запрокинутое крыло веерообразного мегантиклинория Большого Кавказа. Большинство рудопроявлений Рача-Осетинской зоны локализованы либо в разломах, либо вблизи них. Иногда (по данным Г. П. Ольховского) в контроле редкометального оруденения усматривается роль поперечных ослабленных зон северо-восточного простираения. В период образования оруденения область испытывала интенсивные орогенные движения.

Вопрос об источнике вольфрамового оруденения Большого Кавказа решается в региональном плане более или менее уверенно. Все относительно существенные его концентрации связаны с участками, где земная кора имеет значительный гранитный слой, а верхние ее части сложены толщами в основном сиалического состава. Вольфрамовые месторождения и рудопроявления четко приурочены к массивам изверженных пород кислого состава, внедрившимся в сиалические толщи (Кти-Теберда, Куспарты, Хагега и др.). По-видимому, источником металла служили осадочно-метаморфические образования — материал для становления палингенных гранитов. Доказательством от обратного является отсутствие концентраций вольфрама в раннегеосинклинальных образованиях как в изверженных породах, так и в рудах, для которых вероятен подкоровый источник. Остается неопределенным вопрос об источнике вольфрама в месторождении ферберит-антимонитовой рудной формации, приуроченном к глубинным разломам.

Генетические типы и рудные формации

Известные месторождения и рудопроявления вольфрама относятся к трем генетическим типам: пегматитовому, скарновому и гидротермальному. Практически интересные концентрации принадлежат только к последним двум. Среди скарнов выделяются молибденит-шеелитоносные и шеелитоносные разновидности. Гидротермальные месторождения принадлежат к трем рудным формациям: кварц-шеелитовой, кварц-вольфрамитовой и ферберит-антимонитовой (табл. 18).

1. Пегматиты с минералами вольфрама не представляют на Большом Кавказе практического интереса. Они встречаются в Блыбской зоне (досреднедевонские), в Главном хребте (герцинские) и в районах проявления неинтрузий в Горной Осетии и Сванетии. В Главном хребте вольфрамоносные пегматиты относятся к гранитным, кварц-плагиоклаз-микроклиновым, мусковит-кварц-микро-

Характеристика рудных формаций (W)

Генетический тип	Рудная формация	Стадии и эпохи рудообразования	Тектоническая позиция	Ведущий металл	Промышленная ценность	Примеры
Пегматитовый	Вольфрамоносных пегматитов	Раннеорогенная герцинская	Центральное поднятие геосинклинали	Вольфрам	Не имеет	Имеретинка
Скарновый	Молибденит-шеелитовая	?	Активизированный устойчивый блок	Вольфрам, молибден	Большая	Тырнауз
	Шеелитовая	?	?	Вольфрам	Не выяснена	Юбилейное
Гидротермальный	Кварц-вольфрамитовая	Раннеорогенная герцинская	Центральное поднятие геосинклинали	"	Не имеет	Дуппих
	Кварц-шеелитовая	Раннеорогенная герцинская	То же	"	Средняя	Кти-Теберда
		?	Активизированный устойчивый блок	"	Не имеет	Нижний Карзон
	Ферберит-антимонитовая	Альпийская	Глубинный разлом	Вольфрам, сурьма	Не имеет	Хуландойское

клиновым и кварц-альбитовым разновидностям. Они распространены в районах вершин Ваза-хох (Осетия), Каргашиллы-тау (Балкария), Уллу-кам (верховья Аксаута), где локализуются в гранитах и кристаллических сланцах. В пегматитовой массе встречаются касситерит, молибденит, шеелит, галенит, пирит, сфалерит. В ряде случаев на пегматиты и вмещающие их породы наложены грейзенизация и альбитизация.

Пегматиты, иногда содержащие шеелит, встречаются и в Блыбской зоне, где они отличаются отсутствием тантала и ниобия при стронциенности многих пегматитообразующих минералов. Единичные жилы пегматитов, в которых шеелит встречается как аксессуар, известны в штоке сангутидонских неинтрузивных гранитоидов.

2. Вольфрамовое оруденение в скарнах представлено двумя рудными формациями: молибден-шеелитовой и шеелитовой.

Молибден-шеелитовая рудная формация в скарнах представлена на Большом Кавказе месторождением Тырнауз, расположенным в верховьях Баксана в Кабардино-Балкарии. Оно формировалось при активизации жесткого сиалического блока земной коры в связи с образованием интрузивного комплекса кислого состава, локализуясь в зоне глубинного разлома, отделяющего зону Главного хребта от Передового хребта. Е. Е. Милановский и В. Е. Хаин предполагают, что через Тырнауз проходит структура антикавказского простиранья.

В строении месторождения принимают участие докембрийские, девонские, карбоновые, пермские и юрские кристаллические сланцы, мраморы, конгломераты, порфириды и их туфы, глинистые сланцы. Они образуют два резко отличных структурных этажа — сложно-дислоцированный палеозойский и пологозалегающий юрский. Изверженные породы представлены здесь трондьемитами, ультрабазитами, биотитовыми гранитами, лейкократовыми гранитоидами и штоками липаритов. Эльджуртинские граниты, входящие в этот комплекс, вызвали значительные изменения в мраморах и эффузивах с образованием роговиков и скарнов.

Район месторождения неоднократно подвергался тектоническим деформациям разнонаправленного характера. В позднепалеозойское время это был грабен, преобразовавшийся в мезозое в горст. Основной пликтивной структурой района является погружающаяся к востоку антиклиналь с крутыми (60—70°) крыльями. Район месторождения разбит несколькими субширотными разломами, среди которых наиболее значительны Центральный сброс, делящий рудное поле на опущенную северную и приподнятую южную части, а также Северный и Южный разломы (Хрущов, 1958; Пэк, 1962).

Главные рудные тела Тырнауза залегают в своде антиклинали и приурочены к тектонически нарушенным контактам биотитовых роговиков и мраморов. Скарновые тела располагаются и в роговиках, вне видимой связи с мраморами. Большинство скарновых тел удалены от эльджуртинских гранитов и лейкократовых

гранитоидов и только три (Пригранитный, Эльджуртинский и балки Тютю-су) залегают в контактах интрузий.

По минеральному составу и ведущим полезным компонентам рудные тела Тырнауза разделяются на три группы:

1) рудные тела с вольфрам-молибденовым оруденением, среди которых выделяются: а) вольфрам-молибденовые рудные тела (Главный скарн, Апофиза, Слепая и Нижняя залежи, Южный скарн) при ведущей роли шеелитовой минерализации (отношение вольфрама к молибдену колеблется от 4:1 до 8:1); б) молибденовые рудные тела (южные и северные роговики, роговики Слепой залежи и др.) с преобладанием в руде молибдена (отношение вольфрама к молибдену изменяется от 1:4 до 1:8);

2) рудные тела со смешанным оруденением (Северо-Западный скарн, скарны «Пика Веры», Северный скарн и др.), где одновременно с вольфрам-молибденовой минерализацией важное значение имеют сульфиды;

3) рудные тела с сульфидной, висмутовой, касситеритовой и другой минерализацией, в которых минералы вольфрама и молибдена встречаются редко (Малый Мукулан, Тютю-су).

Месторождение характеризуется богатым набором гипогенных минералов, главные — шеелит, молибдошеелит, молибденит. Существенную роль играют пирротин, магнетит, халькопирит, сфалерит, пирит; встречаются галенит, борнит, антимонит, висмутин, касситерит, бертьерит, киноварь, арсенопирит, теннантит, джемсонит, жозеит, самородное золото, самородный висмут. Скарны сложены пироксеном (диопсид-геденбергитом), гранатом (андрадит-гроссуляром), кварцем, плагиоклазом, волластонитом, везувианом, кальцитом, флюоритом, ливеритом и амфиболом.

При формировании месторождения образование шеелита и молибдошеелита произошло близодновременно со скарнированием. Молибденит и сопутствующие ему минералы отлагались в собственно гидротермальную стадию, наложившуюся на скарны. Наиболее поздняя минерализация представлена кварц-полиметаллическими жилами, секущими кварц-молибденитовые рудные тела. В рудах Тырнауза нами установлена оригинальная золото-теллур-висмутовая минеральная ассоциация (Новая золото-теллур-висмутовая ..., 1969), представленная тетрадимитом, жозеитом, самородным золотом, калаверитом, риккардитом, пиритом, халькопиритом и другими минералами. Отложение этой ассоциации произошло после образования кварц-молибденитной минерализации.

Парагенетически близкими к оруденению изверженными породами считаются лейкократовые гранитоиды. Относительно эльджуртинской интрузии гранитов существует мнение, что именно она вызвала скарнообразование, но есть данные, свидетельствующие и о ее более молодом послерудном возрасте. По мнению А. В. Пэка (1962), эта интрузия многофазна и оруденение заключено в вилку ее фаз. Возраст месторождения спорен. Существуют представления о неогеновом возрасте, которое, по-видимому, наиболее реально, а также юрском и палеозойском.

Шеелитовая формация в скарнах известна на Большом Кавказе в единственном пункте — в районе горы Ваза-хох. Скарны образуют здесь зону, согласную со сланцеватостью кристаллических сланцев докембрия, которые в 1,5 км к югу прорваны гнейсированными гранодиоритами. Зона сложена амфиболом, пироксеном, гранатом, полевыми шпатами, мусковитом, биотитом, кварцем, шеелитом, халькопиритом, пиритом, арсенопиритом.

3. Гидротермальный тип вольфрамового оруденения представлен кварц-шеелитовой, кварц-вольфрамитовой и ферберит-антимонитовой формациями.

Кварц-шеелитовая рудная формация наиболее типична для Большого Кавказа. Относящиеся к ней месторождения и рудопроявления широко развиты в Главном хребте (Кти-Теберда, Илипсар и др.), известны в Бечасынской (Кургашилликол) и Блыбской (Блыбское) зонах, встречаются в связи с неонинтрузиями (Сангутидон). В истории металлогенического развития Большого Кавказа возникновение месторождений кварц-шеелитовой формации происходило в досреднедевонскую, герцинскую и послегерцинскую эпохи. Во всех случаях в период их образования зоны представляли собой интенсивно воздымавшиеся блоки, в пределах которых проявился активный гранитоидный магматизм.

Месторождения и рудопроявления кварц-шеелитовой формации генетически связаны с гранитами и залегают в их кровле (Кти-Теберда, Блыбское, Кургашилликол, Илипсар и др.). Вещественный состав кварц-шеелитовых руд различных объектов весьма постояен. Главные рудные минералы — шеелит и арсенопирит; второстепенные — сфалерит, галенит; очень редок пирит. В отдельных случаях (Илипсар) в рудах установлен касситерит. Жильные минералы представлены кварцем и полевыми шпатами.

Примером месторождений кварц-шеелитовой формации служит Кти-Теберда, которое располагается в металлогенической зоне Главного хребта в верховьях Аксаута. Оно изучалось О. Г. Нуриджаняном, А. В. Пэком и Л. И. Лукиным, Р. Ю. Орловым, А. В. Дружининым, А. А. Мартыненко и другими геологами, по материалам которых и собственным наблюдениям приводится его описание.

Месторождение располагается в южном крыле субширотной антиклинали в экзоконтакте палеозойского гранитного массива, внедрившегося в ее ядро (рис. 24). Вмещающие оруденение породы кровли гранитов представлены тремя толщами (снизу вверх): а) полосчатых парагнейсов; б) мусковит-биотитовых и амфиболовых сланцев и гнейсов с пластами амфиболитов, составляющих до 40% ее объема, и в) существенно сланцевой толщей. Граниты и многочисленные штоки и жилы фельзитов и гранитпорфиров размещаются в нижней толще. Все породы района пересекаются дайками юрских диабазов и спессартитов. Граниты произвели интенсивные метаморфические преобразования вмещающих пород — грейзенизацию, калишпатизацию, биотитизацию, альбитизацию, турмалинизацию и топазизацию.

На общем фоне запад-северо-западного простирания пород здесь отмечаются второстепенные складки северо-восточного простирания, с которыми ассоциируются сгущения гидротермальных субмеридиональных жил. Разрывы, которые определяют размещение оруденения, группируются в четыре системы:

а) близширотные, разбивающие месторождение на блоки (разломы Кти-Тебердинский, Центральный), а также полосы сгущения трещин, вмещающих кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы;

б) субмеридиональные, из которых Срединный сброс-сдвиг делит месторождение на два участка и ограничивает в ряде случаев

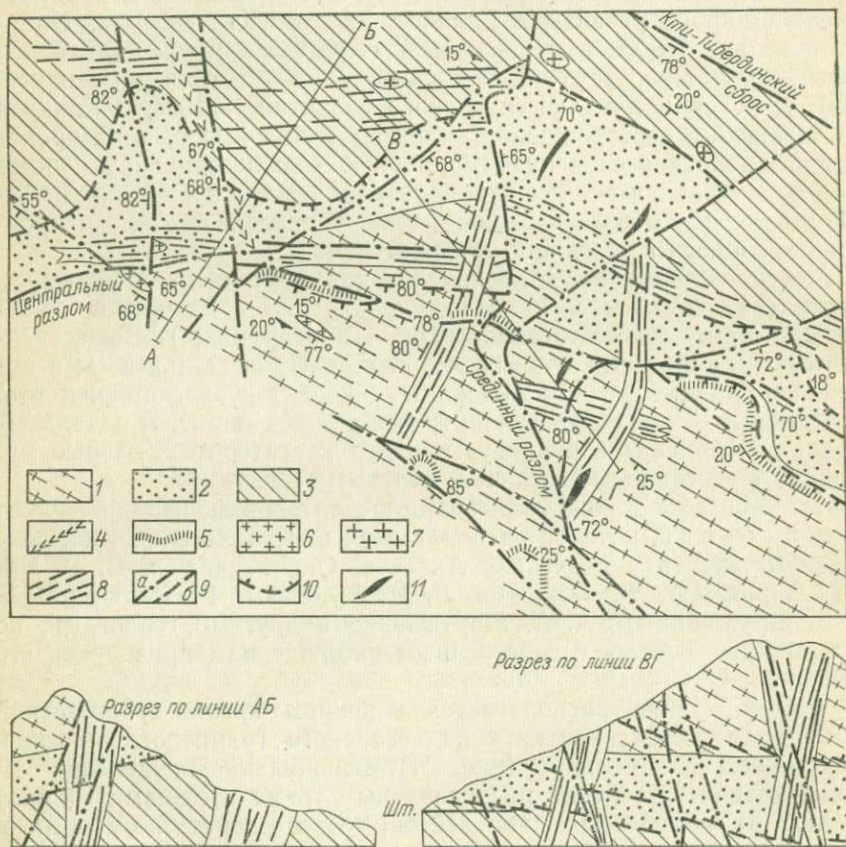


Рис. 24. Тектоническая схема месторождения Кти-Теберда. По А. В. Дружинину и др.

Докембрийские метаморфические породы: 1 — верхняя толща, слюдяные сланцы; 2 — средняя толща, амфиболиты, гнейсы, слюдяные сланцы; 3 — нижняя толща, гнейсы. Мезозойский интрузивный комплекс: 4 — диабазы, 5 — спессартиты. Палеозойский интрузивный комплекс: 6 — гранит-порфиры, 7 — граниты, 8 — зоны кварцевых и кварц-полевошпатовых жил и прожилков; 9 — крутопадающие разрывные нарушения достоверные (а) и предполагаемые (б); 10 — пологопадающие разрывные нарушения; 11 — оси второстепенных антиклинальных складок

распространение рудных жил как меридионального, так и субширотного простирания;

в) трещины северо-восточного простирания, вмещающие многочисленные жилы;

г) нарушения северо-западного простирания, представляющие собой послонные зоны смятия, фельдшпатизированные и оруденелые, особенно на контактах пластов амфиболитов.

Рудные тела месторождения представляют собой кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы и жильные зоны, а также линзообразные залежи в амфиболитах вблизи этих зон. Жильные рудные тела локализуются в двух полосах субширотного простирания, из которых практический интерес представляет только северная, а также в двух субмеридиональных нарушенных зонах. Линзообразные пологие рудные тела располагаются на контактах амфиболитов и гнейсов и имеют облик раздробленных биотитизированных пород с жилами и линзами кварца. Главные рудные минералы — шеелит и арсенопирит; второстепенные — пирит, галенит, пирротин, вольфрамит, сфалерит, халькопирит; редкие — висмут самородный, сульфосоли свинца и висмута, теллуриды; жильные представлены кварцем и полевым шпатом. Рудные минералы концентрируются в зальбандах жил и их центральных частях. Для шеелита характерна ассоциация с биотитом. Образование руд происходило в следующем порядке: шеелит—арсенопирит—пирит, галенит, пирротин, сфалерит, халькопирит. По вертикали вольфрамовая минерализация прослежена в Кти-Тебердинском рудном поле на 1,5 км, причем на нижних горизонтах вблизи кровли гранитов наблюдается кварц-вольфрамитовая ассоциация, а выше преобладает шеелит.

Месторождение генетически связано с верхнепалеозойскими гранитами и служит примером проявления сложного магматическо-структурно-литологического контроля оруденения. Широкое распространение интенсивной шеелитовой минерализации в амфиболитах вблизи гранитных интрузий обнаружено Ю. П. Андреевым и А. А. Мартыненко в прилегающем к Кти-Теберде районе верховьев Хагега.

Кварц-вольфрамитовая рудная формация менее характерна для Большого Кавказа, она распространена лишь в Главном хребте. По времени образования ее представители относятся к герцинским (Куспарты, Дуппх) или кайнозойским (Сангутидон). В некоторых случаях кварц-вольфрамитовые жилы считаются корнями кварц-шеелитовых месторождений (Дуппх). Существуют переходы между кварц-вольфрамитовой и кварц-арсенопиритовой минерализацией. Тектоно-магматические условия становления рудопроявлений и месторождений кварц-вольфрамитовой рудной формации аналогичны таковым для кварц-шеелитовой формации, с которой они тесно ассоциируют в пространстве и во времени.

Все известные представители формации залегают в кровле гранитных массивов или располагаются вблизи них и по форме представляют собой жилы. Главные рудные минералы — арсенопирит, вольфрамит, шеелит, иногда касситерит (Илипсар); жильные —

кварц и полевой шпат. Как и кварц-шеелитовые они тесно ассоциируют с мышьяковой и оловянной минерализацией (Куспарты, Илипсар), однако встречаются и чисто кварц-вольфрамитовые жилы (Дуппх).

Представителем рассматриваемой рудной формации может быть месторождение Куспарты, в облике которого есть переходные черты от кварц-арсенопирит-вольфрамитового к кварц-арсенопирит-шеелитовому объекту. Месторождение изучалось Г. М. Ефремовым. Располагается оно в Балкарии, в бассейне Чегема. Район

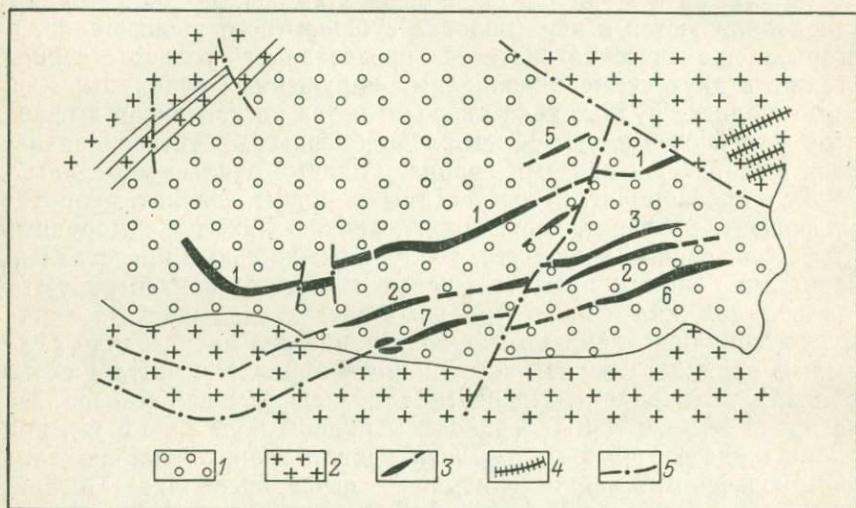


Рис. 25. Схема геологического строения рудопоявления Куспарты.

1 — кристаллические сланцы (макерская свита); 2 — порфиридные граниты; 3 — кварц-арсенопиритовые жилы и их номера; 4 — кварцевые жилы в гранитах; 5 — нарушения

сложен докембрийскими кристаллическими сланцами, являющимися кровлей верхнепалеозойского гранитного массива (рис. 25). С севера и юга ограничивается крупными субширотными разломами, а образованный ими блок рассечен мелкими трещинами: а) субширотными, вмещающими рудные тела; б) субмеридиональными, иногда с кварцем, секущими руду; в) северо-западными и г) северо-восточными.

Вблизи магматического контакта гранитного интрузива в сланцах, в субширотной и тектонически ослабленной зоне шириной 250—300 м располагаются 13 параллельных рудоносных кварцевых жил. Все они падают на юг и имеют значительную протяженность. Мощность их изменчива. Рудные жилы нигде на поверхности не проникают в граниты.

Рудные жилы сложены белым, иногда светло-серым кварцем, в котором в виде гнезд, линз, жилок и вкрапленности рассеяны рудные минералы. Главные — арсенопирит, пирит, вольфрамит, шеелит; встречаются галенит, сфалерит, халькопирит, пирротин,

золото самородное. В пределах месторождения широко развиты: а) согласные линзы, жилы и гнезда кварца в кристаллических сланцах; б) пегматитовые жилы; в) кварцевые жилы в зонах смещающих рудные тела; г) безрудные гребенчатые кварцевые жилы в гранитах с обломками гранитов, несущие редкую вкрапленность халькопирита и галенита.

На месторождении четко установлено, что согласные кварцевые и пегматитовые жилы секутся рудоносными жилами, а последние пересекаются поперечными кварцевыми жилами. Формирование руд месторождения происходило в два этапа: в первый произошла грейзенизация вмещающих пород и отложение вольфрамита и шеелита; во второй выкристаллизовались кварц, арсенопирит, пирит (I стадия) и все остальные рудные минералы, а также кварц и карбонаты (II стадия).

Ферберит-антимонитовая формация по условиям и времени образования, пространственному размещению относящихся к ней объектов и взаимоотношению с магматическими породами обособлена от рассмотренных выше вольфрамовых месторождений. Главная область ее распространения на Большом Кавказе — Рача-Осетинская рудная зона, расположенная в верховьях Риони и Ардона. Второй участок проявления оруденения находится на северном склоне Главного хребта в верховьях Шаро-Аргуна.

В Рача-Осетинской зоне расположены такие типичные представители формации, как Ноцарское, Сагбское, Моцанцарское, Мамисонское месторождения и рудопроявления, в Шаро-Аргунском участке — Хуландойское. Для всех их принимается единый неогеновый возраст, поскольку в Раче-Осетинской зоне ферберит-антимонитовое оруденение входит в единый рудный комплекс, часто образуя переходные типы с сурьмяным, ртутным и реальгар-аурипигментовым, секущим третичные дациты, а отдельные его представители (Калайстадон) залегают в меловых породах.

Месторождения ферберит-антимонитовых руд образовались при активизации жесткого блока Большого Кавказа в альпийскую эпоху, при дифференцированном воздымании Главного хребта в участке сочленения тектонического блока центрального поднятия и еще недостаточно жесткой зоны Южного склона. Контролируются месторождения глубинным разломом и представляют собой гидротермально-измененные окварцованные зоны смятия в глинистых сланцах юры или в дайках диабазов. Иногда руда представляет собой брекчию вмещающих пород на кварцевом цементе либо кварцевую жилу. Главные рудные минералы — ферберит и антимонит; второстепенные и редкие — арсенопирит, пирит, сфалерит, шеелит, киноварь (табл. 19).

Генетической связи ферберит-антимонитовых руд с какими-либо магматическими породами не установлено, но они тяготеют к участкам развития неогеновых дацитов (Рача).

Представителем месторождений ферберит-антимонитовой формации служит Хуландойское, расположенное в бассейне Аргуна в Чечено-Ингушетии. По данным В. А. Большакова,

Таблица 19

Минеральный состав рудных формаций (Sb, W)

Месторождения	Ферберит	Антимонит	Пирит	Арсенопирит	Сфалерит	Халькопирит	Шешлит	Киноварь	Галенит	Касситерит	Кобальтин	Пирротин	Висмутин	Реальгар	Серцит	Кварц	Карбонаты	Диккит	Накрит
Ноцарское	++	++	+	+	+	+	+	+							+	++	+		
Сагебское	++	++	+	+	+	+	+	+							+	++	+		
Калайстадонское	++	++						+								++	++	++	
Моцанцарское . . .	++	+	+													++	+		
Мамисонское	++	+	+													++	+		
Хуландойское . . .	+	++	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+		++	+		

Примечание. ++ — главные, + — второстепенные и редкие минералы.

В. Н. Зайцева и Л. В. Пшеничного, район месторождения сложен верхнетоярской песчано-аргиллитовой толщей, образующей широтно расположенную асимметричную Сусулкортскую антиклиналь (рис. 26). Ее северное крыло осложнено мелкими складками и значительным Холикортским взбросом.

Между осью антиклинали и этим нарушением размещаются мелкие зоны дробления и трещины северо-восточного и северо-западного направлений, в которых локализовано несколько десятков рудоносных кварцевых жил. Наиболее значительны жилы 1, 2, 3 и 4, представляющие два характерных для месторождения морфологических типа рудных тел.

Жила 3 имеет длину более 300 м. Она простирается по азимуту 235°, при северо-западном падении под углом 75°. Слагающий ее кварц молочно-белого цвета раздроблен и несет на поверхности редкую рассеянную вкрапленность антимонита. Жила разведана штольнями и на горизонте 60 м от поверхности, где к ней прилегают опережающие трещины, обнаружены два интервала, сложенные массивным антимонитом. В богатых рудах присутствует ферберит, обволакивающий скопления антимонита или образующий прожилки (до 2 мм), которые также приурочены к контактам антимонитовых жилок.

Жила 4 представляет собой зону перемятых аргиллитов, пронизанных прожилками кварца мощностью 1—3 см. Кварц прожилков молочно-белый, иногда ленточный. Характер рудной минерализации тот же, что и в жиле 3.

Минеральный состав большинства жил месторождения однообразен. Главные рудные минералы — антимонит и ферберит (преобладает первый); основной жильный минерал — кварц; встречаются карбонат и хлорит. Иногда в жилах (по данным Л. В. Пшеничного) присутствуют пирит, галенит, касситерит, арсенопирит, кобальтин, халькопирит, сфалерит, висмутин, пирротин, киноварь, реальгар. Среди жил месторождения встречаются содержащие

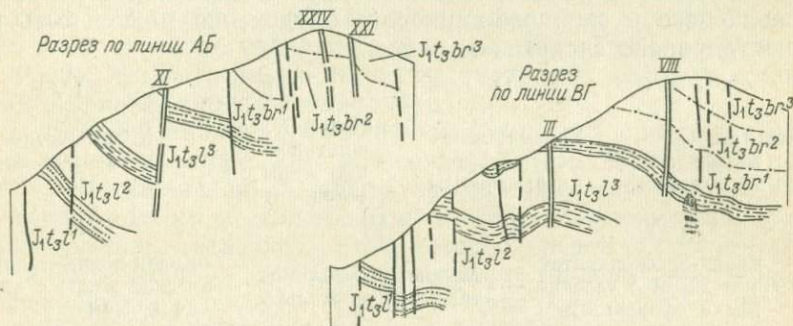
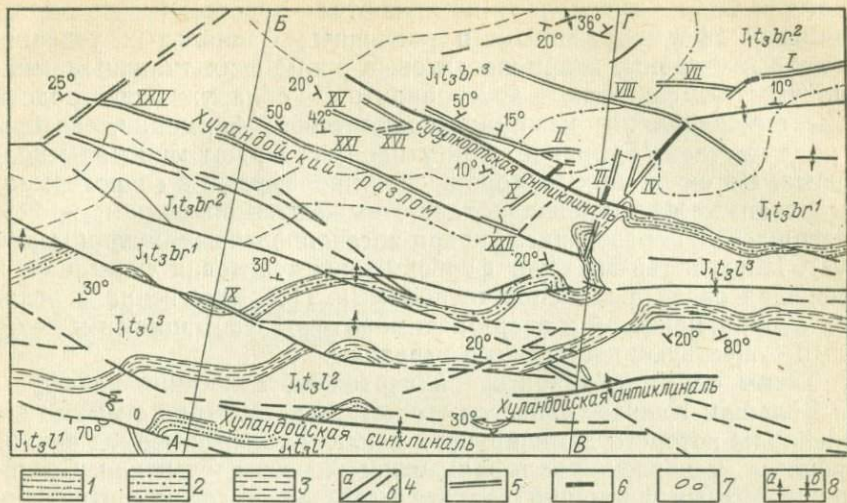


Рис. 26. Схема геологического строения ферберит-антимонитового рудопроявления Хуландойского.

1 — пакчи песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов; 2 — пакчи и пакеты переслаивающихся песчаников, аргиллитов и алевролитов; 3 — пакчи аргиллит-алевролитов; 4 — разрывные нарушения: прослеженные (а) и предполагаемые (б); 5 — разрывные нарушения, несущие рудную минерализацию; 6 — рудные тела с промышленным содержанием сурьмы; 7 — дайки диабазов; 8 — оси антиклинальных (а) и синклинальных (б) складок

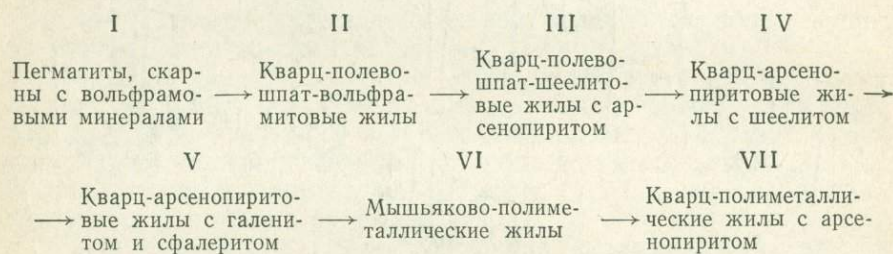
только галенит и пирит и, по-видимому, принадлежащие к другому этапу минерализации. Околорудные изменения в зальбандах рудных жил весьма незначительны и представлены окварцеванием, хлоритизацией и иногда пиритизацией.

О соотношении вольфрамоносных формаций

Между большинством формаций вольфрамовых месторождений на основании близости минерального состава, наличия переходных разновидностей, однородности условий образования, одновозрастности и других признаков устанавливается определенная связь. Пегматиты и кварц-полевошпатовые с мусковитом жилы кварц-вольфрамитовой и кварц-шеелитовой формаций отличаются только количественным

соотношением минералов и являются родственными образованиями, сформированными в различных фациальных условиях. С другой стороны, кварц-шеелитовые жилы с их типичным минеральным компонентом — арсенопиритом — обнаруживают родство с месторождениями кварц-арсенопиритовой формации, которые в ряде случаев (Курранан, Сангутидон) содержат минералы вольфрама. На скарновых месторождениях вольфрама в гидротермальный этап их формирования также выносятся мышьяк и процесс завершается образованием кварц-арсенопиритовых жил (Тырныуз). Иную ветвь образует ферберит-антимонитовая формация, не имеющая связи с вышеперечисленными. Она родственна с реальгар-аурипигментовой и кварц-антимонитовой формациями и между ними существуют постепенные переходы.

Таким образом, характерной чертой металлогении вольфрама на Большом Кавказе является его четкая ассоциация с мышьяком, минералы которого доминируют в заключительный период единого процесса становления вольфрам-мышьякового оруденения. Соотношение рудных формаций для этих двух металлов и соотношение мышьякового и свинцово-цинкового оруденения может быть проиллюстрировано следующим рядом.



Представители этого ряда встречаются на Большом Кавказе часто и приведенная схема связи реальна. Она показывает соотношение постмагматических, послегранитных рудных процессов. В этом ряду, несмотря на выявляемую в других провинциях связь вольфрама и молибдена (Быбочкин, 1965), последний, если не считать скарнов, не присутствует, не связан с вольфрамом или, возможно, они не отлагались совместно. Молибденит отсутствует в Блыбском, Муштинском, Кти-Тебердинском и других вольфрамоносных районах.

Ассоциация молибдена и вольфрама оказывается возможной только в условиях скарнообразования, когда молибден и вольфрам образуют даже совместные минералы, например молибдошеелит (Тырныуз). Но и здесь более поздние гидротермальные жилы являются чисто молибденовыми и не содержат вольфрама. Примечательно, что и в вольфрамоносных, и в молибденоносных жилах встречаются одни и те же минералы-спутники—сульфиды. По-видимому, физико-химические параметры, влияющие на разделение молибдена и вольфрама, не имеют существенного значения для образования сульфидов железа, мышьяка, свинца, меди. Обо-

собленность вольфрама и молибдена проявлена и в распространенности этих металлов в изверженных и осадочных породах Большого Кавказа. В ряде основных геосинклинальных изверженных пород, где вольфрам отсутствует, обнаруживается молибден. Не коррелируется изменение содержания молибдена и вольфрама в породах осадочных.

Возможно, первичные формы распределения вольфрама и молибдена в породах также сыграли роль в определении их путей миграции и концентрации.

Геологические факторы контроля вольфрамового оруденения

Магматический контроль для вольфрамовых месторождений является основным, так как для большинства из них устанавливается обязательная связь с изверженными породами. Для блыбских нижнепалеозойских кварц-шеелитовых жил Г. М. Ефремов предполагает связь с гнейсированными гранитами. Все известные герцинские рудопоявления и месторождения вольфрама залегают либо в кровле гранитного массива (Кти-Теберда, Илипсар, Кусарты, Хагега), либо в самих гранитах, для которых устанавливается вольфрамовая специализация.

По классификации А. М. Быбочкина месторождения вольфрама Кавказа можно относить к I и II группам, — «залегающим в кровле гранитных интрузивов». Особенно четок магматический контроль послепалеозойских месторождений, которые группируются вокруг «неинтрузий», изменение состава которых влечет за собой изменение минерализации. Для гранодиоритов типично преобладание мышьякового оруденения (Тепли, Танадон), а с более кислыми и дифференцированными породами (Сангутидон, Тырнауз) связано разнообразное оруденение — вольфрамовое, висмутовое, молибденовое, мышьяковое и др.

Структурный контроль вольфрамового оруденения в региональном плане на Большом Кавказе заключается в его распространенности только в антиклинальных зонах (Главного хребта, Бечасынской, Блыбской), в которых длительное воздымание определило размещение гранитоидных интрузий. Для ферберит-антимонитового оруденения региональный структурный контроль выражен в размещении его в зонах глубинных разломов, ограничивающих антиклинальные поднятия.

Структурный контроль более детального плана выражается в приуроченности гидротермальных жил к разрывным нарушениям, осложняющим антиклинали и горстообразные структуры, а для контактово-метасоматических образований — в сочетании нарушенных зон с ореолом контактового воздействия массивов изверженных пород. В Блыбской зоне — антиклинальной структуре северо-западного простирания — рудовмещающими являются серии трещин чаще северо-западного и редко субмеридионального и северо-восточного направлений, расположенные на северном крыле

антиклинали. На Кти-Тебердинском рудном поле в Главном хребте оруденение приурочено к антиклинали, осложненной крупными разломами северо-западного простирания. Жилы района Сангутидон приурочены, как и штоки изверженных пород, к сочленению широтной ослабленной зоны южного борта юрской депрессии и серии нарушений северо-западного простирания и располагаются в приподнятом блоке.

Литологический контроль вольфрамового оруденения играет значительно большую роль, чем та, которая придавалась ему до настоящего времени. Большинство гидротермальных вольфрамовых рудопроявлений и месторождений залегают в породах кровли гранитов, в отличие от молибденовых, которые практически все локализованы в гранитах. Так, из 36 рассмотренных вольфрамовых месторождений и рудопроявлений Большого Кавказа в осадочных и метаморфических породах залегают 26, а из 36 молибденовых — 32 локализовано в гранитах. Поскольку источником вольфрама месторождений Большого Кавказа скорее всего служил «гранитный слой», то в силу различия в масштабах накопления вольфрама в осадочных породах и, конечно, разнообразия условий становления гранитоидов участки, сложенные различными осадочными и метаморфическими породами, неодинаковы по перспективности на вольфрамовые месторождения. Предположительно, к наиболее благоприятным следует отнести районы накопления глинистых пород, перемежающихся с карбонатными осадками. В эффузивных геосинклинальных толщах, грубозернистых терригенных породах и молассах становление вольфрамоносных гранитоидов менее вероятно.

Литологический контроль высокого порядка, проявляющийся в форме обогащения рудных жил при пересечении ими пластов определенного состава, на Большом Кавказе проявляется часто. Так, на месторождении Кти-Теберда богатое оруденение находится в участках пересечения жилами пластов амфиболитов, которые поставляли кальций для образования шеелита. Несомненно литологический контроль скарновых вольфрам-молибденовых руд месторождения Тырнауз, где они образуются в карбонатных и эффузивно-осадочных толщах в зоне контактового воздействия гранитной интрузии.

Выводы

Суммируя приведенные данные, можно сделать следующие выводы об основных чертах металлогении вольфрама.

1. Вольфрамовое оруденение возникало в ранне- и позднеорогенные стадии развития Большого Кавказа, в зонах антиклинального типа, имеющих сиалический фундамент. Для геосинклинальных этапов развития и сформировавшихся в это время магматических и рудных комплексов вольфрам не характерен.

2. Возникновению оруденения предшествовало образование гранитных массивов, происходившее в условиях воздымания. Вольфрамовые месторождения генетически связаны с гранитами.

3. Вольфрамовые месторождения и рудопроявления в большинстве случаев формировались в экзоконтактах гранитных массивов в их кровле, в антиклинальных или горстовых структурах.

4. Первичным источником вольфрама служили, по-видимому, осадочные и метаморфические породы, в которых происходило гранитообразование.

5. Вольфрам и молибден на Большом Кавказе при гидротермальных процессах имели различные пути миграции и накопления. Близкий спутник вольфрама — мышьяк.

4. МОЛИБДЕН

Большой Кавказ, где неоднократно происходили процессы интенсивного гранитообразования, является рудной провинцией с широким распространением молибденового оруденения. Наиболее многочисленны рудопроявления молибдена в его центральной части. Молибденоносность Кавказа связана не только с синорогенными гранитами. В раннегеосинклинальных изверженных породах и рудных месторождениях отмечены значительные концентрации этого металла. Наконец, в осадочных толщах предгорных прогибов, в связи с породами нижней молассы, насыщенными органическими остатками, также встречаются высокие концентрации молибдена. Широкая распространенность оруденения по площади, его «сквозной» характер во времени, приуроченность к образованиям различных стадий геосинклинального развития и периоду активизации позволяют считать молибден типоморфным металлом Большого Кавказа.

Молибден в горных породах и рудах других металлов

1. Распространение молибдена в горных породах Большого Кавказа изучалось не систематически, но имеющиеся данные позволяют составить представление об общих закономерностях его распределения. Сведения о содержании молибдена в изверженных породах приведены в табл. 20.

Данные, полученные автором в результате опробования разреза по рр. Чегем и Баксан, приведены в табл. 21.

Как показывают данные табл. 20 и 21, на Северном Кавказе наблюдается тенденция накопления молибдена в основных породах, где его содержание выше, чем в гранитах. Это резко отличает поведение молибдена в магматическом процессе от поведения вольфрама, наиболее низкие концентрации которого характерны для основных эффузивов и интрузий.

З. В. Студенникова и М. И. Глинкина (1964 г.) определили содержание молибдена в разновозрастных изверженных породах. По их данным изменение содержания молибдена не зависит от возраста пород. Не отмечается также и связи между содержанием молибдена в изверженных породах и временем их образования относительно стадий развития геосинклинали. Некоторое увеличение

Таблица 20

Содержание молибдена в изверженных породах
По З. В. Студениковой (1971 г.)

Породы, регион	Число проб	Содержание, г/т	
		среднее	от — до
Серпентиниты; рр. Теберда, Малка, Лаба	29	0,7	1,0—2,8
Габбро, габбро-диабазы	21	2,3	1,7—3,4
Диориты, плагиограниты, Блыб	24	1,0	0,3—2,1
Гранодиориты; Северная Осетия	18	1,1	1,0—2,2
„ Малка	9	0,8	0,3—1,7
„ Цей	2	2,2	—
„ Санчаро	11	2,1	1,7—2,2
„ Тепли	6	1,2	1,0—1,2
„ дарьяльские	12		
Граниты эльджуртинские, кассарские	50	1,2	0,5—2,9
„ фаснальские	8	1,1	0,2—2,1
„ балкарские микроклиновые	17	1,0	0,3—2,5
„ уллукамские двуслюдяные	42	1,0	0,6—7,2
„ садонские мусковитовые	47	1,1	0,5—2,4
„ тызыльские мусковитовые	9	1,2	1,2—2,4
„ малкинские аляскитовые	12	0,7	0,8—1,7
Метаморфизованные порфиры	16	1,0	
Кварцевые альбитофиры и их туфы	6	1,0	
Диабазовые порфириты	8	2,7	
Дацитовые порфириты, спилиты	20	2,2	
Диабазы	4	1,0	
Липариты	17	0,8	
Дациты	7	2,6	
Андезиты	3	2,0	

Таблица 21

Содержание молибдена в различных породах

Породы	Число проб	Возраст	Содержание, г/т
Липариты	16	N	2—3
Гранит мусковитовый	44	Pz	Следы—2
Порфировидный гранит	15	N	1
Эльджуртинский гранит	48	N	1
Мигматиты	71	Докембр.	Не обн.
Серпентиниты	17	Pz	1
Туфопесчаники	7	Mz	3
Аргиллиты	2	Cr	20—1
Известняки	12	„	Не обн.
Песчаники	5	„	„
Мергели	9	„	„
Известняки	25	J ₃	Нет—2
Песчаники	7	J ₂	Нет—2
Алевролиты	3	J ₁	Нет—1
Конгломераты красноцветные	9	P	1—2
Кристаллические сланцы		pCm	3

количества молибдена характерно для изверженных пород, образовавшихся в стадию геосинклинального погружения. Наибольшие количества металла содержат диабазовые порфириты, габбро-диориты, гранодиориты. Низкие устойчивые (около 1 г/т) содержания отмечаются в массивах гранитоидов (Сангутидон, Тепли, Эльджурта, лакколиты Кавказских Минеральных Вод).

Содержание молибдена в осадочных породах Северного Кавказа часто превышает количества, обнаруживаемые в изверженных породах, причем, в отличие от вольфрама, наивысшие значения отмечены в терригенных (3,9; 5,3; 9,6 г/т) и глинистых (2,8; 3,3; 4,3; 22,7) породах. В углях молибден иногда присутствует в количестве до 10 г/т. Карбонаты в большинстве случаев содержат меньше молибдена, чем терригенные осадки, но разница не столь велика, как для вольфрама. В целом же и в осадочном процессе молибден отделяется от вольфрама. В осадочных породах в отличие от изверженных устанавливается повышение количества молибдена от палеозойских пород к мезозойским и кайнозойским. Выборка из данных З. В. Студенниковой наглядно это иллюстрирует (табл. 22).

Т а б л и ц а 22

Содержание молибдена в породах различного возраста, г/т

Породы	D ₂₋₃	C ₁	C ₂₋₃	J	Cr	Pg ₁₋₃	Pg ₃	N ₂₋₃	N
Песчаники			1,2	0,8—9,6	1,1—1,9	3,9	5,3	1,4	2,3
Глинистые сланцы	1,0	Нет	1,0—2,0	0,7—2,8	1,1—4,3	0,8	22,7	1,3	0,6
Известняки	0,19	0,2—0,3	Нет	0,8	1,8—4,7	3,4	13,0	2,3	

Наиболее резкое увеличение содержаний молибдена в осадках отмечается для мелового и палеогенового периодов. В неогеновых осадках оно вновь уменьшается. Возможно, это связано с эндогенными процессами, предварявшими отложение богатых молибденом осадков.

2. Молибден в рудах других металлов встречается относительно редко. Его минералы обнаружены в месторождениях кварц-арсенопиритовой, кварц-шеелитовой и мышьяково-полиметаллической формаций (табл. 23).

Т а б л и ц а 23

Распространенность минералов молибдена в рудных формациях

Рудная формация	Число изученных объектов	Число объектов с минералами молибдена
Кварц-шеелитовая	17	2
Кварц-арсенопиритовая	56	2
Мышьяково-полиметаллическая	47	4

Кроме минеральной формы, молибден присутствует в других рудах и как элемент-примесь. Наиболее значительны его содержания в доскладчатых медноколчеданных месторождениях, связанных с эффузивами. Примером такого месторождения является Урупское (Покалов, 1964).

Время и условия формирования оруденения

Образование месторождений и рудопроявлений молибдена происходило на Большом Кавказе во все металлогенические эпохи. Из досреднедевонских молибденовых рудопроявлений известны пегматиты (Блыбское). В герцинскую металлогеническую эпоху сформировалось наибольшее число рудопроявлений молибдена. Судя по их четкой приуроченности к гранитным интрузивным массивам, которые формировались с раннего карбона до поздней перми, возраст кварц-молибденитовых жил различен и колеблется в этих же пределах. В киммерийскую металлогеническую эпоху на южном склоне Большого Кавказа образовывалось редкометальное оруденение, связанное с верхнеюрскими келасурскими гранитами. Возможно, временным аналогом этих рудопроявлений является молибденовое оруденение в аплитовых дайках, пересекающих юрские аргиллиты в верховьях Малой Лабы.

Следующим этапом формирования молибденовых месторождений явился период внедрения, по-видимому, в неогене или в конце палеогена сангутидонских, тырныузских, теплинских, танадонских и подобных им малых интрузий гранитоидов. С ними связаны промышленные месторождения молибдена типа Тырныуза. Не случайно, что осадочные породы этого возраста отличаются наиболее высокими содержаниями молибдена, и в палеогене образовались осадочные рудопроявления молибдена майкопской свиты. Таким образом, месторождения молибдена формировались в течение всей металлогенической истории Большого Кавказа.

Месторождения молибдена известны в зонах Блыбской, Главного хребта, Бечасынской, Северного склона и передовых прогибов. В Блыбской зоне, где молибденовое оруденение представлено пегматитами с молибденитом района хр. Маркопидж и кварц-молибденитовыми жилами хр. Стопотового, формирование рудопроявлений происходило в условиях устойчивого блока, расположенного между прогибами северного (Ахметовский) и южного (Шах-Лабинский) склонов Большого Кавказа. В пределах блока внедрялись гранитоиды, отличавшиеся натровым характером. Молибденовое оруденение возникло позже этих интрузий и связь его с ними проблематична.

Концентрация молибдена в колчеданных месторождениях происходила в среднем девоне в эвгеосинклинальном прогибе Передового хребта, где молибден, как и колчеданное оруденение, связан с дифференцированными магмами спилит-диабазовой формации и его источник предполагается либо в базальтовом слое, либо в верхней мантии. Подобная ассоциация не является закономерной.

Колчеданные руды киммерийского возраста, парагенетически связанные со спилит-диабазовой и габбровой формациями, не содержат заметных количеств молибдена. Возможно, это зависит от степени дифференциации магм. Там, где медные руды ассоциируют со слабодифференцированными магматическими породами и где вулканизм проявлен слабо, молибдена мало (Дагестан). В случае существенной дифференциации базальтоидной магмы с образованием гипабиссальных габбро-плагиигранитных комплексов (санчаро-кардывачский) возникают условия для отделения и концентрации молибдена. С кислыми членами габбро-плагиигранитного ряда связаны медно-молибденовые гидротермальные и скарновые рудопроявления верховьев Макры и Дамхурца.

Бечасынская зона, а также ее северо-западное продолжение в бассейне Белой, где среди поля юрских платформенных осадков приподняты горстообразные блоки фундамента (Даховский, Сахарайский), в период становления молибденового оруденения в позднем палеозое, представляла антиклинорный участок геосинклинали, испытавшей складчатость и орогенез.

Магматизм здесь активно проявился именно в этот период. Его продукты представлены гранитными массивами, малыми интрузиями и дайками гранит-порфиров (Эльбрус, Нижняя Теберда, Тызыл, Даховский и др.).

Главный хребет в период становления молибденового оруденения, т. е. в среднем карбоне—перми представлял внутреннее поднятие геосинклинали, возникшее на месте относительно устойчивого блока досреднедевонского геосинклинального прогиба. В Главном хребте активнее, чем в других зонах, проявился позднегерцинский гранитоидный магматизм, в размещении которого играет роль основность пород, слагающих древний фундамент. Граниты и сопровождающие их рудопроявления молибдена размещены в участках, сложенных сиалическими толщами, и отсутствуют там, где преобладают фемические породы. Молибден при происходивших в этот период процессах концентрировался: 1) в жильных дериватах гранитных массивов — аплитовых дайках (Сагыз-Таши), 2) в пегматитах, где он ассоциирует с вольфрамом и оловом (Матискол, Туяла, Афсану) и 3) в кварцевых жилах (Азгек, Уллу-кам, Цадота).

Геологическая позиция месторождений молибдена в Главном хребте и Бечасынской зоне сходна с таковой в Хакассии, где месторождения типа Сорского приурочены к осевым зонам антиклинальных сооружений, остававшихся положительными структурами в течение всего палеозоя (Покалов, 1964). В эти структуры по разломам внедрились субвулканические тела кислых, иногда с повышенной щелочностью пород.

Следующее в возрастном ряду — ниже-среднеюрское молибденовое оруденение, еще очень слабо изученное, формировалось на Большом Кавказе в южной части северо-западного окончания Главного хребта, в интервале между верховьями Большой Лабы и Белой — в Санчаро-Кардывачской подзоне. Молибденовая минерали-

зация встречается здесь в связи со скарнами на контакте гранитов и мраморов, особенно при наложении на скарны медно-пирротиновой минерализации.

Вкрапленность молибденита наблюдается и в аплитовых дайках, рассекающих юрские аргиллиты.

За исключением кварцевых жил с молибденитом, тяготеющих к палеозойским гранитным массивам, все другие концентрации молибдена имеют в этом районе юрский возраст. В этот период Санчаро-Кардывачская подзона располагалась на периферии геосинклинального прогиба Южного склона, в котором тенденции погружения доминировали с девонского по юрское и более позднее время, когда движения захватили южную окраину блока Главного хребта. Подзона сложена фемическими метаморфическими толщами и поэтому содержит меньше гранитоидов, чем северная часть Главного хребта. Располагаясь на границе разнородных по жесткости и подвижности блоков земной коры в силу своей нарушенности, подзона была, по-видимому, проницаема для расплавов и растворов. В начале юрского времени здесь проявился интенсивный дифференцированный вулканизм, продукты которого представлены плагиоклазовыми андезитовыми порфирами и кварцевыми альбитофирами.

Интенсивен был и последующий интрузивный магматизм, давший полный набор последовательных дифференциатов основной магмы: 1) габбро, 2) диориты, кварцевые диориты, спессартиты, 3) штоки и дайки гранодиоритов, плагиогранитов и плагиоаплитов. Содержание молибдена в них, по данным Г. А. Михеева и Ю. П. Андреева, повышается от ранних к поздним членам ряда. Эти тектоно-магматические процессы произошли в середине доггера, когда юрская геосинклиналь испытывала первые складкообразующие движения. Последовательность магматизма в Санчаро-Кардывачской подзоне в некоторой мере похожа на формирование третичных плутонов в Армении, где первыми внедрялись габбро, затем монзониты, порфировидные гранодиориты и граниты и сопровождающие их рудоносные гранит-порфиры и гранодиорит-порфиры (Магакьян и др., 1962).

Молибденовое оруденение, которое ассоциирует с «неоинтрузиями» (Сангутидон, Танадон, Тепли, тырнаузский комплекс и др.), формировалось в тот период, когда северная часть Главного хребта, где и расположены рассматриваемые месторождения, приобрела черты молодой платформы. Фундамент этой области был сложен докембрийскими и палеозойскими породами, перекрытыми юрским осадочным чехлом. Подвижки в отступившей к югу геосинклинали находили здесь отражение, во-первых, в общем воздымании зоны, а во-вторых, в раскалывании южного края платформенного блока. Наибольшей деформации подвергся блок, расположенный между Пшекиш-Тырныузским разломом и Главным надвигом. По северному ограничивающему разлому, а также по разлому, рассекающему центральную часть восточного окончания блока (южный борт Штулу-Харесской депрессии в Горной Осетии),

на сочленении разломов широтного и северо-западного направлений внедрились штоки гранитоидов, а по северо-западным разломам — многочисленные дайки кислого и среднего состава. Здесь же локализованы и многочисленные рудопроявления молибдена. Судя по разнонаправленности нарушений, выполненных магматическими породами и жилами, их образование происходило при воздымании и растяжении рассматриваемых участков земной коры.

Сангутидон-Тырныаузская зона молибденового и вольфрамового оруденения, связанного с неинтрузиями, охватывает области разновременной складчатости. Северная ее часть консолидировалась в результате позднепалеозойских движений и магматизма, в то время как южная осталась относительно подвижной и в юре. Тектоно-магматическая обстановка рассматриваемой молибденовой области напоминает таковую в Забайкалье (Щеглов, 1968; Покалов, 1964), где месторождения образовались при мезозойской активизации областей более древней складчатости в связи с проявившимся при этом интенсивном магматизме.

На границе палеогена и неогена, в олигоцене—миоцене, при воздымании Главного хребта происходил интенсивный размыв пород кислого состава, а возможно, и месторождений молибдена. Продукты разрушения накапливаются в лагунах передовых прогибов — Восточно-Кубанского и Терского, где формируется нижняя моласса (майкопская серия), отдельные пласты которой обогащены молибденом.

В соответствии со взглядами В. И. Смирнова (1970) о разнообразности источников металлов, на Кавказе выделены три их типа. Для молибдена в медноколчеданных месторождениях ранней геосинклинальной стадии наиболее вероятно его поступление из подкорковых частей Земли, служивших источником для магмы, с которыми связаны медные месторождения. Молибден, содержащийся в кварцевых жилах, рассеянный в дайках аплитов, а также молибден в скарновых месторождениях, судя по генетической связи этих образований с палингенными гранитами, должен иметь коровое происхождение. Наконец, осадочные рудопроявления молибдена образовались за счет кислых изверженных пород Главного хребта и эндогенных месторождений.

Генетические типы и рудные формации

Месторождения и рудопроявления молибдена представлены на Большом Кавказе четырьмя генетическими типами: пегматитовым, скарновым, гидротермальным и осадочным. Они разделяются на пять рудных формаций: молибденоносных пегматитов, молибденит-шеелитоносных скарнов, кварц-молибденитовую (молибденовую), кварц-молибденит-халькопиритовую (медно-молибденовую) и молибден-редкометальную (табл. 24 и 25).

Характеристика рудных формаций (Мо)

Генетический тип	Рудная формация	Стадии и эпохи рудообразования	Сектор геосинклинали, где формировались месторождения	Ведущий металл	Связь с магматизмом	Примеры
Пегматитовый	Молибденоносные пегматиты	Орогенные; досреднедевонская, герцинская и киммерийская	Центральное поднятие. Периферическая устойчивая часть	Молибден	Генетическая с гранитами	Афсану, Магишо
Скарновый	Молибденит-шеелитоносные скарны	Послеюрская активизация	Молодая платформа	Молибден, вольфрам	Парагенетическая с гранитами	Тырныауз
Гидротермальный	Кварц-молибденитовая	Орогенные; герцинская и киммерийская	Устойчивая центральная и периферическая части. Зоны активизации	Молибден, висмут	Генетическая с гранитами	Уллу-кам
	Кварц-молибденит-халькопиритовая	Позднегеосинклинальная; киммерийская	Окраинная часть геосинклинального прогиба	Молибден	Парагенетическая с габбро-плагиогранитным комплексом	Верховья Макеры
Осадочный	Молибден-редкометалльная	Олигоцен—миоцен	Передовой прогиб	Молибден и др.		Район г. Черкесска

Таблица 25

Минеральный состав рудных формаций (Mo)

Рудная формация	Рудные минералы		Жильные минералы		Вмещающие породы
	главные	второстепенные	главные	второстепенные	
Пегматиты молибденоносные	Молибденит, шеелит, пирит	Касситерит	Кварц, полевой шпат, мусковит	—	Граниты, реже кристаллические сланцы
Скарны	Молибденит, шеелит, молибдошеелит	Пирротин, магнетит, халькопирит, сфалерит, висмутин, золото и др.	Кварц, пироксен, гранат, плагиоклаз, волластонит, везувиан, кальцит	—	Мраморы, роговики по эффузивам
Кварц-молибденитовая	Молибденит, арсенопирит	Пирит, галенит, сфалерит	Кварц	Полевой шпат, турмалин	Граниты; в одном случае — роговики
Кварц-молибденит-халькопиритовая	Пирротин, халькопирит и др.		Кварц		Кристаллические сланцы. Глинистые сланцы. Диориты
Осадочная молибден-редкометальная	Пирит, марказит				Глины с органическими остатками

а. Пегматиты

Молибденоносные пегматиты, известные на Большом Кавказе в Горной Осетии и в верховьях Кубани, с точки зрения молибденоносности представляют только научный интерес. В большинстве случаев они связаны с гранитами, являясь шлировыми выделениями в последних. Примером может служить рудопроявление Афсану в Осетии, где двуслюдяные верхнепалеозойские граниты рассечены разломом, вмещающим дайки кварцевых диоритов. Вдоль этого разлома в виде узкой полосы располагаются пегматиты, которые постепенно без резких контактов через пегматоидные граниты переходят в граниты. В пегматитах и главным образом в пегматоидных гранитах неравномерно рассеяны зерна, небольшие гнезда и прожилки молибденита. Всякий бок рудоносной пегматоидной зоны интенсивно грейзенизирован. Аналогичны Афсану и рудопроявления в Восточной Балкарии — Матисикол, Туяла и др. Молибденоносные пегматиты известны и в верховьях Баксана (Азау, Ирик, Шхельда), где они залегают в кристаллических сланцах и в верхнепалеозойских гранитах.

В гранитном массиве верховьев Кубани (Уллу-кам) в ассоциации с кварц-молибденитовыми жилами встречаются шлиры пегматоидов, содержащие рассеянную вкрапленность молибденита. Пегматитовые жилы с бедной вкрапленностью молибденита обнаружены в верховьях Малой Лабы в кварцевых диоритах (Маркопидж), в верховьях ручья Блыб — в гранитах. Пегматиты с вкрапленностью молибденита И. Д. Стороженко наблюдал в гранитоидах Сангутидона.

Не изученным типом молибденового оруденения на Большом Кавказе остаются дайки аплитов, несущие рассеянную вкрапленность молибденита. Такие рудопроявления описаны С. П. Кривохацким, Н. И. Сидоропуло в верховьях левых притоков Большой Лабы, где они секут юрские отложения. Мелкие рудопроявления молибдена, вольфрама, мышьяка известны в связи с келасурским гранитным массивом среднеюрского возраста, расположенным на южном склоне Большого Кавказа.

б. Молибденитовое оруденение в скарнах

Данный генетический тип представлен на Кавказе единственным объектом — месторождением Тырнауз, имеющим большое практическое значение. Краткое его описание приведено в разделе «Вольфрам». Основная часть молибдена здесь принесена в послескарновый собственно гидротермальный этап оруденения, при котором проявилось резкое разделение вольфрама и молибдена.

На месторождении к северу от Центрального разлома, в районе так называемой аномалии 3 имеется рудоносный участок, который может классифицироваться как самостоятельное молибденовое месторождение кварц-молибденитовой формации. Вольфрам здесь отсутствует. Ороговикованные эффузивные породы основного состава

(каменноугольного возраста) пересекаются кварцевыми жилами часто полосчатого строения с тонкорассеянным молибденитом. Мощность жил изменяется от миллиметров до метра при значительной протяженности. Молибденит рассеян также в тончайших трещинах, в роговиках, где он локализуется без жильного выполнения в виде налетов и «присыпок» мощностью в доли миллиметра.

Кроме молибденитового оруденения на участке встречаются кварц-арсенопиритовые и кварц-полиметаллические жилы. Первые секут жилы с молибденитом, а вторые являются самыми поздними образованиями и накладываются как на один, так и на другие. Для молибденитового оруденения, сопровождающего неинтрузии, характерна связь с висмутом. На многих месторождениях этого района (Тырныауз, Сангутидон, Тепли и др.) ассоциация молибдена и висмута постоянна. Так, на Тырныаузе известен так называемый Мукуланский скарн, где проявилась богатая висмутовая минерализация. На Сангутидоне отмечены кварцевые жилы, где ассоциируются молибденит, висмутин и другие минералы.

в. Гидротермальный тип

Гидротермальное молибденитовое оруденение представлено двумя рудными формациями: кварц-молибденитовой (молибденитовая по В. Т. Покалову) и кварц-молибденит-халькопиритовой (медно-молибденитовой).

Кварц-молибденитовая рудная формация объединяет такие месторождения и рудопроявления, где ведущую минеральную ассоциацию составляют кварц и молибденит; второстепенные минералы, обычно более ранние, — пирит, халькопирит и магнетит. Кварц-молибденитовое оруденение формировалось на Большом Кавказе дважды: в верхнем палеозое и в связи с внедрением послесреднеюрских гранитоидных малых интрузий. Практически все известные представители этой формации размещаются в Главном хребте (верховья Малки, Кубани, Даута, Уруха), локализуясь в гранитоидах. Меньшая часть кварц-молибденитовых жил залегает в кровле гранитных массивов — в кристаллических сланцах, либо в юрских толщах. Некоторая часть рудопоявлений молибдена находится в Бечасынской зоне и ее северо-западном продолжении в бассейне Белой.

Рудопроявления кварц-молибденитовой формации представляют собой типичные жилы. В большинстве случаев они имеют северо-западное, реже северо-восточное, субширотное и субмеридиональное простирание. Обычными околорудными изменениями являются окварцевание, серицитизация, хлоритизация, реже грейзенизация. Вкрапленники молибденита иногда встречаются в грейзенизированных, окварцованных и неизмененных гранитах (Хуппара, верховья Марухи и др.).

Типичными представителями кварц-молибденитовой формации можно считать жилы Уллу-кама, располагающиеся в истоках Кубани. Здесь несколько десятков кварцевых жил залегают среди

верхнепалеозойских двуслюдяных гранитов, содержащих ксенолиты мигматитов и гнейсов (рис. 27) и рассеченных дайками аплитов, пегматитов, порфиритов и штоком андезитов. Жилы простираются в северо-западном и северо-восточном направлениях. Их мощность колеблется от сантиметров до первых метров. Здесь же встречаются линзы, прожилки, неправильные, иногда коленообразные

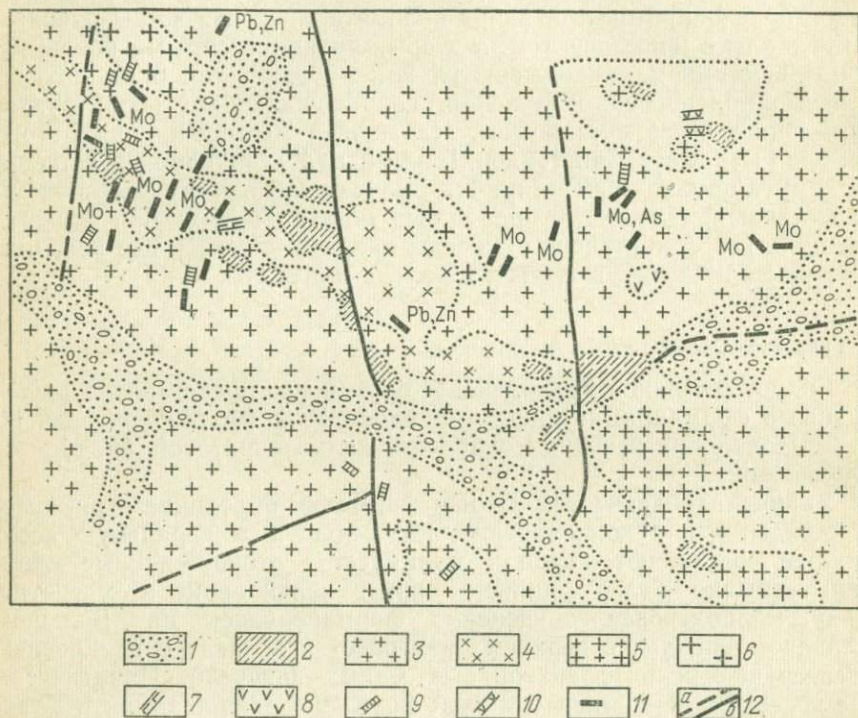


Рис. 27. Схема геологического строения участка Уллу-кама.

1 — четвертичные отложения; 2 — биотитовые гнейсы и роговообманковые сланцы; 3 — двуслюдяные граниты; 4 — пегматоидные граниты; 5 — порфировидные граниты; 6 — биотитовые граниты; 7 — дайки диорита; 8 — андезиты; 9 — пегматиты; 10 — аплиты; 11 — кварцевые жилы с молибденовым, мышьяковым и свинцово-цинковым оруденением; 12 — тектонические нарушения прослеженные (а) и предполагаемые (б)

тела. Контакты жил резкие. Некоторые кварцевые жилы, не содержащие сульфидов, по простиранию сменяются пегматитами (Смирнов, 1960), в которых также присутствует молибденит. Главный жильный минерал — кварц; встречаются полевой шпат, мусковит, хлорит. Молибденит образует мелкие и крупные (до 2,5 см²) вкрапленники. В отдельных жилах встречаются редкие зерна арсенопирита, пирита, халькопирита, сфалерита, галенита. Более ранним по времени выделения является молибденит.

Околорудные изменения на Уллу-каме представлены окварцеванием, хлоритизацией, серицитизацией и реже грейзенизацией. Ширина зон изменений не превышает 0,2—0,3 м.

Многочисленные типичные кварц-молибденовые послесреднеюрские жилы в Горной Осетии располагаются в ассоциации с гранодиоритовым массивом Сангутидон и в большинстве случаев залегают в его пределах (Бубское, Кайсар-дон, ледник Кайсар и др.).

Промышленное значение объектов, относимых к кварц-молибденовой формации, может быть значительным, но большинство из них на Кавказе мелки. Существенно иной взгляд на их оценку может быть при наличии штокверков. Примером такого месторождения, связанного с неоинтрузиями, является Кароби, расположенная в Рачинском районе Грузии. По данным Г. А. Твалчредидзе (1961), оно ассоциирует с дайкой дацита, внедрившейся в разлом, параллельный Главному надвигу. В дайке размещаются мелкие прожилки кварца, содержащие чешуйки и тонкораспыленные вкрапленники молибденита, а также иголки фтор-апатита. Здесь же присутствуют пирит и редкие вкрапленники арсенопирита, халькопирита и антимонита. Кварц-молибденитовые прожилки имеют мощность до 1 см и ориентированы параллельно зальбандам дайки. Гидротермальные изменения дацита выражены окварцеванием и каолинизацией.

Кварц-молибденит-халькопиритовая (медно-молибденовая) формация выделяется на Большом Кавказе условно. К ней мы относим два типа рудопроявлений: а) кварц-халькопиритовые жилы со значительным содержанием молибдена, к ним можно отнести рудопроявления верховьев левых истоков Большой Лабы, Горной Осетии (Цадота) и бассейна Кубани, и б) рассеянное молибденитовое с халькопиритом оруденение в гранодиоритах (Бурстаранта). Рудопроявление Цадота представляет собой кварцевую жилу значительной мощности, залегающую в верхнепалеозойских порфиридных гранитах. В жиле наблюдаются вкрапленность молибденита, халькопирита, галенита, сфалерита. По данным анализов отношение $Mo : Cu : Pb$ равно 3 : 3 : 1.

Примером второго типа может быть рудопроявление Бурстаранта в Горной Осетии, расположенное в пределах Сангутидонской неинтрузии, прорванной изометричным штоком брекчий дацитов диаметром 400 м. Его центральная часть сложена дацитом с порфировой структурой, а периферия — туфобрекчий дацитов. Основная масса породы имеет кварц-альбитовый и кварц-хлоритовый состав. Вкрапленники представлены олигоклазом, олигоклаз-андезином, кварцем, биотитом; есть сульфиды. В туфобрекчии обломки дацита спаяны переизмельченным туфокластическим материалом со скоплениями карбонатов, серицита, турмалина и вкрапленностью сульфидов.

Молибденит, по данным Б. М. Молодцова, встречается в эндоконтакте штока, а также в гранодиоритах. В северо-западной части штока (рис. 28), где брекчирование и турмалинизация дацитовых порфиров значительны, наблюдаются молибденит, халькопирит, шеелит, висмутин, галенит, арсенопирит. Мелкочешуйчатая вкрапленность и гнездообразные скопления молибденита приурочены к разноориентированным кварц-турмалиновым прожилкам.

В гранодиоритах полоса минерализации образует кольцевую зону, то соприкасающуюся со штоком, то удаляющуюся от него на 100—150 м. Качественно оруденение в кольцевой зоне остается та-

ким же, как и в пределах штока, но количество халькопирита увеличивается.

Осадочная молибден-редкометаллическая рудная формация еще не изучена. К ней мы относим осадочные породы с сингенетичной сульфидной, в основном пирит-марказитовой минерализацией, содержащие повышенные концентрации молибдена. Подобные отложения встречены в олигоцен-миоценовой майкопской серии в районе Черкесска и Невинномыска. Майкопская серия относится к нижнемолассовой формации, накопление которой знаменовало начало формирования передовых прогибов Большого Кавказа. Слои с повышенным содержанием молибдена отличаются присутствием большого количества органических остатков. Кроме молибдена, не образующего самостоятельных минералов, в породе присутствует кобальт. Предполагается, что источ-

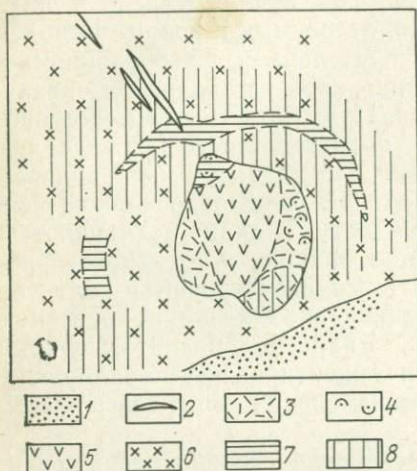


Рис. 28. Схема геологического строения рудопроявления Бурстаранта. По Б. М. Молодцову.

1 — четвертичные образования; 2 — дайки андезит-дацитов; 3 — туфобрекчии дацитовых порфиров; 4 — брекчии дацитовых порфиров на кварц-турмалиновом цементе; 5 — дацитовые порфиры; 6 — гранодиориты; 7 — зона с рассеянным молибденитом; 8 — зона рассеянного халькопирита

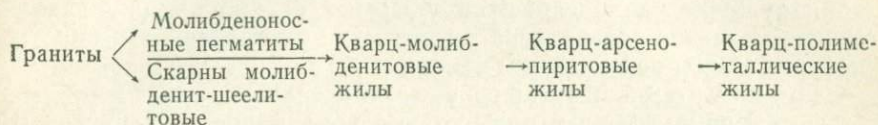
ником молибдена, поступавшего в майкопские лагуны, были изверженные породы и месторождения молибдена, обнажавшиеся и размывавшиеся при воздымании Главного хребта.

О соотношении рудных формаций

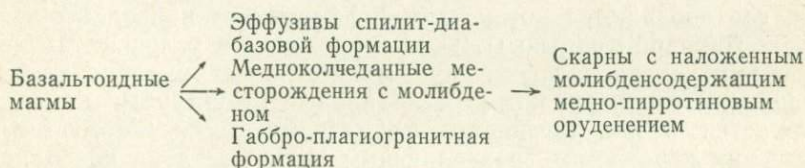
Пегматитовые, скарновые и гидротермальные рудные молибденоносные формации обнаруживают достаточно конкретные связи. Общность этого оруденения проявляется уже в однотипности их минерального состава. Формирование гидротермальных молибденоносных жил представляло собой одноактный процесс выпадения кварца и молибденита. По-видимому, после того как вынос молибдена заканчивался или исчезали благоприятные для его фиксации условия, растворы переносили небольшие количества свинца, цинка, мышьяка. В некоторых месторождениях (Сангутидон) с молибденом тесно ассоциирует турмалин, что говорит о возможном участии бора в рудогенерирующем процессе.

Кварц-молибденитовые жилы на ряде рудопроявлений (Уллукам) постепенно сменяются молибденоносными пегматитами, что

говорит о их генетической близости. Среди молибденовых рудных формаций Большого Кавказа намечается два ряда взаимосвязанных объектов: а) объекты, сформированные при орогенном гранитообразовании; б) молибденсодержащие месторождения, образовавшиеся в собственно геосинклинальный этап. Первый ряд выглядит следующим образом.



И левая (Уллу-кам), и правая (Тырныауз) части этого ряда наблюдаются непосредственно на конкретных рудных полях. Второй ряд формаций в значительной мере предположителен. Его схема может выглядеть следующим образом.



Геологические факторы контроля молибденового оруденения

Магматический фактор играет первостепенную роль в размещении эндогенных месторождений молибдена, для большинства которых установлена связь с магматическими породами. Верхнепалеозойское молибденовое оруденение (пегматитовое и гидротермальное) строго приурочено к массивам гранитов, для поздних дериватов которых установлено повышенное содержание молибдена. Оно, как правило, локализуется в эндоконтактах массивов и значительно реже — в кровле этих массивов. Молибденоносные пегматиты, кварц-молибденитовые и кварц-молибденит-халькопиритовые жилы и штокверки (скарны с молибденом) настолько тесно ассоциируют с малыми интрузиями гранодиоритов и гранитов, что не остается сомнения в наличии между ними связи.

Однако небольшие размеры массивов и установленная Н. И. Хитаровым незначительная возможность отделения молибдена от гранитоидной магмы в процессе ее кристаллизации не позволяют подобно герцинским мелким рудопроявлениям связать генетически такие месторождения, как Тырныауз с небольшими массивами гранитоидов. Эта связь несомненно имеет парагенетический характер. Ее бесспорность, как указывалось в разделе «Вольфрам», доказывается резким изменением оруденения, происходящим при изменении состава интрузивного массива.

О связи молибденового оруденения с магматическими процессами говорят и наблюдения Г. А. Семочкина на Тырныаузе, где

прожилки лейкократовых гранитоидов, содержащие небольшие количества апатита, шеелита и молибденита, на протяжении 5—10 м изменяют свой состав на плагиоклазовый, кварц-плагиоклазовый и заканчиваются трещиной, заполненной молибденитом.

Как и в других молибденоносных районах мира, первостепенным фактором, определяющим на Кавказе перспективность площади на обнаружение молибденового оруденения, служит наличие гранитоидных массивов повышенной кислотности либо средних и кислых дифференциатов основной магмы.

Структурный контроль молибденового оруденения на Большом Кавказе играет роль только в размещении конкретных жил и штоков в ареале действия магматических факторов. Можно, однако, говорить о региональном тектоническом контроле магматических пород, с которыми связывается оруденение, зонами антиклинальных поднятий типа Главного хребта, а также проницаемыми зонами сочленения геосинклинальных прогибов с устойчивыми блоками, где внедряются комплексы дифференциатов базальтоидной магмы (Санчаро-Кардывач). При оруденении в условиях активизации (они предполагаются для молибденовых рудопроявлений, связанных с неинтрузиями) региональный структурный контроль выражается в приуроченности магматизма и связанного с ним оруденения к разломам, разделяющим крупные блоки консолидированной области.

Молибденовые рудопроявления и месторождения локализуются в структурах прикровлевых частей интрузий (Уллукам-Ирикский Азгекский массивы и др.), где рудные жилы контролируются трещинами трех направлений, возникших, по-видимому, при складкообразовании. На рудопроявлениях Азгек, балки Бабицкого, Цадота — это трещины северо-западного простирания, на Уллукаме — субмеридиональные и реже северо-восточные.

Вторым типом рудоконтролирующих структур молибденовых месторождений является сочетание антиклинальных (по А. В. Пэку диапировых) складок и разрывов, описанное для Тырныауза. По-видимому, рудоконтролирующей структурой могут быть кольцевые зоны трещиноватости и брекчирования вокруг внедрившихся штоков или трубок взрыва, подобные наблюдаемым на Бурстаранте.

Литологический контроль молибденового оруденения играет важную роль. Особенное значение этот фактор приобретает при образовании скарных месторождений. Несомненно, благоприятны карбонатные и эффузивные породы, дающие на контактах с интрузиями широкие ореолы изменений. Однако подавляющее число рудопоявлений молибдена Большого Кавказа располагаются в приподнятых блоках фундамента, где состав пород однообразен.

Выводы

Можно следующим образом определить основные черты металлогении молибдена на Большом Кавказе.

1. Молибденовые месторождения и рудопроявления формировались в раннеорогенную стадию герцинской металлогенической эпохи в блоках антиклинального развития, которые сохраняли устойчивое положение или воздымались в течение нескольких тектономагматических циклов. Наиболее крупные месторождения молибдена образовались в условиях активизации, в блоках, имеющих сиалический фундамент. Молибденовое оруденение в обоих случаях связано с гранитоидными интрузиями корового происхождения.

2. На Большом Кавказе условия для концентрации молибдена существовали и на раннегеосинклинальной стадии, когда накопление молибдена в небольших количествах происходило в палеозойское время в медно-колчеданных месторождениях, а в нижне-среднеюрское в связи с некоторыми типами медного жильного оруденения. И в одном, и в другом случаях оруденение парагенетически связано с породами основного состава либо их кислыми дифференциатами.

3. Молибден и вольфрам мигрируют и отлагаются совместно при образовании скарновых месторождений, но в магматическом, седиментационном и гидротермальном процессах они ведут себя различно. Молибден ассоциирует с медью в раннегеосинклинальных месторождениях и с оловом в орогенных.

4. При осадконакоплении в условиях сероводородного заражения при обилии органического вещества молибден концентрируется в осадочных породах.

5. Источники молибдена в различные стадии тектономагматического развития Большого Кавказа располагались на различных уровнях. В геосинклинальный этап они могли находиться в базальтовом слое или мантии, а в орогенный — в гранитном слое.

5. МЫШЬЯК

На Большом Кавказе известны многочисленные месторождения и рудопроявления мышьяка, принадлежащие различным формациям и имеющие различный возраст. Месторождения Северного Кавказа незначительны по размерам и представляют в основном только научный интерес. На южном склоне некоторые объекты (Лухумское) разрабатываются и хорошо изучены. Рассмотрение положения мышьякового оруденения в общей схеме металлогении региона показывает, что оно занимает вполне определенное место и подчеркивает металлогеническую специализацию ряда комплексов и этапов геологического развития Большого Кавказа.

Мышьяк в горных породах и рудах

1. Распространенность мышьяка в породах Большого Кавказа специально не изучалась, а анализы, выполнявшиеся при различных видах геохимических исследований, обладали низкой чувствительностью на мышьяк и поэтому не несут информации этого

рода. Лишь для некоторых типов изверженных пород мезо-кайнозойского возраста З. Я. Церцвадзе (1972) определил содержания мышьяка, показавшие его присутствие в кларковых количествах в основных и кислых породах юрского и мелового возраста (см. рис. 32) и некоторое повышение содержаний в палеогеновых, неогеновых и четвертичных лавах, субинтрузивных и интрузивных телах. Определенная тенденция концентрации мышьяка намечается для так называемых неонинтрузий. Накопление мышьяка в поздних продуктах герцинского магматизма отмечал Г. А. Михеев. Используя эти данные, можно считать мышьяк металлом, свойственным кислым изверженным породам орогенных стадий развития Большого Кавказа, в связи с которыми и встречаются его месторождения и рудопроявления.

2. Более определенные данные имеются по распространенности минералов мышьяка в месторождениях других металлов (табл. 26).

Таблица 26

Распространенность минералов мышьяка в рудных формациях

Рудная формация	Число изученных объектов	Число объектов с минералами мышьяка
Медноколчеданная	84	6
Медно-пирротиновая	98	5
Кварц-полиметаллическая	482	35
Кварц-шеелитовая	17	2
Кварц-молибденитовая	74	8
Кварц-антимонитовая	20	6
Киноварная	52	6

Оценивая эти данные, необходимо иметь в виду, что встречаемость минералов мышьяка зависит от масштаба объекта. Так, на всех значительных месторождениях, где гидротермальный процесс был многостадийным и интенсивным, минералы мышьяка обнаруживаются обязательно. Это можно сказать о месторождениях Урупском, Кизил-Дере, Садон, Кти-Теберда, Гитче-Тырныауз и др. На мелких рудопроявлениях минералы мышьяка, как правило, отсутствуют. Судя по хорошо изученным месторождениям, существенные концентрации мышьяка встречаются только в тех месторождениях других металлов, которые образовались в орогенный этап развития геосинклинали. В них арсенопирит и другие минералы мышьяка входят в следующие ассоциации:

а) в кварц-шеелитовую (Кти-Теберда), где арсенопирит отлагался как совместно с шеелитом, так и позже;

б) в кварц-полиметаллическую, где арсенопирит образуется ранее основной рудной галенит-сфалеритовой стадии (Хаником), а иногда рудный процесс заканчивается выпадением реальгара и аурипигмента (Эльбрус);

в) в сурьмяно-ртутно-мышьяковую (Котел).

Наименьшие количества минералов мышьяка встречаются в колчеданных и кварц-молибденитовых месторождениях.

Время и условия формирования оруденения

Месторождения и рудопроявления мышьяка образовывались в течение всех выделенных на Большом Кавказе металлогенических эпох. Так, к древнейшей допалеозойской мышьяковой минерализации могут быть отнесены некоторые кварц-арсенопиритовые жилы, залегающие в кристаллических сланцах докембрия в Балкарии, в междуречье Малой Лабы и Белой, в верховьях Баксана и в других районах. Для определения их возраста использованы следующие данные: они отмечаются только в докембрийских сланцах и не прослеживаются в прорывающие их палеозойские граниты.

Наиболее многочисленны герцинские месторождения и рудопроявления мышьяка, которые в связи с карбоновыми и пермскими гранитоидами повсеместно распространены в Главном хребте. Их верхнепалеозойский возраст определяют такие факты: 1) размещение рудопоявлений (Бадушки-су, Укю, Кыртык-ауш и др.—Балкария; Голубая, Азгек—Западный Кавказ) в верхнепалеозойских гранитах; 2) наличие обломков кварцевых жил с арсенопиритом и турмалином в базальном горизонте юры, обнаруженных Н. А. Прищепой в районе мышьякового месторождения Чегет-Джора, 3) отсутствие мышьякового оруденения Балкарии в юрских породах; 4) перекрытие кварц-турмалиновой жилы юрскими осадочными породами в Горной Балкарии в районе горы Шишки.

Кроме того, о верхнепалеозойском возрасте оруденения и его связи с гранитами говорит закономерное размещение кварц-мышьяковых жил в кровле массивов, на незначительном удалении от контакта. В подавляющем большинстве случаев мышьяковые месторождения и рудопроявления залегают в кристаллических сланцах. Так, из 18 изученных объектов на Северо-Западном Кавказе два залегают в гранитах и 12 в докембрийских кристаллических сланцах.

Герцинские месторождения и рудопроявления мышьяка формировались в пределах металлогенической зоны Главного хребта, которая в момент оруденения представляла центральное поднятие геосинклинали, где в условиях складкообразования и интенсивного воздымания сформировались массивы калиевых гранитоидов. В этот же период произошло образование так называемых северных гранитов Бечасынской зоны, Адыгейского выступа и блоков-горстов в бассейне Белой (Даховский), приуроченных к северной окраинной части герцинской геосинклинали. Несмотря на однотипность северных гранитов и гранитов Главного хребта, для первых мышьяковая минерализация не характерна. Возможно, причина этого заключается в составе субстрата в северной зоне, а также в тектонических условиях становления гранитов в окраинной части геосинклинального прогиба.

Определенно положение герцинского арсенопиритового оруденения относительно других типов эндогенного оруденения. Процесс отложения арсенопиритовых руд завершал образование редкометалльного оруденения (вольфрам, молибден). В то же время арсенопиритовая минерализация «начинает», совместно с пиритом и кварцем, формирование кварц-полиметаллического оруденения, т. е. во времени располагается между фазами отложения эндогенных кислородных соединений и сульфидов. Незначительные проявления арсенопирита связаны со среднеюрскими гранитами Келасурского массива.

Третий период становления мышьякового оруденения на Большом Кавказе связан с образованием гранитоидных массивов, так называемых неонитрузий, условия образования которых определяются процессами тектоно-магматической активизации блока Центрального Кавказа, стабилизировавшегося к позднеюрскому — раннемеловому времени.

В неогене, в пределах узкого пояса, протягивающегося вдоль южного склона Центрального Кавказа, происходило образование реальгар-аурипигментового оруденения (Лухумское, Цана). Тектонические условия этого четвертого периода образования мышьякового оруденения отвечают воздыманию Главного хребта с оживлением обрамляющих его разломов. Магматизм, проявившийся в это время, заключался в образовании вулканов, изливавших в основном лавы среднего состава. В непосредственной близости от этих вулканов (Эльбрус) размещаются небольшие месторождения и рудопроявления реальгара и аурипигмента (Уллу-гора, Гвандра).

Генетические типы и рудные формации

Мышьяковое оруденение относится на Большом Кавказе к гидротермальному генетическому типу, объединяющему месторождения и рудопроявления трех рудных формаций: 1) кварц-арсенопиритовой, 2) мышьяково-полиметаллической и 3) реальгар-аурипигментовой, краткие характеристики которых приведены в табл. 27, 28.

К кварц-арсенопиритовой рудной формации относятся месторождения и рудопроявления, главными минералами которых являются кварц, арсенопирит и пирит, а второстепенными и редкими — турмалин, мусковит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, шеелит, золото самородное. Халькопирит присутствует практически в каждом месторождении и рудопроявлении формации; сфалерит и галенит встречаются значительно реже. По некоторому различию минерального состава среди представителей данной формации могут быть выделены такие разновидности: золото-кварц-арсенопиритовая, олово-кварц-арсенопиритовая с минералами молибдена и вольфрама, медно-золото-кварц-арсенопиритовая, кварц-арсенопирит-висмутовая. В качестве элементов-примесей в кварц-арсенопиритовых рудах отмечаются цинк, свинец,

Т а б л и ц а 27

Характеристика рудных формаций (As)

Рудная формация	Время рудообразования	Сектор геосинклинали, где формировалось оруденение	Ведущий металл	Связь с магматизмом	Примеры
Кварц-арсенипиритовая	Раннеорогенная стадия герцинской эпохи	Центральное поднятие	Мышьяк	С верхнепалеозойскими гранитами	Чегет-Джора, Курранан
	Послеюрская активизация	Окраинная часть эпигерцинской платформы	Мышьяк	С интрузиями типа Тепли-Сангутидон	Тепли, Танадон
Мышьяково-полиметаллическая	Ранне- и позднеорогенные стадии герцинской эпохи	Центральное поднятие	Мышьяк, свинец, цинк	С верхнепалеозойскими гранитами	Уяна-Чарах Актау
Реальгар-аурипигментовая	Позднеорогенная стадия альпийской эпохи. Активизация	Зона разлома, ограничивающая герцинское поднятие	Мышьяк	Не установлена	Адайкомское, Лумухское

Т а б л и ц а 28

Минеральный состав рудных формаций (As)

Рудная формация	Рудные минералы		Жильные минералы		Вмещающие породы
	главные	второстепенные	главные	второстепенные	
Кварц-арсенипиритовая	Арсенипирит, пирит	Халькопирит, шеелит, вольфрамит, галенит, сфалерит, пирротин, золото, висмутин	Кварц, турмалин	Мусковит, полевой шпат	Кристаллические сланцы, гнейсы, граниты
Мышьяково-полиметаллическая	Арсенипирит, сфалерит, галенит, халькопирит, пирит	Шеелит, касситерит	Кварц		Кристаллические сланцы, граниты
Реальгар-аурипигментовая	Реальгар, аурипигмент	Пирит, арсенипирит, антимонит, киноварь, галенит, марказит	Кварц, кальцит	Халцедон, барит	Известняки, кристаллические сланцы, граниты

серебро, медь, висмут (Сирх), олово, иногда молибден (Хотю-су). Условия, при которых образовывалась эта формация, отвечают значительным глубинам и высоким температурам рудообразующих растворов.

Кварц-арсенопиритовая минерализация формировалась в связи с интрузиями среднего и кислого состава. Представители формации распространены в основном в центральной части Главного хребта, где значительная их часть сгруппирована в восточном интервале между Баксаном и Тереком (Чегет-Джора, Курранан, Бадушки-су, Укю, Цанское, Таймази, Хицан, Ларское и др.). В центральной части кристаллического ядра, возможно в связи с наибольшей глубиной эрозионного среза гранитных массивов, кварц-арсенопиритовые жилы (Кыртык-ауш, Хотю-су) встречаются реже, но количество их вновь увеличивается к западу от р. Аксаут (Левомарухское, Кара-Кая, Уллу-Муруджу, Голубая, Имертинское, Многожильное и др.). Все они представляют собой типичные жилы выполнения, встречающиеся в виде единичных, а чаще серий субпараллельных тел. Размеры кварц-арсенопиритовых жил различны (от первых метров до километра в длину при значительных мощностях).

Кварц-арсенопиритовые жилы сопровождаются окварцеванием и серицитизацией. Иногда отмечается турмалинизация (Чегет-Джора), а местами вокруг рудных жил образуется оторочка из мусковита. Образование руд кварц-арсенопиритовой формации происходило в одну или две стадии. Арсенопирит, шеелит, висмутин, турмалин выделялись в первую и иногда единственную стадию минералообразования. Если же в составе руд присутствуют сульфиды цинка, свинца, меди, то, как правило, они выделялись во вторую стадию процесса. Руды герцинских кварц-арсенопиритовых месторождений несут явные следы деформации. В трещинах наблюдается мусковитизация. Более широким набором элементов и минералов и соответственно двухстадийностью отличаются мезо-кайнозойские (Тепли, Сангутидон, Танадон, Тырныауз) месторождения. При существенном или преобладающем проявлении второй стадии месторождение относится к мышьяково-полиметаллической формации. Месторождения кварц-арсенопиритовой формации располагаются в большинстве случаев в кристаллических сланцах кровли герцинских гранитов и лишь в редких случаях в гранитах. Г. М. Ефремов (1937) в районе месторождения Курранан наблюдал пересечение кварц-арсенопиритовой жилы дайкой порфириновой породы.

Представителем кварц-арсенопиритовой формации является месторождение Чегет-Джора, которое описывали Г. М. Ефремов и Н. А. Прищепа. Оно располагается в Балкарии на водоразделе рек Черек Балкарский и Черек Безенгийский, где обнажаются кристаллические сланцы докембрия (рис. 29), надвинутые на юрские породы. Системой субширотных и субмеридиональных разломов месторождение разбито на блоки. Крупные кварц-арсенопиритовые жилы залегают здесь согласно с субширотно

простирающимися кристаллическими сланцами и падают на север под углами 35—75°. Мелкие прожилки, оперяющие основные рудные тела, встречаются и в секущих трещинах северо-восточного простирания. Длина рудных жил различна. Самые крупные прослежены на 500—600 м.

Главные рудные минералы — арсенопирит и пирит; иногда встречаются халькопирит, галенит, пирротин; редко шеелит, сфалерит, золото, серебро, самородный висмут; жильные — кварц и

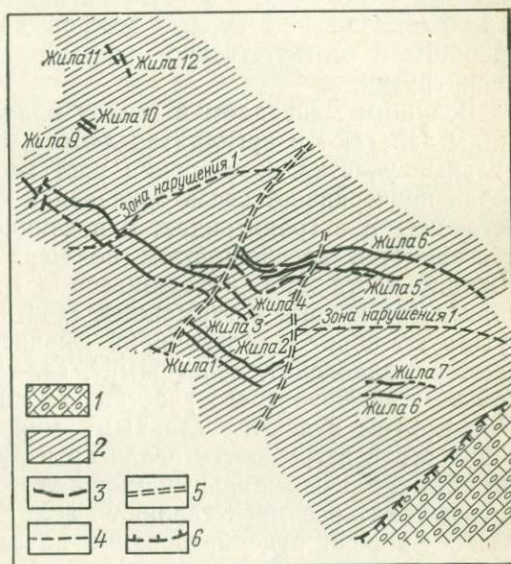


Рис. 29. Схема геологического строения месторождения Чегет-Джора. По Н. А. Прищепе.

1 — терригенные отложения (юра);
2 — кристаллические сланцы (докембрий); 3 — рудные жилы; 4 — разрывы; 5 — нарушенные зоны; 6 — контакт юрских и докембрийских пород

турмалин. Оруденение в кварцевых жилах распространено равномерно. Рудные минералы образуют гнезда, вкрапленники, небольшие прожилки. Околорудные изменения выражаются в окварцевании, мусковитизации, слабой пиритизации и турмалинизации кристаллических сланцев, осветляющихся вблизи жил. Кварц-арсенопиритовые жилы интенсивно раздроблены. Как жильные, так и рудные минералы трещиноваты; под микроскопом наблюдается волнистое угасание кварца.

Образование чегет-джоринских жил происходило в две стадии: в первую кристаллизовались кварц, турмалин, шеелит, арсенопирит, во вторую — кварц, пирит, сфалерит, халькопирит и галенит. Возраст месторождения считается герцинским по признаку однотипности его с заведомо герцинскими кварц-арсенопиритовыми жилами, а также в связи с тем, что оруденение не проникает в юрские отложения.

Примером послепалеозойских кварц-арсенопиритовых месторождений может служить Ценское, расположенное в верховьях Цхенис-Цхали. Оно описано Б. И. Каландаришвили и Г. И. Харашвили, А. Д. Ершовым и А. А. Курцикадзе. Рудное

поле, куда входит и месторождение, приурочено к штокам неинтрузий гранитоидного состава, внедрившихся в мезозойские породы в южном крыле надвига Главного хребта. На месторождении выделяется три участка: Западный, Восточный и Чорохский. На Чорохском участке известно более 200 кварц-вольфрамитовых, кварц-антимонитовых и кварц-арсенопиритовых жил, простирающихся в субширотном, субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Кварц-арсенопиритовые жилы залегают как в интрузии, так и во вмещающих ее аргиллитах лейаса. Протяженность жил различна — от первых метров до 300—350 м. Рудоносные трещины и соответственно жилы падают в основном в сторону неинтрузии.

Ведущим минералом в жилах является арсенопирит. Там, где жилы залегают в аргиллитах лейаса, он часто слагает мономинеральные участки. В строении жил наблюдается зональность, которая подчеркивает связь оруденения с неинтрузиями: жилы, залегающие и в гранитоидах, и в глинистых сланцах, закономерно обогащаются арсенопиритом по мере удаления от неинтрузии. Нижние части жил, находящиеся в гранитах, содержат большее количество кварца и турмалина. Почти повсеместно в жилах присутствуют пирит и халькопирит. Значительно реже в рудах наблюдаются молибденит, вольфрамит, галенит, сфалерит и лишь в одной из жил Чорохского участка галенит и сфалерит наряду с арсенопиритом являются главными минералами. В незначительных количествах встречаются реальгар и аурипигмент, еще реже — антимонит. Главный жильный минерал — кварц. Кроме мышьяка некоторый интерес представляют золото и серебро. По данным А. Д. Ершова, рудообразование началось выделением арсенопирита, затем отлагались минералы молибдена и вольфрама и далее — сульфиды цинка, свинца и меди.

Мышьяково-полиметаллическая рудная формация представлена на Большом Кавказе меньшим количеством объектов. Среди них нет значительных и хорошо изученных, но для понимания посткладчатой, постгранитной металлогении региона она является важным звеном. Судя по положению в пространстве и соотношению с кварц-арсенопиритовыми жилами, мышьяково-полиметаллическое оруденение более удалено от кровли гранитных интрузий. К рассматриваемой формации отнесены месторождения, в составе руд которых первостепенную роль играют арсенопирит, сфалерит, галенит, пирит, халькопирит и кварц, а в качестве второстепенных и редких отмечаются шеелит, турмалин, карбонаты, антимонит, висмутин.

Между кварц-арсенопиритовыми и мышьяково-полиметаллическими рудными жилами существует непрерывный ряд переходных, в которых соотношение кварц-арсенопиритовой ассоциации и галенит-сфалерит-халькопиритовой меняется в широких пределах. Роль переходной «буферной» группы минералов выполняют при этом халькопирит и сфалерит; галенит менее характерен.

Мышьяково-полиметаллические месторождения известны в Бал-

карии (Уяна-Чарх, Башла мышьяковая, Сирх) в бассейнах Баксана, Череха и Чегема, в Горной Осетии, где большинство из них группируется вблизи неонинтрузий (Льядонское, Колта, Кубус, Таймази), и на западном интервале Главного хребта в бассейнах Большой Лабы (Безымянное), Аксаута (Марухское). Их образование происходило неоднократно. Наиболее значительные рудопроявления (Уяна-Чарх, Ак-Тау) имеют позднепалеозойский возраст, а жилы, ассоциирующиеся с неонинтрузиями, являются послепалеозойскими образованиями. Палеозойские мышьяково-полиметаллические жилы более бедны и постоянны по минеральному составу; они не содержат таких минералов, как висмутин и антимонит, в составе жильных встречается полевой шпат. Более молодые имеют разнообразный минеральный состав с минералами, указывающими на меньшие температуры рудообразования. По-видимому, здесь играет роль различие характера интрузий, с которыми они связаны. Первые образовывались в кровле крупных гранитных массивов, вторые — в связи со штокообразными телами субинтрузивного облика и часто (Тепли, Танадон) менее кислого состава (гранодиориты).

Рудопроявления мышьяково-полиметаллической формации залегают в большинстве случаев в кровле интрузии. Для герцинских рудопроявлений таковой служат кристаллические сланцы (Эпчик, Сирх, Ак-Тау), для мезо-кайнозойских — глинистые сланцы юры (Льядонское II), палеозойские граниты (Колта, Кубус, Таймази) и осадочно-эффузивные палеозойские толщи (Гаракол). В меньшем количестве случаев мышьяково-полиметаллические рудопроявления залегают в интрузиях, с которыми предполагается их связь (Уяна-Чарх). Вмещают мышьяково-полиметаллические рудопроявления трещины и зоны смятия северо-западного и северо-восточного простирания.

Представителем рассматриваемой рудной формации может служить рудопроявление Уяна-Чарх, расположенное в бассейне Череха Безенгийского. Оно залегает в палеозойских гранитах, рассеченных разломом северо-восточного простирания. Рудное тело представляет собой приуроченную к зоне разлома ветвящуюся жилу, прослеженную горными выработками на 0,5 км. В ее юго-восточной части преобладают свинец и цинк, в северо-восточной — мышьяк. Главные рудные минералы — арсенопирит, галенит, сфалерит, пирит, халькопирит и другие; жильные минералы — кварц. Околорудные изменения представлены серицитизацией.

Подобный облик имеют и мышьяково-полиметаллические жилы, тяготеющие к неонинтрузиям. Так, жила Колта, располагающаяся вблизи контакта с Танадонской интрузией гранодиоритов, прорывающих палеозойские граниты и глинистые сланцы лейаса, сложена кварцем, арсенопиритом, халькопиритом, галенитом, пиритом. Она залегает в палеозойских гранитах, рассеченных зоной смятия. Мощность жилы невелика, при протяженности 400 м. Некоторые мышьяково-полиметаллические жилы, связанные

с неинтрузиями, отличаются присутствием в них антимонита (Лядонское II, Каретта) или висмутина (Таймази, Ахшинци-бин), причем антимонит и висмутин в одном и том же рудопроявлении не встречаются.

Кроме описанных форм сочетания мышьякового и полиметаллического оруденения, в Центральном Кавказе встречаются объекты, где полиметаллическая и мышьяковая минерализации разделены значительным промежутком времени. К ним относится месторождение Эльбрус, где наиболее поздней минеральной ассоциацией является реальгар-аурипигмент-галенит-барит-анкеритовая, рассекающая полиметаллические жилы этих руд. На месторождении Башла (полиметаллическая) в Балкарии наблюдается обратное сочетание этапов оруденения. Здесь кварц-карбонатные жилы с богатым галенит-сфалерит-халькопиритовым оруденением цементируют обломки породы с пирит-арсенопиритовой минерализацией.

Эти примеры, как и существование мышьяково-полиметаллических генетических ассоциаций, говорят о связи очагов накопления и геохимических путей миграции и отложения мышьяка, свинца и цинка в условиях орогенного этапа.

Реальгар-аурипигментовая рудная формация представлена на Большом Кавказе ограниченным числом месторождений и рудопроявлений, условия формирования которых и закономерности размещения довольно своеобразны и исключают переходы и связь с кварц-арсенопиритовыми и мышьяково-полиметаллическими. К ней относятся низкотемпературные жилы, ведущие минералы которых — реальгар, аурипигмент, кварц и кальцит, а второстепенные и редкие — арсенопирит, пирит, антимонит, киноварь, марказит, халькопирит, халцедон, каолинит. В некоторых случаях наблюдаются рудопроявления переходного ртутно-мышьякового типа. К ним, в частности, относится группа рудопроявлений Горной Рачи (Кодис-Дзири, Сакаура и др.), которые и в пространстве занимают внешнюю периферию рудной зоны (рис. 30).

Формирование реальгар-аурипигментового оруденения происходило на Большом Кавказе дважды: в позднепалеозойское (рудопроявления урочища Котел в Передовом хребте — Горстовое), и неогенное время (месторождения Южного склона Главного хребта — Гвандра, Адайкомское, Лухумское). При формировании тех и других происходило завершение развития геосинклинали или активизации устойчивых блоков, выражавшееся в воздымании, образовании горных массивов, при активном движении по глубинным разломам. Так, в Передовом хребте верхнепалеозойские низкотемпературные рудопроявления тяготеют к Северному разлому, отделявшему эвгеосинклинальный прогиб от воздымавшегося Бечасынского блока, а на южном склоне — реальгар-аурипигментовые и ассоциирующие с ними ртутные и сурьмяные месторождения приурочены к региональному нарушению, ограничивающему с юга воздымавшееся в неогене палеозойское ядро Главного хребта.

Реальгар-аурипигментовые месторождения представляют со-

бой зоны смятия в карбонатно-глинистых сланцах верхней юры (Лухумское), аргиллитах лейаса (Адайкомское, Калдыкомское), кристаллических сланцах докембрия и гранитах (Гвандра, Азау). В большинстве случаев (Лухумское, Гвандра, Адайкомское) рудоносные зоны имеют субширотное и реже северо-западное и северо-восточное (Азау) простирания. Минерализованные зоны протягиваются на несколько сотен метров. Оруденение встречается в виде гнездовых скоплений и мелких прожилков реальгара и аурипигмента.

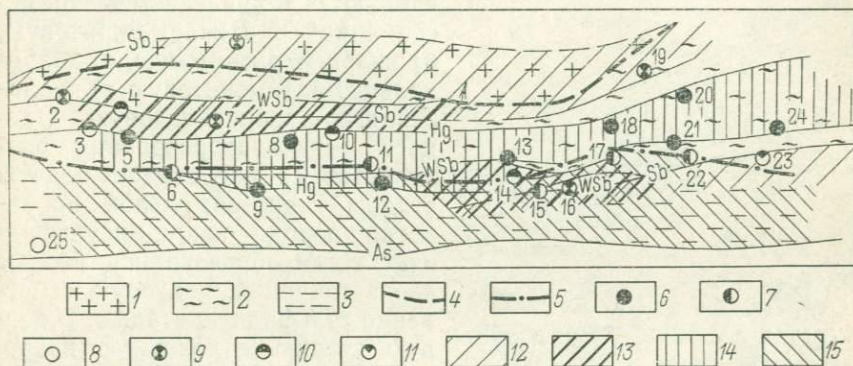


Рис. 30. Схема зональности Рача-Осетинской рудной зоны.

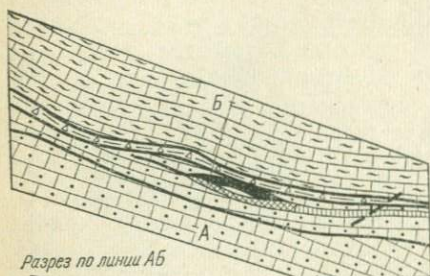
1 — палеозойские граниты Главного хребта; 2 — нижнеюрские аргиллиты; 3 — верхнеюрские— меловые флишевые толщи; 4 — «Надвиг» Главного хребта; 5 — Тибский разлом, граница структурно-формационных зон. Рудопоявления: 6 — ртутные (5 — Парцихула, 8 — Талаханское, 9 — Чира, 12 — Хваца, 13 — Мамисонское, 18 — Тибское, 20 — Цесское, 21 — Зругское, 24 — Батыкау); 7 — ртутно-мышьяковые (6 — Кодис—Дзири, 11 — Чичхва, 15 — Ручат-дон, 17 — Тибское II, 22 — Закка); 8 — реальгар-аурипигментовые (25 — Лухумское); 9 — кварц-антимонитовые (1 — Картишо, 2 — Зопхито, 7 — Санарцхия, 16 — Лисри); 10 — ферберит-антимонитовые (4 — Домба, 3 — Сагеби, 10 — Ноцарское, 14 — Мамисонское II); 11 — ртутно-сурьмяные (23 — Пуриатское). Подзоны: 12 — сурьмяная, 13 — сурьмяно-вольфрамовая, 14 — ртутная, 15 — мышьяковая

Представителем реальгар-аурипигментовой рудной формации служит Лухумское месторождение, расположенное на южном склоне Большого Кавказа, в верховьях Лухумис-Цхали. Верхнеюрские и нижнемеловые глинистые и известково-глинистые породы собраны здесь в интенсивно изогнутые складки и пересечены широтным сбросом. Основной структурой месторождения, по данным Б. А. Алибегашвили (1974), является асимметричная антиклиналь с крутым, осложненным мелкими складками, южным крылом, к которому и приурочены рудные тела. Главное рудное тело локализовано в северо-восточном крыле антиклинали 3-го порядка, сложенной переслаивающимися песчанистыми известняками и известковистыми песчаниками (рис. 31).

К северу эта антиклиналь сопряжена с узкой синклиалью, по северному крылу которой проходит главное рудоконтролирующее нарушение — субширотный Продольный разлом, представляющий собой зону рассланцевания или концентрации близпараллельных трещин. Он согласен с вмещающими породами и падает на северо-северо-восток под углом 50—90°. По характеру движений это

взбросо-сдвиг. В лежащем боку взбросо-сдвига наблюдаются серии трещин с кварц-кальцитовыми жилами. Аурипигментовые жилы в основном выполняют систему трещин, падающих на юго-восток ($110-120^\circ$) под углом $10-30^\circ$.

Главные минералы лухумских руд — аурипигмент, реальгар, антимонит, марказит, кварц, кальцит, дикцит; второстепенные — пирит, арсенопирит; редкие — шеелит, молибденит, серицит, альбит, хлорит, пирофиллит, халькопирит, сфалерит, киноварь, ли-



Разрез по линии АБ

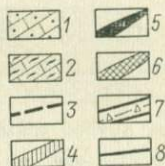
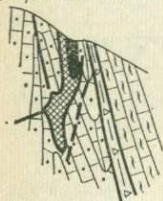


Рис. 31. Схема геологического строения Лухумского месторождения. По Б. А. Алибегашвили.

1 — песчанистые известняки, известковистые песчаники; 2 — глинистые известняки; 3 — кварц-антимонитовые жилы; 4 — кварцевые жилы; 5 — реальгар-аурипигментовые руды; 6 — штокверковые рудные тела; 7 — рудоконтролирующий сбросо-сдвиг; 8 — тектонические трещины

вингстонит, турмалин. Они объединяются в парагенетические ассоциации: а) кварц-пиритовую, б) кварц-марказитовую, в) кварц-кальцит-антимонитовую, г) кварц-реальгар-аурипигментовую. Процесс минералообразования разделяется на две стадии: первую стадию гидротермальной проработки пород — кварц-бисульфидную, когда образовались первые две ассоциации, и вторую собственно сульфидную стадию. В первую стадию отложились кварц, турмалин, серицит, альбит, хлорит, молибденит, шеелит, пирит, марказит, во вторую продолжал отлагаться кварц и минералы третьей и четвертой парагенетических ассоциаций. Самыми последними совместно с кальцитом выделились реальгар и аурипигмент. Реальгар часто ассоциирует с антимонитом в друзах, заполняющих пустоты. Наблюдается зональность месторождения —

в его юго-западной части развита мышьяковая минерализация (реальгар и немного аурипигмента) при отсутствии антимонита, а к северо-востоку возрастает роль аурипигмента и появляется антимонит, который становится на восточном фланге ведущим минералом; на этом же фланге обнаружены арсенопирит, халькопирит, шеелит, молибденит.

Специфичной формой концентрации мышьяка, встречающейся в пределах ртутного рудного пояса на северном склоне Большого Кавказа, являются рудопроявления, где существенным компонентом является самородный мышьяк. Наиболее интересно из них рудопроявление Мышьяковое в урочище Котел. Самородный мышьяк встречен во многих палеозойских рудопроявлениях киновари, располагающихся по северному склону Большого Кавказа, а также на полиметаллических месторождениях Садон и Эльбрус. На рудопроявлении Мышьяковое самородный мышьяк образует агре-

гаты мелких зерен и прожилки с анкеритом, выделившиеся, по-видимому, в последнюю стадию минералообразования.

Выделяется также мышьяково-висмутовая ассоциация. Это сочетание не случайно — геохимическое родство этих металлов угадывается и при рассмотрении чисто мышьяковых месторождений. Так, примесь висмута характерна для мышьяковых рудопроявлений Танадонского рудного узла (И. Д. Стороженко, 1936 г.). Самородный висмут обнаружен на месторождении Чегет-Джора (Ефремов, 1937); в рудах месторождения Куспарты, по данным Г. М. Ефремова, встречаются содержания висмута до 0,14%, на мышьяково-полиметаллическом рудопроявлении Сирх в бассейне Баксана висмут присутствует в количестве 0,01%. В некоторых случаях на рудопроявлениях, связанных с неинтрузиями типа Сангутидон, количество висмута достигает таких величин, что возможно выделить особую кварц-арсенопирит-висмутин-редкометалльную субформацию. Подобные образования обнаружены в верховьях Сангутидона, вблизи Сангутидонской неинтрузии гранитоидов, где они залегают в трещинах северо-западного простирания, секущих палеозойские граниты и прорывающие их гранодиориты неинтрузии. Обычно это маломощные, но достаточно протяженные гидротермальные жилы (Стыр-Фарс), в которых главными рудными минералами являются арсенопирит, висмутин, пирит, халькопирит. Иногда в них встречаются молибденит, шеелит, вольфрамит и реже галенит и сфалерит. Обычно рудные минералы рассеяны в кварце, где в некоторых участках наблюдается турмалин. Типичные примеси этих руд — благородные металлы. Возраст этих жил, как и других, связанных с неинтрузиями постмагматических рудных образований, определяется пересечением ими юрских диабазов (Хидан I), в то время как дациты (третичные?) являются послерудными, секущими оруденение (Большой Цассуат).

Кроме связи мышьякового и висмутового оруденения, в поведении последнего, как и для мышьяка, наблюдается приуроченность к молодым гранитоидным интрузиям активизированной в послейорское время устойчивой области. Рудопроявления висмута встречаются в ореолах неинтрузий (Малый Мукулан), висмут обнаруживается в рудах других металлов (Тырныауз), также связанных с неинтрузиями.

Геологические факторы контроля мышьякового оруденения

Магматический контроль мышьякового оруденения четко обозначается для кварц-арсенопиритовой и мышьяково-полиметаллической рудных формаций. Для герцинских месторождений этих формаций связь с калиевыми гранитами средне-верхнекарбонового — пермского возраста устанавливается по их обязательной приуроченности к эндо- и экзоконтактам гранитных массивов, в то время как вне гранитов или ближайших ореолов их воздействия они не встречаются. Кроме того, связь мышьякового

оруденения с гранитами устанавливается через его родство с кварц-шеелитовыми жилами, генетическая близость которых к гранитам бесспорна. Кварц-арсенопиритовое оруденение послепалеозойского возраста контролируется малыми интрузиями типа Тепли-Сангутидон, при этом максимальная его концентрация наблюдается в связи с недифференцированными гранодиоритовыми массивами.

Низкотемпературные реальгар-аурипигментовые месторождения магматическими породами не контролируются.

Структурный контроль мышьякового оруденения выражается в приуроченности рудных полей к крупным антиклинальным структурам, определившим положение гранитных массивов, а также к разломам в областях активизации на контактах жестких блоков домезозойского фундамента (Адайхохского, Кубано-Тебердинского и др.). Месторождения и рудопроявления контролируются зонами трещин, в которых и локализуются серии жил и прожилков. Наиболее значительные зоны располагаются вблизи крупных разломов северо-западного и субширотного простирания (Чегет-Джора, Куспарты, Гвандра, Уллу-Муруджу). Размещение рудных жил определяется в основном двумя системами трещин: северо-западного и северо-восточного простирания.

В связи с магматическим фактором находится такой элемент структурного контроля, как залегание месторождений в кровле гранитных массивов на периферии положительных выступов ее рельефа. Самые крупные рудопроявления и месторождения мышьяка залегают в участках сохранившейся кровли (междуречье Чегем—Черек). К останцам кровли, «плавающим» в гранитном массиве, приурочена вытянутая в общекавказском направлении цепь рудопроявлений мышьяка в Главном хребте в междуречье Кубань—Зеленчук.

Литологический контроль мышьякового оруденения не выяснен.

Выводы

Суммируя изложенные основные положения, отметим следующее.

1. Мышьяк является на Большом Кавказе металлом орогенного этапа развития геосинклинали, а также периодов активизации.

2. Металлогения мышьяка сходна, с одной стороны, с металлогенией вольфрама, а с другой — свинца и цинка.

3. Мышьяковое оруденение концентрируется только в сиалических блоках, ассоциируясь с проявлениями гранитоидного магматизма, располагающимися в пределах центрального поднятия или в активизированной области.

4. Источником мышьяка можно предположить зоны гранитообразования.

5. Кварц-арсенопиритовая и реальгар-аурипигментовая формации образовывались в различных геологических условиях, яв-

ляются членами различных рядов рудных формаций и не связаны между собой.

6. РТУТЬ

Большой Кавказ, где ртутное оруденение распространено очень широко, в соответствии со взглядами В. П. Федорчука может быть выделен в качестве ртутной провинции. В ее пределах прослеживаются два рудных пояса — Северный и Южный, месторождения и рудопроявления которых образовались в позднепалеозойское и неогеновое время. Западным продолжением этих металлоносных структур является ртутоносная зона Южного Крыма, а возможным восточным — Копетдагская зона. Ртутная провинция Большого Кавказа занимает внешнее положение в Средиземноморском геосинклинальном поясе и поэтому ее месторождения отличаются монометальностью и однообразием руд (Федорчук, 1974₂).

Наличие сотен рудопроявлений и нескольких месторождений ртути позволяет считать ртуть типоморфным металлом Большого Кавказа.

Ртуть в горных породах и рудах

О содержании ртути в осадочных породах Большого Кавказа имеются разрозненные сведения. В базальных горизонтах юрских субплатформенных отложений нами в междуречье Малка—Кубань киноварь обнаружена в искусственных шлихах, систематически отобранных на протяжении нескольких десятков километров. Предполагается, что она имеет терригенное происхождение.

Таблица 29

Распределение ртути в осадочных породах Северо-Западного Кавказа.
По В. Б. Хомякову

Возраст	Число проб	Содержание ртути, %				
		не обн.	$n \cdot 10^{-6}$	$n \cdot 10^{-5}$	$n \cdot 10^{-4}$	$n \cdot 10^{-3}$
Средняя юра . . .	597	293	234	68	1	1
Нижний мел . . .	1157	943	142	45	18	7
Верхний мел . . .	1193	733	221	172	45	16
Палеоген	207	145	32	25	5	—
Неоген	36	22	5	4	4	1
Четвертичный . .	270	235	29	4	2	—

Распределение ртути в осадочных породах, по-видимому, находится в прямой зависимости от литологического состава (табл. 29). М. Г. Шишкуновым (1974) было изучено (1520 проб) распределение ртути в верхнемеловом флише Кубанского района.

Наиболее высокие фоновые содержания ртути установлены в первом, песчано-алевритистом элементе ритма флиша ($15-40 \cdot 10^{-6}\%$). Во втором элементе — аргиллитах и мергелях — содержание лишь чуть выше кларка. В третьем — в известняках — количество ртути колеблется между значениями первого и второго ритма. Понижение средних содержаний ртути наблюдается от терригенных пород датского возраста к карбонатным сантон-коньякского. Так, среднефоновое содержание ртути в датском ярусе равно $15 \cdot 10^{-6}\%$, в маастрихт-кампане $11-13 \cdot 10^{-6}\%$, в туроне — сантоне $7-8 \times 10^{-6}\%$, в известняках сантона — коньяка $4-6 \cdot 10^{-6}\%$.

З. Я. Церцвадзе (1972) в районе рудопроявления Эрцо в Грузии опробованы флишевые меловые и верхнеэоценовые отложения. В породах, расположенных вблизи надвига, ограничивающего южный борт флишевого прогиба, содержание ртути повышено против фона в 100—200 раз. При удалении от разлома оно постепенно снижается до $5 \cdot 10^{-6}\%$ и ниже. Аномальные содержания ртути обнаружены в мергелях некоторых свит палеогена в районе Минераловодского поднятия, где ртуть присутствует в количествах до $8 \cdot 10^{-4}\%$ при фоне $5 \cdot 10^{-6}\%$.

Большее количество данных имеется по изверженным породам. В табл. 30 приведены данные, установленные Г. Д. Афанасьевым и Н. Х. Айдиньян (1961). Они свидетельствуют о том, что содержания ртути, повышенные по сравнению с кларком в 2—3 раза, характерны для изверженных пород мелового возраста. Наиболее обогащены субщелочные породы, трахиты и эруптивные брекчии. По мнению Г. Д. Афанасьева, позднемеловой магматизм имеет ртутную металлогенетическую специализацию.

Д. В. Абуев, К. С. Диваков и В. И. Радько (1965) приводят сведения о содержании ртути в граносиенит-порфирах и кварцевых сиенит-порфирах верхнемиоценовых лакколитов Кавказских Минеральных Вод. В интрузиве горы Змейки оно равно $5 \cdot 10^{-4}\%$, горы Верблюд $7 \cdot 10^{-5}\%$, горы Кинжал $9 \cdot 10^{-6}\%$, горы Золотой Курган $4 \cdot 10^{-4}\%$. Эти цифры в десятки раз превышают кларковые. С. В. Савин установил, что в байосских вулканогенах бассейна Бзыча содержание ртути резко колеблется, а в базальтах сеномана количество его изменяется от $1 \cdot 10^{-6}$ до $2 \cdot 10^{-5}\%$. В липарито-дацитовых порфирах р. Индюк из 158 проб ртуть обнаружена только в 14 (от $1 \cdot 10^{-6}$ до $6 \cdot 10^{-6}$), в диабазовых порфиритах этого же района из 180 проб ртуть установлена в 18 (от $1 \cdot 10^{-6}$ до 5×10^{-6}). На присутствие киновари в неогеновых липаритах Чегемского вулканического нагорья указывали Г. Д. Гриднев и В. А. Горохов. Киноварь в искусственных шлихах из юрских диабазовых даек обнаружена автором на Центральном и Северо-Западном Кавказе.

Опробование изверженных пород на ртуть, сурьму и мышьяк было проведено З. Я. Церцвадзе (1972), по данным которого составлена диаграмма (рис. 32), показывающая, что в юрских альбитофирах, диабазовых и диабазовых порфиритах содержание ртути не превышает кларка. В гранитоидах верхнеюрского (?) комплекса

высокие содержания ртути отмечены для гранодиорит-порфиров водораздела Пшиша и Туапсинки, а также пегматоидов и аплитов. В остальных представителях юрских пород содержания ртути ниже кларка.

Т а б л и ц а 30

Содержание ртути в изверженных породах

Породы, регион	Возраст	Число проб	Содержание, $\mu \cdot 10^{-6}$, %	
			от — до	среднее
Игнимбриты	Верхний плиоцен	4	4—8	6,5
Трахиты; бассейн Пшиша . . .	Верхний мел	5	6—20	13
То же, электромагнитная фракция	То же	1	—	100
Трахитовые туфы и эруптивные брекчии	„	19	7—50	16
То же, электромагнитная фракция	„	1	—	300
Габброиды (субщелочные); Пшиш, Кушинко	Мел	9	8—25	12
Кварцевые порфиры; Пшиш, Западный Кавказ	Мел	4	6—15	11
Порфиры (трахиты); Черек Хуламский	Мел	5	6—20	13
Натриевые кератофиры; Западный Кавказ	Мел (?)	6	2—30	10
Кератофиры; р. Мары	Мел	1	—	13
Эруптивная брекчия; р. Кукай, Западный Кавказ	Мел (?)	1	—	50
Габброиды; урочище Думала	Нижняя юра	1	—	12
Габброиды; район Карачаевска	Нижняя юра	3	2—4	3
Экструзивные липариты; Малая Лаба	Карбон-пермь	3	4—8	6
Граниты малых интрузий; р. Индыш	Карбон	1	—	13
Кварцевые альбитофиры; урочище Медвежья Щель, Северный Кавказ	Юра—мел (?)	—	—	20

Некоторое увеличение количества ртути намечается в натровых порфирах нижнего мела, субщелочных габброидах Северо-Западного Кавказа и трахитах Туапсинского района. Устойчивое повышенное содержание ртути, согласно данным З. Я. Церквадзе, наблюдается в породах палеогенового и неогенового возраста. Относительно высокие содержания ртути отмечены и для продуктов четвертичного вулканизма — андезитовых лав Казбека, андезитов рудника Эльбрус и андезито-базальтов окрестностей Боржоми. В целом, для изверженных пород Большого Кавказа наблюдается повышение содержания ртути от древних образований

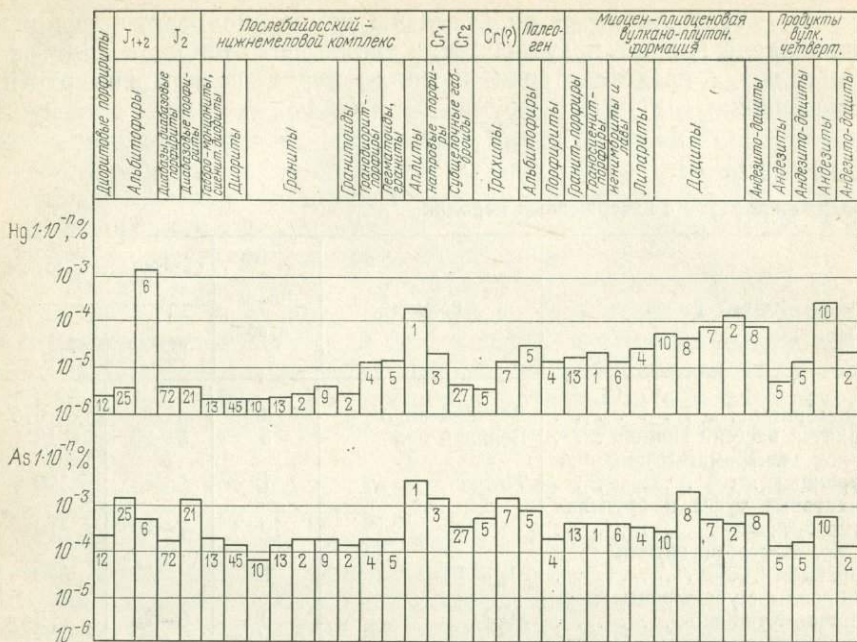


Рис. 32. Диаграммы содержаний ртути и мышьяка в породах Большого Кавказа.

к более молодым (см. рис. 33). Рассматривая вопрос о геохимической характеристике кайнозойских пород, можно действительно говорить о некоторой специализации их на ртуть.

Судя по сочетанию ртутных месторождений Большого Кавказа в ряде случаев с ультраосновными породами и приуроченностью к глубинным разломам,— источник ртути на Кавказе располагался либо в базальтовом слое, либо в верхней мантии, что соответствует данным по другим регионам мира (Кузнецов, 1970). Изотопный состав серы киновари (Черницын и др., 1974) с малым разбросом значений S^{32}/S^{34} (между +0,74 и -6,9 промиллей) при условии переноса ртути в форме иона HgS_2^{2-} также позволяет предполагать глубинный источник металла (Черницын, Нетреба, 1974). Тем не менее повсеместное на Большом Кавказе обогащение молодых пород андезито-дацитового состава ртутью не может быть случайным явлением. Если они являются производными промежуточных магматических очагов, возникших под воздействием поступавших из мантии флюидов и тепла (Смирнов, 1970), то их обогащенность ртутью объяснима, хотя промежуточные очаги и не были источником ртути.

Ртуть и ее минералы в месторождениях других металлов встречаются редко. Постоянным аксессуарным и даже второстепенным минералом киноварь является лишь для реальгар-аурипигментовых месторождений (Лухуми, Гвандра, Уллу-гора, Адай-

комское), в то время как в сурьмяных она редка (Гитче-Тырныауз, Зопхито, Хуландойское). Существование переходных ртутно-мышьяковых месторождений (Кодис-Дзири, Чичхва) говорит о высокой степени родства ртути с мышьяком. Для рудопроявлений ртути Северного пояса типоморфным минералом является самородный мышьяк, а при подсчетах коэффициентов корреляции между мышьяком и ртутью, проведенных З. Я. Церцвадзе по району Ахейского и Эрцойского месторождений, между этими элементами установлена прямая связь.

Как спорадически встречающийся минерал, киноварь обнаруживается в медно-пирротиновых (Кизил-Дере), полиметаллических, барит-полиметаллических, баритовых и других месторождениях. Исключительно интересным фактом является повышенное содержание ртути (до $10^{-3}\%$) в колчеданах Филизчая, Катеха, Кизил-Дере, т. е. в месторождениях, рудное вещество которых предполагается поступившим из мантии. Как элемент-примесь, ртуть присутствует в баритовых месторождениях; она образует ореолы первичного рассеяния вблизи полиметаллических жил.

Для выяснения характера распределения и путей миграции ртути в Кавказской металлогенической провинции весьма показательно изучение соотношений содержаний ртути в разломах и в породах, которые они пересекают (данные Д. В. Абуева, В. И. Радько и З. Я. Церцвадзе и др.). Проведенные в районе Ахейского месторождения профили опробования, пересекающие Главный надвиг южного склона, который является для Большого Кавказа структурой первого порядка, показали резкое увеличение содержания ртути в районе разлома, превышающее кларк в 100—1000 раз. Такие же результаты получены по Главному надвику в районе Талахиани в Горной Раче и Адайкомскому и Тибскому разломам в Осетии, по южному ограничению флишевого прогиба в районе ртутного рудопроявления Эрцо. На Северо-Западном Кавказе В. Б. Хомяков и М. Г. Шишкунов обнаружили высокие содержания ртути в Безепском, Тхамахинском, Навагинском и других разломах северо-западного простирания ($n \cdot 10^{-4}$ — $n \cdot 10^{-3}$), где киноварь иногда устанавливается в пробах-протоколках.

Повышенный фон по ртути и сурьме имеет, по данным В. А. Доронина, Северный разлом Тырныаузского района, в котором расположены тела ультраосновных пород и листвениты. Все эти данные свидетельствуют о том, что важную роль при миграции ртути играли глубинные разломы.

Типоморфность ртути для Большого Кавказа устанавливается также по наличию многочисленных и широко распространенных по площади месторождений и рудопроявлений (рис. 33), которые группируются в Северный и Южный пояса и Дагестанский ртутный район. Южный пояс контролируется глубинным разломом, обрамляющим палеозойское ядро Большого Кавказа с юга, а также разломами, ограничивающими флишевый синклиниорий на южном склоне. В его пределах месторождения и рудопроявления ртути размещаются неравномерно, группируясь в рудные

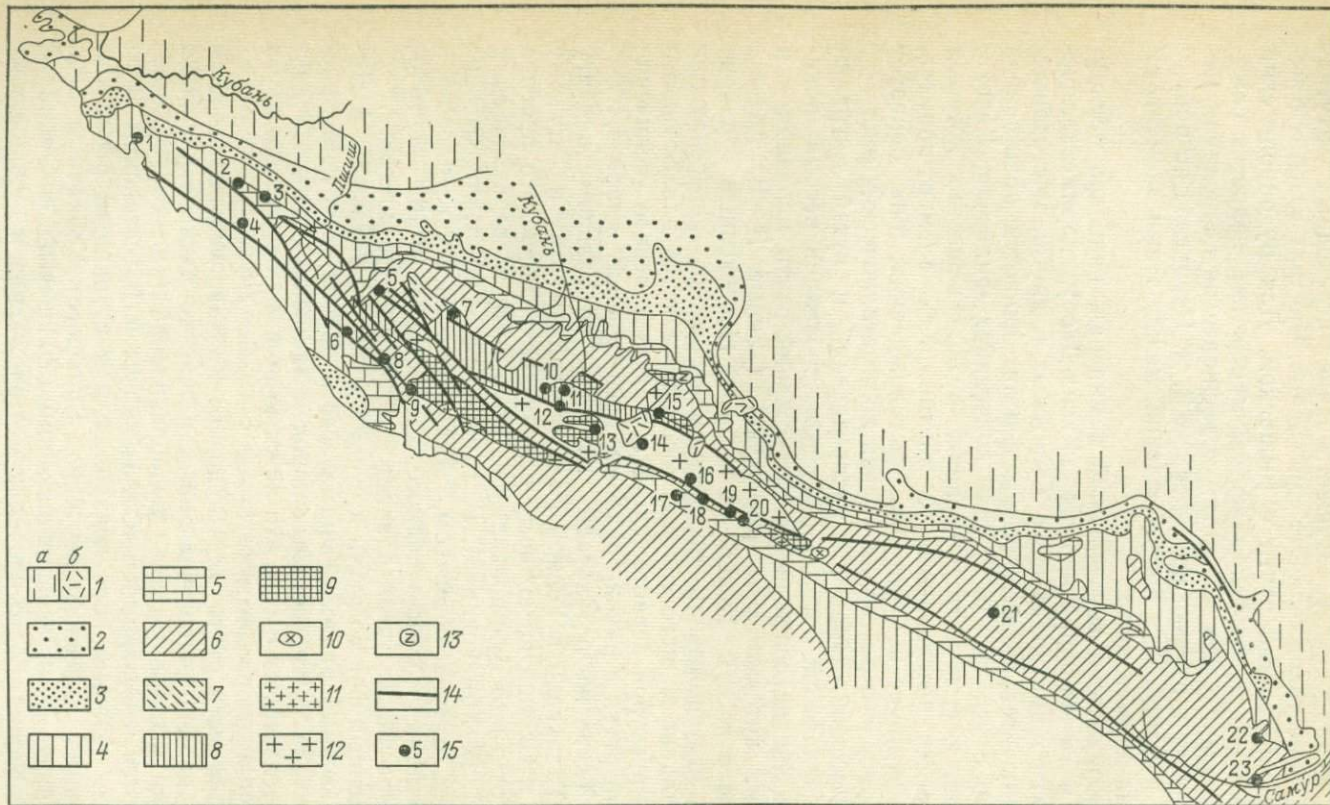


Рис. 33. Схема размещения районов ртутного и сурьмяного оруденения.

1 — четвертичные образования (α — осадочные, β — вулканогенные); 2 — неогеновые породы; 3 — палеогеновые породы; 4 — меловые породы; 5 — верхнеюрские породы; 6 — нижне-среднеюрские породы; 7 — триасовые породы; 8 — палеозойские породы; 9 — протерозойские породы; 10 — неогеновые граниты; 11 — мезозойские гранитоиды и габбро; 12 — палеозойские граниты; 13 — гипербазиты; 14 — крупные разломы; 15 — участки с ртутным или сурьмяным оруденением: 1 — Бакан, 2 — Сахалинское, 3 — Красноаульский, 4 — Перевальный, 5 — Хамышки, 6 — Красная Поляна, 7 — Котел, 8 — Агестга, 9 — Ахейское, 10 — Кишкитское, 11 — Нижняя Теберда, 12 — Колсу, 13 — Гвадра, 14 — Азау, 15 — Гитче-Тырныауз, 16 — Зопхито, 17 — Лухумское, 18 — Талахнани, 19 — Тибское, 20 — Зруг, 21 — Хулаидойское, 22 — Хпекское, 23 — Гопцах

районы, зоны, поля. Выделяются: Рача-Осетинский, Верхне-Баксанский, Южно-Сванетский, Кубанский (Безепский) рудные районы, Краснополянско-Абхазская рудная зона и Таманско-Керченская ртутносная площадь.

Ртутное оруденение в пределах Северного пояса, контролируемого глубинными разломами, ограничивающими эвгеосинклиналь Передового хребта, группируется в Чегем-Тырныаузский, Белореченский и Большелабинский (Заканский) рудные районы, Кишкитское и Андриукское рудные поля.

Время и условия образования месторождений

Относительно возраста ртутных месторождений Кавказа существуют две точки зрения. По одной из них, которую высказал В. И. Смирнов (1960 г.), кроме альпийского ртутного оруденения

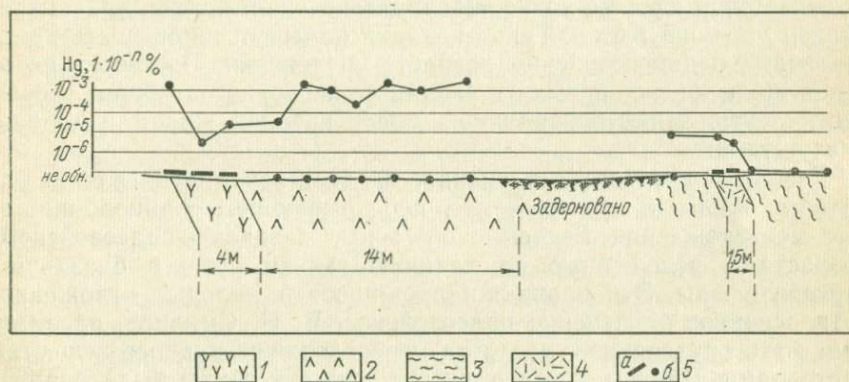


Рис. 34. Диаграмма содержаний ртути в породах района рудопроявления Оленьего. По данным Д. А. Апостолова.

1 — серпентиниты (палеозой); 2 — листвениты (палеозой); 3 — филлиты (девон); 4 — зона брекчирования и окварцевания; 5 — борзодовые (а) и штуфные (б) пробы

на Большом Кавказе имеется и верхнепалеозойское (рудопроявления и месторождения Северного ртутного пояса). Доказательством их позднепалеозойского возраста служит то, что они локализованы в палеозойских породах. Оруденение не проникает в юрские толщи, которые представлены горизонтально залегающими песчаниками. В юрском чехле, по данным Д. А. Апостолова, не прослеживаются и разломы, вмещающие в палеозойском фундаменте ртутное и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. Рудопроявления ртути встречаются в связи с лиственитами и серпентинитами (балка Оленья), содержащими значительные количества ртути (рис. 34). Вблизи этой зоны в базальном горизонте юрских отложений, в русле р. Андриук, найдены обломки лиственитов, содержание ртути в которых выше, чем в цементирующем их материале. Здесь же обнаружена галька гидротермальной породы с вкраплением галенита.

Тесную связь с лиственитами палеозойского возраста ртуть обнаруживает и на рудопроявлении Нижняя Теберда. Судя по форме рассеяния киновари в лиственитах и «зараженностью» их ртутью, процесс переноса ртути был, по-видимому, одновременно и процессом лиственитизации. Проявился он чрезвычайно интенсивно. Серпентинитовый массив окружен мощными зонами лиственитизации. В то же время каких-либо гидротермальных изменений в юрских песчаниках, непосредственно перекрывающих на Нижней Теберде листвениты, не отмечено. Это возможно лишь в случае, если лиственитизация была доюрской, о чем свидетельствуют находки галек лиственитов в базальном горизонте юрских отложений в урочище Котел.

Как на факт, подтверждающий послепалеозойский возраст ртутного оруденения, иногда указывают на спорадические находки киновари в баритовых прожилках, рассекающих лотарингские базальные слои юры на точке «Медная» на склоне горы Хацавитая, вблизи урочища Котел. Такие находки не могут опровергать представлений о домезозойском возрасте оруденения. Растворы, которые в нижнеюрское время отлагали или переотлагали барит, могли нести ртуть, заимствованную из более древних жил или вообще присущую им.

Говоря о возрасте оруденения, следует вспомнить галенит-баритовые жилы в юрском чехле, перекрывающем свинцово-цинковые месторождения Бечасынской зоны, заведомо палеозойского возраста, определенного по наличию гальки руды в базальном горизонте юры. Эти прожилки проникают в молодые отложения, хотя основное оруденение палеозойское. В. И. Смирнов, рассматривая это оруденение, указал на переотложение рудного вещества растворами. Причем в этом случае прожилки также были баритовыми.

Характерным примером такого же рода является Урупское медноколчеданное месторождение. Здесь в местах перекрытия платформенной юрой рудных тел, имеющих бесспорно палеозойский возраст, юрские песчаники превращены в богатые медные руды. Их образование произошло путем переноса меди растворами из палеозойских руд в юрские песчаники в послекюрское время. Никто и никогда не считал это признаком юрского возраста Урупа. По-видимому, те доводы, которые имеются в пользу палеозойского возраста ртутных руд Северного пояса, не могут быть поколеблены спорадическими находками киновари в юрских отложениях. Существует достаточно веское основание считать, что первый этап ртутного рудообразования на Большом Кавказе происходил в перми—триасе.

Ртутное оруденение этого возраста формировалось в период завершения орогенного этапа развития геосинклинали. В этот момент зона Передового хребта представляла собой межгорный прогиб, ограниченный глубинными разломами: на юге — Пшекиш-Тырнаузским, а на севере — Северным. В карбоне в Передовом хребте, а также вдоль обрамлявших его разломов внедрялись мас-

сивы (Джемаракли-Тюбе) и дайкообразные тела (район Закана) ультраосновных, основных, а иногда и щелочных пород. Вдоль разломов часть этих тел в верхней перми—триасе была подвергнута гидротермальной переработке с образованиями лиственитов и, по-видимому, привнесом ртути. В перми, параллельно с накоплением моласс в северной части Передового хребта, проявился субсеквентный вулканизм основного и кислого состава (Кишкит, Джелтмес). Ртутное оруденение имело, по-видимому, опосредствованную связь в одних случаях с процессами ультраосновного магматизма, а в других с вулканами центрального типа. Как известно, связь с вулканическими центрами установлена для ряда месторождений ртути (Кордеро, Опалит, Косо, США), и не исключено, что в период рудообразования обстановка рудоотложения в районе Кишкита была подобна таковой на месторождении Кордеро (Фиск, 1973).

Вторым этапом становления ртутных месторождений на Большом Кавказе был период активизации тектонических движений и вулканической активности этой горной страны в неогеновый период и, по-видимому, в четвертичное время. Нижний предел возраста ограничивается залеганием ртутных месторождений в нижнемеловых отложениях (Нетреба, Платонов, 1961) — Сахалинское, Перевальное, Белокаменное, Береговое, Дальнее и др. Единичные рудопроявления отмечены в верхнемеловых карбонатных породах (Чвежипсе). Недостаточно изученное в смысле генезиса (эндогенное или древняя россыпь) рудопоявление Баканское залегает в палеогеновых осадках. Аутигенная киноварь в песках кулянского яруса неогена на Тамани обнаружена М. Г. Шишкуновым и В. Н. Труфановым (1974). О присутствии киновари в четвертичных травертинах сообщил Н. А. Прищепа, но характер киновари, которая может быть там терригенной, не изучен.

Некоторые доводы о неогеновом возрасте носят косвенный характер. Так, ртутное оруденение залегает в меловых породах, собранных в складки. Первая складчатость, в которой участвовали меловые породы Северо-Западного Кавказа, началась в эоцене, но олигоценное время характеризовалось погружением, что неблагоприятно для проникновения гидротерм. Поднятие началось в конце миоцена, а глыбовые движения особенно усилились в сармате—мэотисе. В этот же период формировались гипабиссальные и эффузивные породы с высоким содержанием ртути (лакколиты Кавказских Минеральных Вод, эффузивные покровы Чегемского нагорья, липариты Тырнауза, дациты Лухумского района и др.). Эти данные позволяют считать возраст второй группы ртутных месторождений неогеновым.

Тектоническая обстановка в первой половине неогенового периода, т. е. в момент образования оруденения, определяется общим воздыманием Большого Кавказа. Прогибание территории Южного склона, северо-западной и юго-восточной оконечности региона завершилось к концу палеогена — началу неогена. Замкнулись флишевые прогибы и возникла складчатость. Воздымание не

только охватило эти прогибы, но и центральную консолидированную в палеозое—мезозое часть Большого Кавказа от р. Белой до р. Асса, поднимавшуюся с наибольшей скоростью. Характер воздымания был сводовый, при котором возможно раскрытие разломов нескольких направлений и это обеспечивало высокую проницаемость нарушений как складчатого, так и разрывного характера.

Как предполагает Н. Г. Демидова (1964), наибольшее значение для проникновения рудоносных растворов и локализации месторождения имели разломы, ограничивающие флишевые прогибы. Одновременно с разломами северо-западного и субширотного простирания активизировались поперечные разломы. Их роль в локализации оруденения отмечали в Наро-Мамисонском, Лухумском, Сахалинском и других рудных полях Г. П. Ольховский, А. В. Нетреба, В. Б. Хомяков, Б. А. Алибегашвили и др.

Магматизм, который имел место в период становления оруденения неогенового возраста, не был интенсивен, и в ряде областей носил черты, присущие магматизму активизированных областей. К таковому относятся малые интрузии граносенитов, гранит-порфиров района Кавказских Минеральных вод, а также так называемые «неоинтрузии» гранитоидов Горной Осетии и Балкарии. Дайки дацитов, малые тела гранитоидов молодого (неогенового?) возраста известны на южном склоне, в Горной Раче. С ними пространственно ассоциирует редкометальное, а иногда и ртутно-мышьяковое оруденение (Кодис-Дзири). Молодыми, близкими по возрасту к ртутным месторождениям, являются вулканические центры районов Эльбруса, Казбека и Чегема.

Генетические типы и рудные формации

Ртутные месторождения Большого Кавказа относятся к двум генетическим типам: эндогенному—гидротермальному и экзогенному—россыпному. Гидротермальный тип объединяет на Большом Кавказе ртутную и сурьмяно-ртутно-мышьяковую рудные формации (табл. 31 и 32).

а. Гидротермальный тип

Ртутная формация. В соответствии с классификацией В. И. Смирнова (Смирнов, Рыженко, 1958) к монометальной ртутной формации мы относим месторождения, имеющие в качестве рудного минерала киноварь, а жильных—кварц и кальцит; антимонит, реальгар, аурипигмент, пирит присутствуют обычно в виде примесей. По особенностям минерального состава, типу вмещающих пород, окolorудных изменений и геологической позиции выделяются две субформации (минеральных типа): 1) кварц-карбонат-диккит-киноварная и 2) лиственитовая.

1. *Кварц-карбонат-диккит-киноварный* минеральный тип играет ведущую роль. К нему относятся наиболее крупные из месторождений и подавляющее количество рудопроявлений.

Т а б л и ц а 31

Характеристика рудных формаций (Hg)

Генетический тип	Рудная формация	Стадии и эпохи рудообразования	Тектоническая позиция	Ведущий металл	Примеры
Гидротермальный	Ртутная	Послескладчатая герцинской эпохи; альпийская активизация	Глубинные разломы, ограничивающие воздымающиеся блоки	Ртуть	Кишкитское, Сахалинское, Тобиас
	Сурьмяно-ртутно-мышьяковая	То же	Окраинная часть межгорного прогиба, вблизи глубинного разлома. Глубинные разломы, ограничивающие воздымающиеся блоки	Мышьяк, ртуть, сурьма	Андрюкское, Азау
Россыпи	Аллювиальная	Платформенные условия		Ртуть	Сухая Буйвола (?)

Они формировались в позднепалеозойскую и в позднеальпийскую эпохи. В первую были образованы такие месторождения, как Кишкит, позднеальпийскими являются все ртутные объекты, входящие в состав Южного ртутного пояса (Ахейское, Тобиас, Перевальное, Сахалинское, Белокаменное, Дальнее и др.).

Набор жильных минералов зависит почти всецело от вмещающих пород. Так, кварц — главный жильный минерал на Тибском, Сахалинском, Перевальном и других месторождениях, вмещающими породами которых являются богатые кремнеземом породы. Если же рудные тела залегают в известняках (Чвежипсе), песчаниках с карбонатным цементом и т. п. (Белокаменное), то главным жильным минералом становится кальцит. В гидротермальных жилах с киноварью на Большом Кавказе встречается датолит (Тобиас), который иногда сопутствует ей и в шлихах (Бзога). Ртуть с бором ассоциирует в лакколитах Кавказских Минеральных Вод, в грязевых вулканах Тамани и, возможно, бор и ртуть являются совместно мигрирующими элементами (Черницын и др., 1966), что имеет место в случае ассоциации киновари и фтора, наблюдаемой на многих среднеазиатских месторождениях ртути и сурьмы.

Месторождения, относимые к кварц-карбонат-диксит-киноварной субформации, имеют сходные черты последовательности процесса рудообразования. Как правило, формирование месторождений

Минеральный состав рудных формаций (Hg)

Рудная формация	Месторождения	Рудные минералы		Жильные минералы		Вмещающие породы
		главные	второстепенные и редкие	главные	второстепенные и редкие	
Ртутная	Сахалинское	Киноварь	Антимонит, пирит, марказит	Кварц, диккит	Кальцит	Глины
	Белокаменное	Киноварь	Пирит, марказит	Кальцит	Кварц, диккит	Известковистые песчаники
	Тибское	Киноварь	Метациннабарит, пирит	Кварц	Кальцит, диккит	Аргиллиты, песчаники
	Кишкитское	Киноварь	Пирит, метациннабарит, тетраэдрит, халькопирит, реальгар	Кварц, кальцит		Песчаники, эффузивы
	Тобиас	Киноварь		Кварц	Кальцит, датолит	Порфириды
Сурьмянортутно-мышьяковая	Кодис-Дзири	Киноварь, реальгар, аурипигмент	Метациннабарит, антимонит, сфалерит, галенит, шеллит	Кварц, кальцит		Песчанистый известняк

начинается с отложения кварца, диккита и изменения вмещающих пород. Выпадение основных количеств киновари происходит совместно с диккитом, кварцем и небольшим количеством сульфидов. Завершается рудообразование кварц-диккитовой (иногда с реальгаром) ассоциацией, практически не несущей оруденения. Некоторое различие рудообразующих процессов отчасти объясняется влиянием вмещающей среды, от состава которой зависит набор жильных минералов руд. Обычными околорудными изменениями на месторождениях кварц-карбонат-диккит-киноварной субформации являются окварцевание и диккитизация. Однако диккитизация характерна в основном для Южного ртутного пояса. Для Северного она не типична. Образование руд месторождений монометальной ртутной формации происходило при относительно узком диапазоне температур (не менее 50 и не более 250°C), причем пределы кристаллизации киновари по данным В. Н. Труфанова (Минералогия и термодинамика..., 1972) сближены еще более.

Зависимость состава руд ртутных месторождений Большого Кавказа от характера среды рудообразования проявлена и в несколько более широком плане, чем в изменении набора жильных компонентов. Так, монометальная ртутная формация размещена в основном там, где фундамент глубоко погружен (южный склон Северо-Западного Кавказа, Дагестан). Если же рудоконтролирующие глубинные разломы секут фундамент сиалического состава, выходящий на поверхность, или неглубоко залегающий, то в этих интервалах (Верхняя Рача, верховья р. Баксан) наблюдается ртутно-мышьяковое, иногда ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. По-видимому, это обусловлено тем, что для блоков сиалического состава мышьяк является типоморфным элементом.

Вмещающие породы месторождений, относящихся к кварц-карбонат-диккит-киноварной субформации, представлены разнообразными осадочными, метаморфическими и интрузивными образованиями. Так, Сахалинское, Дальнее, Перевальное и другие месторождения залегают в терригенно-карбонатном флише, в глинах, в песчаниках. Рудопроявления района Красной Поляны — в порфиритах, Кишкитское — в субинтрузивных кислых породах и в песчаниках, Тибское — в аргиллитах. Структуры месторождений определяются в первую очередь наличием антиклинальных складок и секущих их как продольных, так и поперечных разломов.

Типичными представителями месторождений данного типа являются Тибское, Кишкитское и Ахейское.

Тибское месторождение находится в Горной Осетии, на левом берегу р. Мамисон-дон. Оно изучалось Н. А. Прищепой, Н. Г. Демидовой и другими геологами, по материалам которых и собственным наблюдениям приводится его характеристика. Месторождение располагается в блоке нижеюрских пород, заключенном между Цесским надвигом на севере и Нарским взбросом на юге (рис. 35). И надвиг, и взброс падают на север, первый под углом 40—50°, второй 65—70°. Вмещающая месторождение

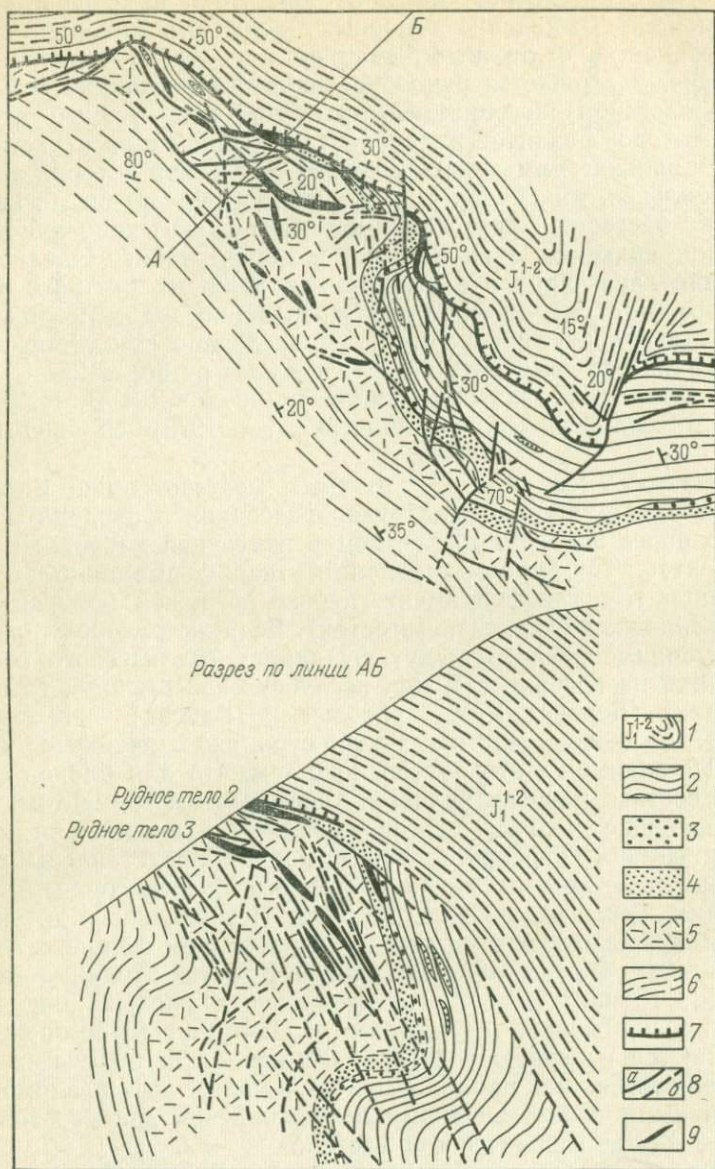


Рис. 35. Схема геологического строения Тибского месторождения. По Н. Г. Демидовой и О. А. Гончаренко.

1 — глинистые сланцы с прослоями песчаников и сидеритов (циклаурская свита, нижний—средний лейас). Казбекская свита, плинсбах; 2 — филлитовидные сланцы с прослоями песчаников, 3 — крупнозернистые песчаники, 4 — мелкозернистые песчаники, 5 — кремнистые сланцы и алевролиты, 6 — глинистые сланцы с прослоями алевролитов; 7 — Цесский надвиг; 8 — разломы прослеженные (а) и предполагаемые (б); 9 — рудные тела

казбекская свита (плинсбах) сложена аргиллитами и песчаниками, среди которых выделяется пласт крупно-среднезернистых кварцсерицитовых песчаников.

Месторождение расположено на южном крыле Нарской антиклинали, осложненной двумя складками северо-западного простирания. На глубине складки переходят в единый флексурный перегиб. Параллельно надвику согласно с простиранием пород прослеживаются мелкие взбросо-сдвиги, интенсивно проявленные в замках складок и крутопадающих крыльях. В песчаниках и кремнистых сланцах наблюдается и вторая система трещин, ориентированных косо к простиранию складок. Зона концентрации трещин приурочена к лежащему крылу надвига и имеет ширину 100 м в центральной части. Длина нарушенной полосы 600—700 м. Зона прослеживается только там, где к надвику примыкает кремнистый горизонт, состоящий из песчаников и кремнистых сланцев. Именно кремнистый горизонт образует упомянутые мелкие складки. К зоне дробления в лежащем боку надвига, являющемуся экраном, приурочены рудные тела, представляющие собой участки наибольшего дробления с кварц-диккитовым цементом, содержащим киноварь. Примазки и корочки киновари приурочены к трещинам северо-восточного простирания.

На месторождении выявлено четыре основных и серия слепых рудных тел, размещенных в интервале 350 м по вертикали. По морфологии рудовмещающих полостей и характеру орудуения рудные тела объединяются в три группы: 1) линзообразные в трещинных зонах с равномерной вкрапленностью киновари в массе диккита и глины; 2) брекчиево-вкрапленные в локальных зонах дробления и 3) кварцевые жилы или их серии с вкрапленностью киновари.

Главные минералы месторождения — киноварь и кварц; второстепенные и редкие — антимонит, реальгар, галенит, сфалерит, арсенопирит, блеклые руды, метациннабарит, шеелит, пирит, карбонаты и диккит. Кристаллы киновари изометричны, часто длинно-призматические, от стально-серого до ярко-красного цвета. Температура ее образования, по данным Г. П. Ольховского, колеблется от 80—120 до 140—200°C.

Н. Г. Демидова считает, что формирование месторождения происходило в три стадии. В первую отлагались кварц I, арсенопирит, халькопирит, сфалерит, блеклые руды и галенит; вмещающие породы подвергались окварцеванию и серицитизации. Во вторую стадию после дробления кварца I и сопровождавших его сульфидов произошла цементация обломков кварцем II, антимонитом, пиритом. В третью завершающую стадию кальцит выщелачивается и переотлагается кварц, кристаллизуется киноварь, диккит, метациннабарит, реальгар, аурипигмент.

В сходной тектонической обстановке (контролируемое более западной кулисой Главного надвига, но в более песчаном типе разреза) находится А х е й с к о е месторождение ртути. Оно входит в состав Северо-Абхазской рудной зоны, приуроченной к нарушенному

контакту среднеюрских осадочных толщ и порфирировой свиты байоса, в верховьях Бзыби к северу от г. Сухуми. По данным Г. Т. Баакашвили и др., месторождение контролируется субширотной зоной дробления в песчано-глинистой толще ранне-среднеюрского возраста, которая разделяется на ацгарскую сланцевую, сорскую (рудовмещающую) песчаниковую с прослоями аргиллитов, туфов и кварц-альбит-пироксеновых порфиритов и анчхойскую сланцевую свиты. Сорская свита по Ахейскому разлому с севера на юг надвинута на анчхойскую свиту. Висячем крыле надвига располагается зона, где ряд нарушений ответвляется вверх от надвига. Вдоль этих нарушений образовались зоны дробления с окварцеванием, диккитизацией и ртутным оруденением. Наиболее нарушены песчаники, крупные линзы и блоки которых заключены в массу глинистых сланцев. Эти блоки и являются рудными телами. Минеральный состав руд Ахейского месторождения: главные — киноварь; второстепенные и редкие — метациннабарит, ртуть самородная, антимонит, пирит, реальгар, галенит, сфалерит, халькопирит; нерудные — кварц, диккит, кальцит.

Вертикальный размах рудоотложения в Ахейском рудном поле составляет 750—800 м без изменения минерального состава.

Представителем палеозойской группы месторождений, относимых к ртутной формации, служит Кишкитское месторождение, расположенное на периферии вулканического центра в осадочных и изверженных породах позднепалеозойского возраста. Оно располагается в бассейне Аксаута. Региональная позиция месторождения определяется его положением в северной части палеозойского межгорного прогиба, вблизи крупных разломов северо-восточного и северо-западного простирания. Самыми древними породами в районе являются верхнекарбоновые терригенные отложения, однако наиболее распространены нижнепермские песчаники, алевролиты и эффузивы, которые несогласно перекрываются песчаниками плинсбахса (рис. 36).

Изверженные породы представлены покровами, небольшими телами, некками и дайками альбитофиров, плагиопорфиритов, порфиритов верхнепалеозойского возраста. Основная структура месторождения — антиклиналь северо-западного простирания, в ядре которой обнажаются субинтрузивные тела кварцевых альбитофиров и фельзодацитов, а крылья сложены верхнепалеозойской эффузивно-осадочной толщей. Оруденение отмечено в шести обособленных участках, большинство из которых располагается по периферии штока фельзодацитов, в радиальных структурах, образование которых, возможно, связано со становлением штока. Оруденение локализовано как в осадочных, так и в интрузивных породах.

Наиболее значителен участок 4, расположенный в северо-восточной части рудного поля в конгломератах и песчаниках нижней перми. По данным З. А. Цветковой и В. И. Оробей, рудные тела контролируются системой трещин, пересекающих пологолежащие пласты. На участке обнаружено четыре рудных тела, три из кото-

рых не выходят на дневную поверхность. I рудное тело представляет собой линзующуюся жиллообразную зону окварцевания осадочных пород вдоль разлома. Разлом имеет характер взброса с амплитудой 200 м и простирается по азимуту 75° , имея крутой угол падения. Мощность зоны дробления, окварцевания и рудного

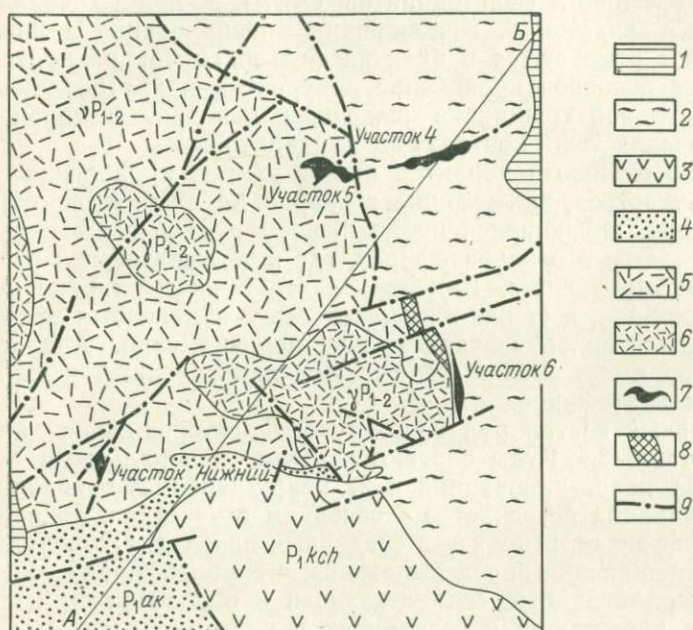


Рис. 36. Схема геологического строения Кишкитского месторождения.

1 — плинсбахские песчаники и конгломераты; нижняя пермь; 2 — песчаники, конгломераты, 3 — лавы и туфы основного состава, 4 — алевриты, песчаники, 5 — кварцевые альбитофиты, 6 — фельзит-порфиры; 7 — рудные тела; 8 — кварц-карбонат-гематитовая жила; 9 — разрывы

тела увеличивается в конгломератах и уменьшается в песчаниках. Максимальная мощность окварцованной зоны достигает 8 м (обычно первые десятки сантиметров).

Тонкорассеянная киноварь ассоциирует с кварцем и проникает с последним по тонким трещинам в породе. Некоторая часть киновари встречается в виде вкрапленности в песчаниках и конгломератах. С уменьшением степени окварцевания уменьшается и содержание ртути. II, III и IV рудные тела первого участка представляют собой ответвляющиеся от основной рудной жилы зоны

трещиноватости, по которым распространяются окварцевание и киноварная минерализация.

В осадочных породах, в юго-восточной части рудного поля, у периклинального замыкания Кишкитской антиклинали, где пермские песчаники, сланцы и конгломераты у тектонического контакта со штоком фельзодацитов смяты в мелкие складки, располагается участок 6. Киноварная минерализация и иногда блеклые руды отмечаются в брекчии фельзодацитов на контакте штока, но ее основное проявление приурочено к крутопадающей субмеридиональной трещине в осадочных породах, которая на глубине причленяется к контакту фельзодацитов.

Несколько отличный характер имеют рудные проявления 5-го и Нижнего участков, залегающие в кварцевых альбитофирах. На участке 5 зона, являющаяся продолжением рудной зоны участка 4, прослеживается и в альбитофирах, где выражена серией разноориентированных трещин. Киноварь слагает здесь тонкие прожилки в трещинах, а также вкрапленность в измененных эффузивах. Распределение оруденения крайне неравномерно. Аналогичный характер имеет и Нижний участок, приуроченный к южной части тела альбитофиров.

Минеральный состав руд Кишкитского месторождения характеризуется табл. 33. Руды слагаются двумя минеральными ассоциациями: 1) кварц-киноварной и 2) кварц-карбонат-киноварной. Первая ассоциация встречается в основном в участках, локализованных в эффузивах, вторая — в осадочных породах. Околорудные изменения вмещающих пород выражены: в альбитофирах — окварцеванием, каолинизацией, серицитизацией и образованием кварц-гематитовых прожилков; в песчаниках и конгломератах — окварцеванием, серицитизацией, хлоритизацией и каолинизацией. Из перечисленного набора рудных минералов только киноварь постоянно присутствует в руде, все остальные встречаются спорадически. Процесс образования руд месторождения можно считать одностадийным с возможным незначительным предрудным изменением вмещающих пород. Первыми из гидротермальных минералов образовывались кварц, халцедон, карбонат, пирит, за ними следовали сфалерит, реальгар, киноварь, метациннабарит.

Т а б л и ц а 33

Минеральный состав руд Кишкитского месторождения

Рудные минералы		Жильные минералы	
главные	второстепенные и редкие	главные	второстепенные и редкие
Киноварь	Пирит, блеклые руды, гематит, метациннабарит, арсенипирит, реальгар, аурипигмент, сфалерит, галенит, марказит	Кварц	Карбонат, каолинит, халцедон, барит

Не имеет принципиальных отличий от вышеописанных месторождений оруденение Дагестанского района, где наиболее значительный объект представляет Х п е к с к о е месторождение. По данным Д. В. Абуева, оно локализовано в пологозалегающих песчано-алевритовых толщах ааленского возраста, рассекаемых сбросо-сдвигом северо-восточного простирания. Единственное на месторождении рудное тело представляет собой рудный столб, приуроченный к пересечению разломом пачки песчаников, переслаивающихся с алевролитами. В зоне дробленной породы киноварь ассоциирует с диккитом и реже с прожилками кальцита, где иногда наблюдается и антимонит. К числу второстепенных и редких минералов, кроме антимонита, относятся пирит, метациннабарит, халькопирит и самородная ртуть.

По времени кристаллизации минералы руд месторождения можно расположить в такой последовательности: халькопирит, диккит, антимонит, киноварь, метациннабарит.

2. Второй *лиственитовый* тип ртутного оруденения, относимый к монометальной ртутной формации, объединяет объекты, связанные с лиственитизированными массивами ультраосновных пород. До недавнего времени этот тип не был известен на Большом Кавказе и только открытия последних лет позволили выделить его как имеющий самостоятельное значение.

К лиственитовому типу относятся рудопроявления Закан, Нижнетебердинское, Олень, Лагерное, Дорожное, располагающиеся в Северном ртутном поясе. Контролирующими их структурами являются региональные разломы, обрамляющие эвгеосинклиналь Передового хребта. К северной из этих структур приурочен мощный пояс ультраосновных пород, который выходит на поверхность в долинах рек и подбурен скважинами. Серпентиниты обнажаются в районе Гитче-Тырныауза, на Кубани, в долине р. Теберды, на Большой Лабе, в бассейне Андрюка и Белой. В большинстве случаев краевые части серпентинитовых массивов превращены в листвениты. По Пшекиш-Тырныаузскому глубинному разлому мелкие вытянутые тела ультрабазитов и лиственитов наблюдаются в верхней части бассейна Большой Лабы, где с ними также ассоциируют ртутное оруденение (Закан) и шлиховые ореолы рассеяния киновари. Рудопроявления ртути в лиственитах имеют позднепалеозойский возраст.

Проявления ртутного оруденения в связи с лиственитами однотипны. Рудная минерализация в них тонко рассеяна в массе лиственитизированных пород, а также приурочена к кварцевым (Заканское), карбонатным (Нижняя Теберда), баритовым (Заканское) прожилкам, образовавшимся в завершающий по отношению к процессу лиственитизации период. Главные минералы здесь — киноварь, кальцит, кварц; второстепенные — пирит, халькопирит, миллерит, барит. Значение жильных минералов для различных рудопроявлений меняется: на Нижнетебердинском преобладает карбонат, на одном из участков Заканского — барит, а на втором — кварц.

Соотношение лиственитизации и оруденения, наблюдаемое на Заканском месторождении, позволяет предполагать, что они являются совмещенными процессами. Процесс рудообразования был одноактным. На всех известных ртутносных объектах Северного пояса наблюдается совмещение ареала гидротермальных изменений с контурами массивов серпентинитов. Форма рудных тел на месторождениях лиственитового типа гнездовая, неправильная (Нижняя Теберда), иногда жильная (Заканское баритовый участок). Размеры их не выяснены, так как рудопроявления не разведывались.

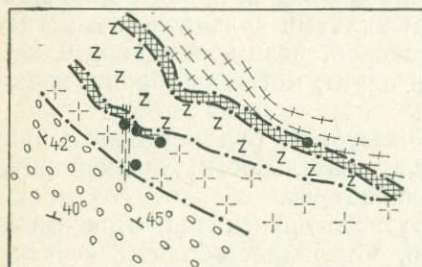


Рис. 37. Схема геологического строения Заканского месторождения.

1 — конгломераты, иногда песчаники, верхний карбон; 2 — сиенит-диориты; 3 — серпентиниты; 4 — кристаллические сланцы; 5 — разрывы; 6 — зоны лиственитизации; 7 — зона сульфидного разлома; 8 — проявления ртутной минерализации

и параллельная ему дайка сиенито-диоритов, прорывающая серпентиниты. В контактовых частях серпентиниты лиственитизированы. Мощность зоны лиственитизации 15—30 м, длина 500 м.

Ртутная минерализация на месторождении обнаружена в сиенито-диоритах и лиственитах в пяти пунктах, где содержание ртути колеблется от десятых долей до целых процентов. Главные минералы здесь — киноварь, кварц, барит, кальцит, хлорит; второстепенные — пирит, халькопирит, миллерит и галенит. Киноварь встречается в трех парагенетических ассоциациях: 1) с кварцем, пиритом и халькопиритом, 2) в виде прожилков с баритом и кварцем в сиенит-диоритах, 3) в виде рассеянной вкрапленности в лиственитах.

Тонкодисперсная киноварь обнаружена в 50% из изученных шлифов лиственитизированных серпентинитов, в то время как в шлифах из свежих серпентинитов она не встречена. Эта зависимость встречаемости киновари от интенсивности лиственитизации подтверждает предположение о связи рудообразования с процессом лиственитизации. Взаимоотношения гидротермальных минералов позволяют считать, что на месторождении первым образовался хлорит в сиенит-диоритах. Одновременно с хлорити-

Примером месторождений лиственитового типа является Заканское, расположенное в бассейне Большой Лабы, которое изучалось В. Б. Черницыным и др. (1973 г.). Оно приурочено к одной из ветвей Пшекиш-Тырнаузской зоны глубинного разлома. В строении района принимают участие верхнекаменноугольные конгломераты, кристаллические сланцы докембрия, сиенито-диориты, серпентиниты и листвениты палеозойского возраста (рис. 37). В центральной части района месторождения в виде полосы (шириной 150 м) прослеживается удлиненное тело серпентинитов и

зацией выделялись сливной кварц прожилков, пирит и халькопирит. Несколько позже отлагались барит и друзовый кварц. Киноварь начала выделяться со сливным кварцем, но максимальные ее количества образовывались одновременно с баритом и друзовым кварцем.

Близкое к описанному строение имеет Нижнетебердинское рудопоявление ртути, обнаруженное В. И. Радько, Ю. М. Полнером, А. Г. Сибирцевым и А. И. Бобовниковой в 1974 г. В эрозионном окне среди юрских платформенных отложений по р. Теберде обнажается массив серпентинитов, длина которого превышает 700 м. Серпентиниты прорваны штоком дацитовых порфиритов и раздроблены субширотными нарушениями. По зальбандам и в центральной части тела серпентинитов они сопровождаются лиственитовыми зонами мощностью до 10 м. В лиственитах на трех участках встречены гнездообразные скопления киновари, которая распространяется по трещинам, входя в состав карбонатных прожилков, а также встречается в виде тонкой вкрапленности в лиственитах. Лиственитизация не прослеживается в юрские толщи, которые с базальным горизонтом в основании (Плошко, 1960) перекрывают выходы палеозойских пород.

Лиственитовый тип оруденения заслуживает на Большом Кавказе детального изучения.

Сурьяно-ртутно-мышьяковая формация. К ней относятся несколько объектов в Северном и в Южном ртутных поясах. Это мелкие месторождения и рудопоявления, где ртуть имеет подчиненное значение. В большинстве случаев руды подобных объектов содержат существенные количества двух металлов — ртути и мышьяка (Кодис-Дзири, Чичхва, Ручат-дон), либо сурьмы и ртути (Пуриатское), содержание третьего металла невелико. На Большом Кавказе распространены в основном представители ртутно-мышьякового типа, а к ртутно-сурьянному типу можно отнести лишь два незначительных рудопоявления — Пуриатское в Горной Осетии и Антимонитовое в урочище Котел в пределах Северного ртутного пояса.

Месторождения рассматриваемой рудной формации образовались в позднепалеозойскую и позднеальпийскую эпохи. Они располагаются в тех же областях, что и ртутные (Рача-Осетинский и рудное поле Котел), и их тектоническая позиция описана при характеристике монометальной формации.

Ртутно-мышьяковое месторождение Кодис-Дзири расположено в верховьях Риони. Рудные тела здесь приурочены к зонам дробления в кварцованных верхнеюрских песчаных известняках вдоль зальбандов дайки альбитофира, которая имеет длину 4 км. Мощность рудных зон достигает 5—12 м. На фоне рассеянного оруденения наблюдаются наклонные рудные столбы, приуроченные к изгибам рудоносных зон. Из рудных минералов наиболее распространены реальгар, киноварь и метациннабарит; редкие — арсенипирит, пирит, халькопирит и антимонит. Формирование руд

месторождения происходило в три стадии — кварцевую, кальцитовую и сульфидную.

б. Россыпи киновари

В Предкавказье и на южном склоне Главного хребта обнаружены признаки древних россыпей. На северо-западном интервале северного склона ореолы киновари в современных отложениях обнаружены в полосе развития пород палеогена и неогена (ореолы в бассейнах Кура-Цице, Абин, Адагум, Хабль и др.). Терригенная киноварь отмыта из коренных пород неогенового возраста (сармат, мзотис; ореолы балок Межевой, Табачной, Солонцовой) на северном склоне. На южном склоне киноварь обнаружена в отложениях палеогенового возраста (долины Лоо, Западный Дагомыс). Интересны шлиховые ореолы киновари на западном ограничении Ставропольского поднятия, в местности Мокрая Буйвола, где киноварь обнаружена в пределах развития грубообломочных отложений сармата. В. И. Радько предполагает, что киноварь поступала в аллювий из осадочных пород этого возраста.

Кристаллы киновари, найденные в осадочных породах, имеют как окатанную, так и сохранившуюся кристаллографическую форму. Это позволило некоторым геологам предположить аутигенную природу сульфида ртути в осадочных породах. В тех случаях, когда ореолы киновари располагаются по границе Кубанского и Терского передовых прогибов, либо Ставропольского поднятия, не исключена связь ртутной минерализации с предполагаемыми здесь молодыми разломами.

в. Ртуть в грязевых вулканах

Установлены концентрации ртути на Большом Кавказе в грязевых вулканах Таманского и Керченского полуостровов. По данным М. А. Карасика и В. И. Морозова (1966), характерным комплексом элементов в продуктах выбросов вулканов являются ртуть, сурьма, мышьяк и бор. Во вмещающих их нижнесарматских, конкских и чокракских глинах коэффициент концентрации ртути равен 2—3 на удалении, 5—10 вблизи вулкана и 20—25 в сопочной брекчии (при кларке $4 \cdot 10^{-5}\%$). Тяжелая фракция продуктов извержения Бондаренковского, Тарханского, Гастагаевского вулканов содержит неправильные зерна киновари совместно с пиритом, марказитом, флюоритом. В продуктах грязевого вулканизма наблюдается отчетливая, близкая к прямой корреляция ртути с бором. Эти данные еще раз подтверждают наше предположение о геохимической ассоциации бора и ртути в пределах Больше-Кавказской ртутоносной провинции.

О соотношении ртутных формаций

Между рудными формациями ртутных месторождений и телермальным оруденением сурьмы и мышьяка на Большом Кавказе существует тесная связь. Она выражается в наличии переходных

минеральных типов оруденения, а также в пространственном сочетании зон, в которых один тип оруденения постепенно сменяется другим. В рудах ртутных месторождений присутствуют минералы, характерные для сурьмяно-ртутно-мышьяковых: антимонит, реальгар, аурипигмент, сфалерит, галенит (Тибское, Сахалинское, Талахианское), а на некоторых ртутно-мышьяковых объектах (Кодис-Дзири, Гоми, Ручат-дон, Мышьяковом и др.) киноварь присутствует обязательно. С ртутной и сурьмяно-ртутно-мышьяковой формациями связаны постепенными переходами кварц-антимонитовая и реальгар-аурипигментовая. Эта связь подчеркивается пространственным сочетанием месторождений. Хорошим примером служит Рача-Осетинская зона, где оруденение размещено зонально (см. рис. 30). В центре зоны в связи с глубинным разломом, разделяющим структурно-формационные зоны, находится ряд месторождений ртутной формации (Тибское, Талахианское). К северу они сменяются ферберит-антимонитовыми (Ноцарское) и еще далее — кварц-антимонитовыми (Зопхито) месторождениями. К югу от ртутной полосы развиты ртутно-мышьяковые месторождения (Кодис-Дзири) и далее к югу — реальгар-аурипигментовые (Лухумское). В целом перечисленные рудные формации представляют единый низкотемпературный комплекс, объединяемый общностью условий образования.

Геологические факторы контроля ртутного оруденения

Магматический контроль. Имеющиеся сведения о повышенном содержании ртути в кавминводских граносиенит-порфирах (Абуев и др., 1965), субщелочных габброидах (Афанасьев, Айдинян, 1961), липаритах Чегемского района и в других местах не дают оснований для предположений о связи ртутного оруденения с этими породами, так как в районах их развития ртутное оруденение не обнаружено. Более вероятны предположения о связи листовитового типа ртутного оруденения с массивами ультраосновных пород (Нижнетебердинское, Олень, Заканское, Хамышки), а именно: 1) оруденение всегда ассоциирует с ними пространственно; 2) процесс листовитизации, по-видимому, является процессом привноса ртути; 3) следы воздействия гидротерм не обнаруживаются в удалении от листовитизированных массивов и 4) листовиты несут повышенные содержания ртути.

Герцинское ртутное оруденение Передового хребта совпадает с районами развития гипабиссальных тел верхнепалеозойских кислых пород (Андрюкское рудное поле) и центров пермского вулканизма (Кишкитское). В первом случае это совпадение скорее структурное, во втором не исключена его связь с фумарольно-сольфатарной деятельностью вулкана, как это наблюдается в настоящий период на вулкане Менделеева (Курильские острова) и кальдере Узон на Камчатке (Кузнецов, 1974). Минеральные ассоциации в наблюдавшихся нами на фумарольном поле вулкана Менделеева

колчеданных телах, содержащих повышенные количества ртути, а иногда и зерна киновари, показывают, что их образование связано с активными в настоящее время фумаролами.

Структурный контроль. На региональную приуроченность ртутного оруденения южного склона к Главному «надвику» указывали А. Е. Бенделиани, А. Д. Каландадзе, Г. А. Гвалчрелидзе. Размещение ртутоносных зон по тектоническим границам структурно-формационных зон альпийской геосинклинали отмечали Н. Г. Демидова, Д. В. Абуев и В. И. Радько.

А. В. Нетреба и И. И. Манин считали рудоконтролирующими краевые швы киммерийских структурных зон. На северном склоне ртутное оруденение контролируется Пшекиш-Тырныаузским и Северным глубинными разломами, ограничивающими Передовой хребет. Не исключено, что структура, контролирующая Южный пояс, к востоку от меридиана р. Ассы пересекает в субширотном направлении Главный хребет и определяет положение Дагестанского ртутного района.

Важным фактором для оруденения является совпадение разломов в альпийском структурном этаже с разломами в фундаменте. Это обеспечивало выведение глубинных потоков ртутоносных флюидов в верхние структурные этажи. Так как многие крупные герцинские и киммерийские разломы Большого Кавказа имели субширотное простираие, для альпийских ртутных месторождений более благоприятны разломы такого же направления. Максимальной концентрации ртутное оруденение достигает в участках соединения глубинных структур, ограничивающих палеозойско-нижне-среднеюрское ядро Большого Кавказа (Безепский ртутный район).

Положение ртутных зон определяется составляющими глубинных разломов или их ответвлениями. Так, Рача-Осетинская, Верхне-Баксанская и Кодорско-Краснополянская ртутные зоны приурочены к кулисам Главного «надвига». Рудные поля тяготеют к структурам оперения основных разломов (Андрюкское, Ахейское, Сахалинское, Мамисонское), из которых наиболее благоприятны, имеющие субширотное простираие (Сахалинское, Белокаменное, Ахейское, Тибское). Сочетание разломов и антиклинальных структур часто определяют положение ртутных месторождений (Тибское, Перевальное, Сахалинское, Белокаменное, Кишкитское). По данным А. В. Нетребы, на Северо-Западном Кавказе 90% месторождений и рудопроявлений приурочено к антиклиналям. В районах, сложенных вулканическими породами, рудопроявления встречаются в синклинальных структурах (Тобиас, Ржаное). На Большом Кавказе в ряде участков имеется благоприятная обстановка для обнаружения поднадвигового типа ртутных месторождений.

Благоприятны для месторождений следующие структуры и разрезы.

1. Во флишоидных и других слоистых толщах месторождения локализируются вдоль зон разломов, пересекающих антиклинальные складки в участках нарушенных разноориентированными трещи-

нами (Белокаменное, Перевальное, Тибское); в нарушенных блоках, ограниченных крупными разрывами (Сахалинское); в ядерных частях антиклиналей; на пересечении разломами литологически благоприятных горизонтов (Хпекское, Агепста).

2. В эффузивно-осадочных и эффузивных толщах месторождения локализируются: а) в брахиантиклинальных структурах, нарушенных разноориентированными разрывами (Кишкитское); б) в трещинах, оперяющих разломы секущие антиклинали (Андрюкское); в) в дробленых дайках (Макратела, Андрюкское); г) в узлах повышенной трещиноватости эффузивов вблизи разломов (Тобиас, Ржаное).

3. В песчано-сланцевой толще в единичных случаях встречаются стратифицированные залежи бедных руд (Красноаульское).

Структурный контроль является главным фактором размещения рудных тел, среди которых В. И. Радько (1974) выделил десять морфогенетических типов:

1) в крутопадающих разрывах и зонах смятия в однородных пластичных толщах (Синявское, Чепси, Каткова щель);

2) в пластичных породах, экранированных пологими нарушениями (Тхасоу, Мзимна);

3) в антиклиналях, сложенных пластичными породами, экранированных пологими разрывами (Сахалинское);

4) в крутопадающих разрывах, секущих моноклиналильные толщи хрупких пород (участок 4 Кишкитское);

5) экранированные залежи в хрупких породах, залегающих моноклиналильно (Белокаменное);

6) на пересечении крутых разломов с литологически благоприятными горизонтами (Хпекское, Грушевая поляна);

7) экранированные пластообразные тела избирательного замещения в гетерогенном моноклиналильном разрезе (Ахейское, Шапсуг);

8) рудные столбы в крутых нарушениях на пересечении благоприятных пластов, смятых в антиклинальную складку (Дальнее, Запорожское);

9) жилоподобные тела в горизонтах благоприятных пород, смятых в складки и экранированных пологими нарушениями (Тибское);

10) рудные тела неправильной формы в лиственитах (Заканское, Нижнетебердинское, Мамрюк).

Литологический контроль ртутного оруденения Большого Кавказа изучен недостаточно и сведения о нем носят лишь констатационный характер. Ртутные рудопроявления и месторождения залегают в глинах, аргиллитах, песчаниках, конгломератах, кислых и основных эффузивах, гранитах, лиственитах, кристаллических сланцах. В. Б. Хомяков подсчитал, что на Северо-Западном Кавказе в терригенно-карбонатных флишевых толщах залегают 19% рудопроявлений и месторождений, в карбонатном флише 9,6%, в морских сероцветных терригенных осадках 50%, в аргиллитах 7%, в карбонатных толщах 14,4%.

Эти данные говорят о возможности образования концентрации ртути в различных породах, однако на конкретных объектах выделяются наиболее благоприятные в данной ситуации породы. На Хпекском месторождении это песчаники в толще аргиллитов, на Кишките ожелезненные кварцевые песчаники перми. На месторождении Перевальном рудные тела приурочены к конгломератам, а наиболее богатое оруденение контролируется пиритизированными участками. Присутствие пирита является и на других месторождениях весьма благоприятным фактором осаждения киновари (Апостолов, Черницын, 1974).

На Сахалинском месторождении и ряде рудопроявлений Безпского района рудные тела залегают в глинах, в то время как пласты песчаников оказываются безрудными. На Ахеее наблюдается обратная картина. По-видимому, здесь играет роль химический состав пород.

В. И. Радько намечает следующие свойства, благоприятные для рудоотложения: а) присутствие значительного количества кремнезема; б) окислов железа, в) уголекислоты, г) пониженная прочность и повышенная хрупкость; д) оптимальная (3—4%) эффективная пористость.

Роль литологического фактора в размещении ртутных руд Большого Кавказа бесспорна. Постановка исследований в этой области совершенно необходима.

Выводы

1. Ртуть является типоморфным металлом Большого Кавказа, месторождения которого формировались в позднеорогенную стадию (пермь, триас), а также в условиях активизации относительно жестких блоков (неоген).

2. В региональном плане оруденение контролируется глубинными разломами, ограничивающими крупные тектонические блоки. Концентрация месторождений наблюдается в широтно расположенных интервалах этих разломов, а также на сочленении глубинных структур. Конкретные месторождения локализуются в разломах высоких порядков, сочетающихся с антиклиналями.

3. Ртутное оруденение Большого Кавказа в ряде случаев ассоциирует с ультраосновными породами, его нахождение не зависит от геологического строения участка, пересекаемого разломом, сера киновари обнаруживает слабую дифференциацию изотопов. Все это позволяет предполагать глубинный источник ртути.

4. Близкие с ртутью пути миграции и отложения имеют сурьма, мышьяк и, возможно, бор, с которыми она образует комплекс низкотемпературных одновременно образовавшихся и пространственно совмещенных месторождений.

7. СУРЬМА

Сурьмяное оруденение в большинстве случаев пространственно и во времени ассоциирует с ртутными и реальгар-аурипигменто-

выми месторождениями. Значительное распространение сурьмяного оруденения, обычного для позднеорогенной стадии развития геосинклинальных областей (Смирнов и др., 1973; Твалчрелидзе, 1966) и периодов активизации, обусловлено особенностями развития Большого Кавказа в герцинский и альпийский тектонические циклы, когда эти стадии нашли четкое выражение. На Большом Кавказе известно несколько десятков рудопроявлений сурьмы, которые хотя и не представляют собой значительных объектов, существенно дополняют картину металлогении. Так, если верны наши предположения о парагенетической связи сурьмяного и ртутного оруденения, то данные об условиях формирования сурьмяных месторождений и, в частности, о соотношении его с магматизмом позволяют связать становление всего низкотемпературного комплекса с другими геологическими процессами.

Сурьма в горных породах и рудах других металлов

Данные о содержании сурьмы в изверженных породах Большого Кавказа говорят о том, что в большинстве случаев оно не достигает значения $1 \cdot 10^{-4}\%$ (Церцвадзе, 1972). В отдельных пробах из альбитофиров, диабазов, порфиритов юрского возраста установлены количества $2,1—2,7 \cdot 10^{-4}\%$. Таковы же содержания, встречающиеся в гранитоидах мезозоя и палеогена. Несколько повышены ($n \cdot 10^{-3}\%$) содержания сурьмы в гранитоидах неинтрузий Калько, Кароби, Цурунгал, Киртишо и Тепли, где сурьма встречается во всех пробах, а отдельные анализы показывают содержание $n \cdot 10^{-3}\%$. В четвертичных лавах сурьма не установлена. Минералы сурьмы обнаружены на ртутных и реальгар-аурипигментовых месторождениях. Сурьма присутствует в вольфрам-молибденовых рудах Тырнауза (до $0,004\%$), в мышьяковых рудопроявлениях (горы Сирх и Кыртык-ауш), а также в некоторых месторождениях медно-пирротиновой формации.

Время и условия образования месторождений

Сурьмяные месторождения образовались на Кавказе в те же периоды, что и месторождения ртути. В позднепалеозойское время были сформированы небольшие рудопроявления Передового хребта (Антимонитовое), в неогене — основная масса известного на Кавказе оруденения (Зопхито, Гитче-Тырныауз, Хуландой, Хунгурту и др.). Возраст сурьмяного оруденения подтверждают те же данные, которые были приведены для ртути, а также наложение антимонитовой минерализации на третичные дациты (Кароби) (Твалчрелидзе, 1961). Не исключено, что они имеют связь с изверженными породами типа «неинтрузий» — гранит-порфирами, дацитами, альбитофирами, андезитодацитами, вблизи которых часто располагаются (Цурунгалское, Гитче-Тырныауз, Арсикомское, Киртишо, Санарцхия, Зопхито, Хунгурту). С верхнепалеозойскими диоритами, по-видимому, связано медно-сурьмяное рудопроявление Карангыкол, расположенное в бассейне Малки.

Сурьмяное оруденение размещено в тех же поясах и структурах, что и ртутное, располагаясь в центральном сегменте Большого Кавказа. Основным районом развития сурьмяного оруденения на южном склоне является Рача-Осетинская субширотная рудная зона, где широко представлена также ртутная и реальгар-аурипигментовая минерализация. Подобное положение сурьмяные месторождения занимают на Северном Кавказе в районе Тырныауза (Гитче-Тырныауз, Загыркол, Карангыкол, Хунгурту).

Генетические типы и рудные формации

Месторождения и рудопроявления сурьмы относятся к гидротермальному типу и объединяются в две рудные формации: 1) кварц-антимонитовую и 2) ферберит-антимонитовую (последняя описана в разделе «Вольфрам»). Кроме этих формаций, имеются сложные ассоциации сурьмяного и молибденового (Кароби), сурьмяного и полиметаллического (Гитче-Тырныауз, Картишо) оруденения (Твалчрелидзе, 1959), являющиеся в большинстве случаев результатом пространственного наложения разновременной минерализации.

К кварц-антимонитовой рудной формации отнесены месторождения, главные минералы которых антимонит и кварц (Зопхито, Картишо, Санарцхия, Домбурула, Гитче-Тырныауз, Хунгурту, Антимонитовое, Зарамагское и др.). Минеральный состав формации дан в табл. 34. Обязательным компонентом кварц-антимонитовых руд Большого Кавказа является ртуть в минеральной форме либо в виде элемента-примеси. Киноварь встречается практически во всех сурьмяных месторождениях Рачи и урочища Котел; шватцит и высокие содержания ртути обнаружены в рудах Гитче-Тырныауза, Загыркола, Карангыкола. В отдельных случаях (Хунгурту) в сурьмяных рудах встречаются значительные содержания висмута. Среди объектов формации выделяется кварц-сурьмяно-полиметаллическая субформация, к которой относится месторождение Гитче-Тырныауз.

Таблица 34

Минеральный состав руд кварц-антимонитовой формации

Месторождения	Антимонит	Арсенопирит	Пирит	Бергьерит	Шезелит	Пирротин	Халькопирит	Галенит	Киноварь	Влеклые руды	Серебро	Сфалерит	Джемсонит	Булажерит	Кварц	Карбонаты	Халцедон, опал	Арагонит	Аурипигмент	Бурнонит	Шватцит	Реальгар	
Зопхито	++																						
Гитче-Тырныауз	++	+	+	+			+	+	+			++											
Антимонитовое	++			+			+	+				++											
Хунгурту	++	+	+				+	+							+	+							
Хрумкольское	++	+	+				+		+		+				+	+							+

++ — главные, + — второстепенные минералы.

Примером кварц-антимонитовой формации может служить месторождение Зопхито, расположенное в Горной Раче. По Г. И. Тогонидзе оно приурочено к зоне Главного надвига, где гранитоиды кристаллического ядра Кавказа надвинуты на аргиллитовые толщи юры. На месторождении известно 50 кварц-антимонитовых жил, которые залегают в глинистых сланцах лейаса (рис. 38). Они приурочены к двум системам трещин: близмеридиональным и близширотным и выдержаны по простираанию и падению. При изгибании рудовмещающих трещин антимонитовое

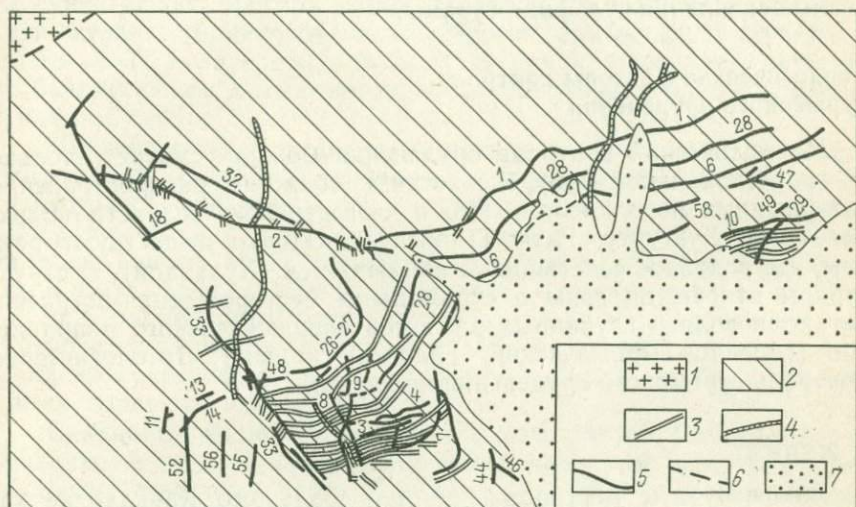


Рис. 38. Схема геологического строения участка месторождения сурьмы Зопхито. По Г. И. Тогонидзе и Л. А. Геловани.

1 — граниты Главного хребта; 2 — глинистые сланцы (юра); 3 — дайки диабазов (юра); 4 — дайки альбитофиров (третичного возраста); 5 — рудные жилы; 6 — Главный надвиг; 7 — делювий

оруденение становится богатым, образуя рудные столбы. Кроме кварца и антимонита, в подчиненном количестве в жилах наблюдаются карбонаты, арсенопирит, бертьерит, ферберит и шеелит. Встречаются золото, серебро, блеклые руды, пирротин, халькопирит, галенит, киноварь. Ранее других минералов образовались пирит, халькопирит, галенит; в последующие стадии отлагались антимонит, бертьерит, киноварь. На месторождении известны юрские дайки диабазов субширотного простираания, которые пересекаются субмеридиональными дайками неогеновых альбитофиров.

Месторождение Гитче-Тырныуз расположено в 1,5 км к северу от молибден-вольфрамового и сложено средне-верхнекарбонowymi песчаниками, конгломератами и аргиллитами с редкими прослоями покровных эффузивов, основного состава. Они собраны в субширотную синклинали, в крыльях которой, нарушенных трещинами субширотного и северо-западного простираания,

примыкающих к Северному и Джуаргенскому разломам, локализовано оруденение. Рудные тела представляют собой линзы, гнезда и скопления невыдержанных прожилков. Они локализованы в песчаниках и конгломератах на контакте с аргиллитовыми слоями. Положение рудных тел определяется зонами дробления и смятия широтного простирания. Иногда это кварцевые жилы с сульфидами в крутопадающих секущих трещинах. На восточном фланге месторождения встречены рудные жилы антимонит-джемсонитового состава. Руды месторождения представляют собой брекчию кварца, песчаников и сланцев на антимонитовом цементе и реже — массивные скопления сульфида сурьмы.

Геологические факторы контроля сурьмяного оруденения

Магматический контроль оруденения можно усмотреть только в его региональной приуроченности к областям распространения изверженных пород неогенового и четвертичного возраста (Верхняя Рача, Хунгурту, Гитче-Тырнауз). Однако существуют районы, где подобное сочетание не наблюдается (Хуландой). В структурном отношении зоны с сурьмяными месторождениями располагаются вблизи глубинных разломов общекавказского направления (Пшекиш-Тырнаузский, Главный надвиг). Литологический контроль сурьмяного оруденения не изучен.

8. ЖЕЛЕЗО

Железорудные месторождения для Большого Кавказа не характерны, их представители имеют небольшие масштабы, а качество руд низкое. По-видимому, интрузивный магматизм основного и ультраосновного состава, с дифференциатами которого обычно связаны месторождения железа, титана, хрома и других металлов этого ряда, проявился здесь незначительно и его продукты занимают лишь около 0,1% площади. Это объяснение справедливо только для горной части региона. В фундаменте северных предгорий под платформенным чехлом предполагаются крупные массивы ультраосновных пород, с которыми могут ассоциировать значительные месторождения.

Время и условия образования месторождений

Формирование рудопроявлений и месторождений железа происходило в докембрийское, карбоновое, юрское и неогеновое время. Докембрийскими мы считаем незначительные по масштабам скопления магнетита, приуроченные к эффузивно-осадочной толще малкинской свиты в нижнем течении р. Хасаут. Нижекарбоновое железорудное проявление Карабек ассоциирует с диоритами того же возраста. Осадочные и остаточные месторождения формировались в течение почти всего мезозоя. Известны нижеюрские

(Мало-Бамбакское, Тышлы-сырт, Хацавитая), ааленские (Подорванное, Б. Зеленчукское, Бермамытское), келловейские (Малкинское) и титонские (бассейн Белой) железорудные проявления. Раннеюрский возраст имеет на Северном Кавказе эндогенное Санчарское рудопроявление железа, расположенное в верховьях Большой Лабы, а также Кирарское в Сванетии. В неогене благоприятная для концентрации железа обстановка существовала на Таманском полуострове.

Нижнекарбонное Карабекское магнетитовое месторождение формировалось в пределах вторичного Марух-Зеленчукского вулканогенного прогиба, существовавшего в позднегеосинклинальную стадию герцинской эпохи. Прогиб примыкал к глубинному Пшекиш-Тырныаузскому разлому и характеризовался активным субинтрузивным магматизмом — широко развиты диориты, плагиограниты, габбро.

Нижнеюрские и среднеюрские осадочные железные руды формировались на южной окраине эпигерцинской платформы при трансгрессии юрского моря, наступавшего на сушу с юго-запада. В соответствии с этим железные руды, залегающие в основании разреза юрских толщ, при движении с юга на север и северо-восток имеют все более молодой возраст. Их формирование происходило в мелководных бассейнах и продолжалось короткое время, которое соответствовало прохождению береговой линии через полосу ультраосновных пород, кора выветривания их была, по-видимому, основным источником железа.

Скарновые железорудные проявления района Санчаро формировались в средней юре в области, переходной от прогиба Южного склона к жесткому блоку Главного хребта. Они сопровождали становление позднегеосинклинальных диоритовых интрузий. Таманское неогеновое месторождение формировалось в платформенных условиях в бассейне, куда поступал материал с Русской платформы и Главного Кавказского хребта.

Генетические типы и рудные формации

Железорудные месторождения и рудопроявления относятся к четырем генетическим типам: скарновому, гидротермальному, остаточному и осадочному, Магнетитсодержащие скарны, связанные с массивами основных пород ниже- и среднеюрского возраста, известны на Центральном и Северо-Западном Кавказе.

Санчарское месторождение расположено в верховьях Большой Лабы. Оно изучалось С. С. Денбским и Л. Н. Яковлевой, по материалам которых и полевым наблюдениям автора приводится его характеристика. Район месторождения сложен толщей метаморфических пород, подразделяемых на макерскую, дамхурцевскую и лаштракскую свиты, из которых последняя включает пачку мраморов мощностью до 25 м. В районе месторождения породы лаштракской свиты включают линзы серпентинитов, а также прорваны многочисленными дайками спессартитов. В структурном

отношении месторождение располагается на южном крыле синклинали, которая с юга обрывается разломом и прорвана диоритовой интрузией среднеюрского возраста, пересекающей и мраморы. Толща с мраморами падает в сторону контакта диоритов. Вблизи диоритов по мраморам образовались залежи гранат-магнетит-пирротиновых скарнов. Цепочка их выходов протягивается вдоль северного контакта на несколько километров. Мраморы скарнированы лишь в отдельных, по-видимому, наиболее нарушенных участках и поэтому масштабы рудных тел на поверхности невелики. Рудные скарны образуют неправильные гнезда, вытянутые по простиранию, и сложены в основном магнетитом, гранатом, пироксеном, актинолитом и пирротином. Выделение магнетита происходило в процессе скарнообразования, а пирротин отлагался позже всех перечисленных минералов. Вблизи участков развития скарнов на Санчаро известны медно-пирротиновые со сфалеритом, а также кварц-карбонат-галенитовые жилы. В контактах даек спессартитов, сопровождающих диоритовую интрузию, наблюдается интенсивная пиритизация вмещающих пород. Скарны с магнетитом часто с медно-пирротиновым оруденением отмечены в связи с гранодиоритами Кирарского интрузива в Сванетии и диабазовыми дайками в Горной Осетии.

Гидротермальные рудопроявления железа Большого Кавказа представлены кварц-гематитовыми (Сари-дон, Цисил-Цассуат), кварц-магнетитовыми (Стыр-фарс, Минчи-Цассуат, Ардау-хонхох), сидеритовыми (Кишкит) жилами допалеозойского герцинского и неогенового возраста. Происхождение гидротермальных железорудных жил в ряде случаев подобно жилам альпийского типа, т. е. железо для их образования было заимствовано из вмещающих пород.

Наибольшее значение среди железорудных объектов Большого Кавказа имеют тесно связанные между собой юрские остаточные и осадочные месторождения, которые являются продуктом разрушения ультраосновных пород. Пояс ультраосновных пород, перекрытых юрскими отложениями, протягивается вдоль северного ограничения Передового хребта, где он обнажается в отдельных глубоко врезанных долинах рек, пересечен несколькими скважинами и прослеживается геофизическими методами. Полоса железорудных проявлений субпараллельна поясу гипербазитов, отстоя от него на несколько километров к югу (рис. 39). Такое расположение обусловлено тем, что юрская трансгрессия имела направление юго-юго-запад — северо-северо-восток и материал кор выветривания поступал с севера на юг.

Наиболее значительно Малкинское месторождение, располагающееся южнее Кисловодска, в бассейне одноименной реки. Оно изучалось Н. А. Прищепой и М. И. Калгановым. Район месторождения сложен серпентинитами, прорывающими силурийские отложения. Серпентиниты и вмещающие их породы перекрыты пологозалегающими юрскими отложениями (рис. 40), в основании которых залегают продукты выветривания ультраосновных пород.

Часть этих продуктов сохранилась на месте их образования, часть переотложена. Промышленные рудные тела залегают в виде трех субширотных полос, образовавшихся в результате различной скорости перемещения береговой линии при трансгрессии.

Руды месторождения разделяются на первичные (остаточные) — латеритовые, магнетит-хлоритовые, магнетит-карбонат-

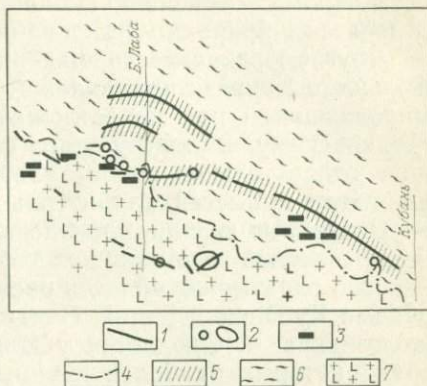


Рис. 39. Схема размещения железорудных проявлений в междуречье Кубань—Малая Лаба.

1 — оси магнитных аномалий; 2 — выходы ультраосновных пород на поверхность; 3 — железорудные проявления; 4 — южная граница юрского чехла; 5 — зоны развития массивов ультраосновных пород, скрытых под юрой; 6 — юрские отложения; 7 — кристаллический фундамент

ные и вторичные (осадочные) — слоистые, оолитовые, переотложенные. Преобладают осадочные руды, залегающие в келловей-оксфордских и титонских отложениях. Главными рудными минералами являются гидрогётит, гидрогематит; менее распространены магнетит,

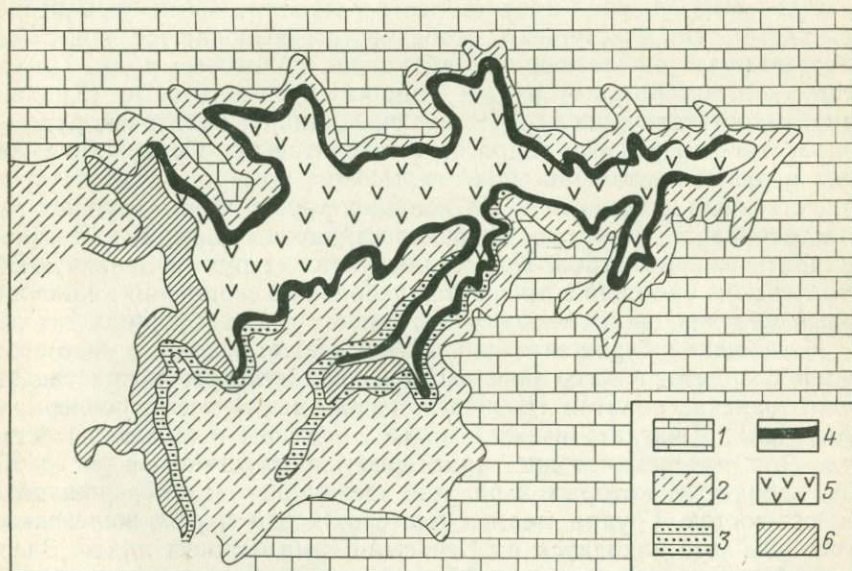


Рис. 40. Схема геологического строения Малкинского железорудного месторождения. По М. И. Колганову.

1 — известняки (валаджин); 2 — известняки, красные глины, песчаники (верхняя юра); 3 — песчано-глинистые угленосные сланцы (тоар); 4 — предтоарская кора выветривания и железорудный горизонт; 5 — серпентиниты; 6 — метаморфизованные глинистые сланцы, кварциты (силур)

сидерит, хлорит; из нерудных преобладают нонтронит, монтмориллонит, каолин, гипс, кварц. Содержание железа в рудах несколько выше 30%; кроме железа, в них содержатся значительные количества хрома, никеля и кобальта, поэтому руды месторождения относятся к природно-легированным.

Другие юрские месторождения железных руд северного склона Большого Кавказа принадлежат к осадочным образованиям, сформировавшимся при переотложении коры выветривания, подобно Малкинскому. В пользу этого говорит их закономерное размещение относительно пояса ультрабазитов и присутствие в рудах элементов-примесей, характерных для этого типа пород.

Осадочные юрские проявления железа объединены в Зеленчук-Белореченский и Малкинский бассейны. Зеленчук-Белореченский бассейн охватывает область распространения железных руд между реками Кубанью и Белой. Почти непрерывная цепь залежей бурых железняков наблюдается у южной кромки нижеюрских толщ, среди которых наиболее крупные Мало-Бамбакское, Маркопидж, Бугундж, Хацавитая, Дженту. Они залегают на докембрийском фундаменте, на триасовых породах (Большой Пцидар), внутри юрских пород, отделяясь от подошвы базальным горизонтом (Маркопидж, Мало-Бамбакское, Хацавитая) или на небольшом удалении от подошвы среди песчаников и глинистых сланцев (Бугундж, Ятыргварта, Дженту и др.).

Руды этих залежей представлены мелкооолитовыми бурами железняками. По текстурным особенностям выделяются конгломератовые руды, ожелезненные ракушники, оолитовые руды. По составу конгломератовые руды — гидрогётит-лимонитовые (Хацавитая), гидрогётит-глинистые (Большой Пцидар); оолитовые руды — гидрогётит-хлоритовые, гидрогётит-сидеритовые. Содержание железа в рудах этого бассейна невысокое, но в них присутствуют существенные примеси никеля, ванадия, хрома. Форма рудных тел пластообразная. Площадь их распространения достигает десятков квадратных километров. Кроме нижеюрских руд, в Зеленчук-Белореченском бассейне встречаются небольшие скопления мелкооолитовых железняков в ааленских песчаниках и в известняках титона.

Малкинский бурожелезняковый бассейн объединяет месторождения позднеоарского, ааленского и келловейского возраста. Залежи тоарских оолитов (Джигиат, Ташлы-сырт) и сферосидеритов (Актопрак, Джигиат) имеют малые размеры и низкое качество руд. Для ааленских толщ характерно присутствие сферосидеритов, количество которых в разрезе увеличивается с северо-запада на юго-восток. Группа мелких месторождений бурых железняков этого возраста находится на Бечасын-Бермамытском плато. Здесь рудный пласт мощностью от 0,5 до 15 м залегает среди алевролитов, имея в основании конгломерат, перекрывающий поверхность внутрiformационного размыва ааленских толщ. Железная руда представляет собой скопление мелких в основном гематитовых оолитов или аморфную бурожелезняковую массу со значительной примесью терригенного материала. Рудные пласты переслаиваются

с глинистыми сланцами, песчаниками и тонкими прослоями известняков. Келловейские железные руды залегают в основании яруса и представлены оолитовыми и конгломератовыми разностями. Формирование руд происходило путем выноса железа поверхностными водами, отложения его в прибрежной зоне в виде глинисто-железистого осадка, образования гидроокисно-лептохлоритовых оолитов при диагенезе и окисления их при гипергенных процессах.

Неогеновый железорудный Таманско-Керченский бассейн формировался на молодой платформе, покрытой мелким морем, в переходной зоне между Азово-Кубанской впадиной и поднятием Большого Кавказа. Он сложен дислоцированными меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Рудные горизонты приурочены к границе киммерийских и понтических осадков. В альпийской структуре район располагается в пределах Керченско-Таманского периклинального прогиба, в котором выделяются многочисленные куполовидные поднятия и брахисинклинали. Рудные залежи локализируются вокруг антиклинальных поднятий. Руды в толще железистых пород слагают сравнительно небольшие по размерам пластовые и линзообразные залежи мощностью от 0,25 до 29 м. Руды бурожелезняковые, сменяющиеся по падению железисто-хлоритовыми. Основные компоненты руд — минералы группы гидрогётита, встречаются гидроокислы марганца, кварц, опал и полевые шпаты.

Выводы

Краткое рассмотрение металлогении железа позволяет говорить о следующих основных ее чертах.

1. Железо не является типоморфным металлом Большого Кавказа и крупные его концентрации здесь не известны.

2. Формирование эндогенных железных руд происходило в позд-негеосинклинальные стадии в связи с магматизмом основного состава.

3. Благоприятные условия для образования экзогенных руд возникли в результате сочетания длительного выветривания ультраосновных массивов, имевшего место в триасе и нижней юре, и медленной трансгрессии юрского бассейна.

4. Осадочные и остаточные железные руды связаны с массивами ультраосновных пород, располагающимися по северному ограничению зоны Передового хребта, и локализованы в платформенных осадках южной окраины Скифской плиты.

9. МАРГАНЕЦ

На Большом Кавказе марганцевые и титановые месторождения встречаются в породах олигоцен-миоценового возраста, образовавшихся в тот период, когда в геосинклинальных зонах южного обрамления Русской платформы формировались значительные

месторождения этого металла (Чиатурское, Никопольское, Оброчиште). В этот период Предкавказье представляло собой молодую платформу, окраинная часть которой синхронно с воздыманием Главного хребта испытывала в олигоцене нисходящие движения. Заложившиеся передовые прогибы — Терский, Восточно-Кубанский и Западно-Кубанский, заполнялись материалом, поступавшим с юга, где в это время денудация затронула уже палеозойское ядро и, в частности, толщи основных эффузивов.

Месторождения и рудопроявления марганца расположены в междуречье Большая Лаба—Белая и приурочены к олигоценовой — нижнемиоценовой части майкопской свиты. Они являются возрастным аналогом Чиатурского месторождения. Майкопская свита формировалась здесь в прибрежных условиях неглубокого бассейна при интенсивном сносе материала с Главного хребта. Все известные в районе месторождения представляют собой пространственно сближенные однотипные осадочные образования, относимые к одной никопольской марганцевой формации (Варенцов и др., 1974). Их состав, строение и условия образования иллюстрируются на примере Лабинского месторождения.

Лабинское месторождение марганца протягивается широтной полосой на 25 км в междуречье Большая Лаба—Фарс. К западу и востоку от него отмечено еще несколько рудопроявлений. Обнажающиеся в районе отложения среднего майкопа разделяются на четыре свиты: глинистую, септариевую, песчаную и глинисто-песчаную. Рудовмещающей служит песчаная свита, породы которой представляют собой дельтовые образования ниже-средне-олигоценового возраста (Калиненко и др., 1967). В этой свите выделяются карбонатные слои, включающие марганцевые руды. Карбонатные слои делятся на четыре рудные пачки: 1) тонкозернистые пески, 2) мелко- и крупнозернистые пески, 3) тонкозернистые пески, 4) песчано-глинистая пачка; их мощность от 1 до 25 м. Мощность рудных слоев в пачках от 0,1 до 7 м. Месторождение приурочено ко второй пачке мощностью от 0,8 до 25 м.

Рудный горизонт полого падает на северо-восток под углом 4—5°; сложен мелкозернистыми гравийными песками, иногда галечниками и алевритами. Он подстилается глинисто-алевритовыми песками и перекрывается глинистыми алевритами. Накопление марганценосных отложений происходило в гидродинамически активной зоне. Руды представляют собой песчаники и песчано-глинистые осадки, сцементированные соединениями марганца. Основные рудослагающие минералы — кварц, глауконит, родохрозит, пирит, глинистые минералы, а вблизи поверхности — псиломелан, гипс, гидрогётит. Скопления рудных минералов образуют конкреции карбоната марганца неправильных форм размером от 0,1 мм до 3—8 см. В зависимости от насыщенности конкрециями выделяются карбонатные плотные и карбонатные рыхлые желвачково-конкреционные руды. Плотные руды бывают массивные (мощность пластов до 1,5 м) и слоистые, переслаивающиеся с песчанистыми отложениями. По химическому составу выделяются карбонатные

марганцевые кальциево-родохрозитовые, карбонатные железисто-марганцевые, окисленные (вторичные) марганцевые руды. В качестве примесей они содержат хром, никель, кобальт, ванадий, титан, медь, цинк, молибден, кадмий, серебро, барий.

На месторождении выделено девять рудных участков. На одном из них (Джигитлевка — Кунак-Тау) проведены поисково-разведочные работы. Содержание марганца в рудах приведено в табл. 35.

Таблица 35

Среднее содержание марганца, %

Тип руды	Учтены руды, содержащие и менее 5% Mn	Учтены руды, содержащие более 5% Mn
Окисленные	6,23	10,49
Желвачковые карбонатные	6,63	7,21
Оолитовые карбонатные	11,96	12,77
Карбонатные пески	3,58	5,10
Руды смешанного состава	11,06	11,86

Н. М. Страхов предполагает диагенетический механизм образования Лабинского месторождения. При седиментогенезе марганец накапливался в алевритовых отложениях и глинистых песках. При перемещении вод, содержащих $MnCO_3$, в отложения с возрастающим значением рН карбонаты марганца, железа, кальция выпадали в осадок. Коренным источником марганца большинство геологов считает изверженные, метаморфические и осадочные породы Главного и Передового хребта, хотя высказывалось мнение и о поступлении марганца с севера (В. П. Ренгартен, И. А. Шамрай). Существует предположение (Рахманов, Чайковский, 1974) о существенной роли эндогенных источников, поставлявших марганец с гидротермальными растворами в придонные воды Черноморско-Кавказского бассейна.

Вмещающая Лабинское месторождение свита осадочных пород, протягивающаяся на 500 км, еще не обследована на возможность обнаружения марганцевых залежей. Не изучены глубокие части и фланги месторождения, хотя в его пределах вряд ли удастся обнаружить первичноокисленные руды. Скорее всего они располагались южнее наблюдаемых сейчас выходов руд и были уничтожены предчокракской трансгрессией (Бетехтин, 1946) и современной эрозией. Учитывая общую направленность развития Северного Кавказа в олигоценное время, а также факт наличия месторождений, можно считать территорию северных предгорий перспективной на марганцевое оруденение.

Кроме олигоценных месторождений платформенного типа на Большом Кавказе намечается существование железисто-кремнистой с линзами пьомонитового и биксбиит-ситапаритового состава рудной формации, связанной с геосинклинальным кислым вулканиз-

мом (Рахманов, Чайковский, 1974). К подобным относятся концентрации марганца на восточном фланге Урупского медноколчеданного месторождения, имеющие среднедевонский возраст. По-видимому, этот тип требует дальнейшего изучения.

10. ТИТАН

Титан не является типоморфным металлом Большого Кавказа. Но в истории металлогенического развития региона существовали благоприятные условия для образования экзогенных месторождений титановых минералов в миоцен-плиоценовое время, когда на

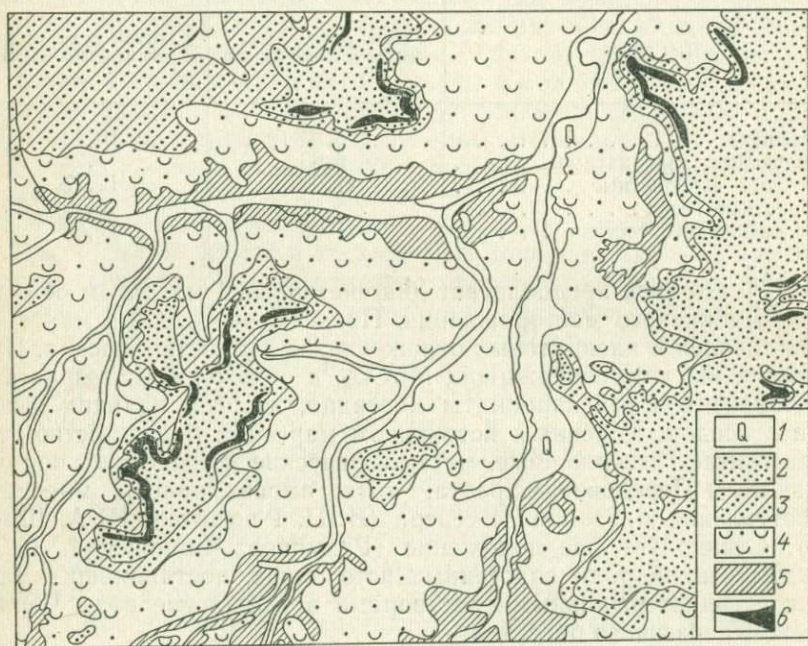


Рис. 41. Схема геологического строения района продуктивных отложений. По С. И. Гурвич, Л. Н. Казаринову.

1 — аллювий; 2 — пески, песчаники, прослой ракушечников с глинами в основании (верхний сармат); 3 — пески, песчаники, песчаные известняки (средний сармат); 4 — криптомактровый слой — известковистые глины с прослоями окремненных мергелей (средний сармат); 5 — сланцевые глины с прослоями известняков и мергелей (нижний сармат); 6 — продуктивные горизонты

южном обрамлении Русской платформы сформировался ряд титано-циркониевых россыпей (Гурвич и др., 1964). В пределах Кавказа они известны на Ставропольском плато в сарматских отложениях (рис. 41). В период формирования подстилающих продуктивные пески среднесарматских криптомактровых глин Ставрополье представляло участок открытого моря, где накапливались однообразные осадки. В конце периода отложения глин суша

и дно моря несколько приподнялись и осадки приняли грубозернистый характер, накапливаясь в условиях мелководья при неустойчивом гидродинамическом режиме. В периоды мелководья рыхлые отложения перемиывались и происходило формирование россыпей.

Древние россыпи Ставрополя однообразны. В их разрезе выделяется один-два хорошо выдержанных по площади пласта, из которых богаче верхний. Они залегают не глубже 35 м от поверхности. Продуктивный пласт сложен отсортированными кварцевыми песками с прослоями песчаников, известняков и глин. Тяжелая фракция песков представлена ильменитом, лейкоксеном, цирконом, рутилом, дистеном, реже апатитом, гранатом, турмалином, анатазом, брукитом, хлоритом. Источники продуктивных песков не установлены, однако снос терригенного материала в сармате скорее всего шел с кавказской суши. В то же время минеральный состав песков говорит и о их связи с корой выветривания Русской платформы. Признаки титано-циркониевых россыпей установлены также в надпонтической континентальной свите Западного Предкавказья.

Кроме древних, на территории Большого Кавказа встречаются современные в основном морские россыпи. Среди них выделяются пляжевые, подводные и россыпи в морских и речных террасах. Пляжевые и подводные россыпи широко распространены вдоль южной части Таманского полуострова. Их основными полезными компонентами являются рутил, лейкоксен, ильменит, циркон. В более южных частях черноморского побережья встречаются протяженные подводные россыпи, расположенные на глубине 4—10 м. Ширина таких россыпей — первые сотни метров.

Повышенные концентрации титановых минералов встречаются в морских террасах, примером может служить карангатская терраса в районе с. Ново-Михайловского.

Магматические рудопроявления титана на Большом Кавказе встречаются редко. Скопления титаномагнетита наблюдаются в отдельных дайках пироксенитов юрского возраста в Осетии, а также в связи с габбродиоритами хр. Аибга на южном склоне Главного хребта.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Последовательный анализ материалов по рудным полезным ископаемым Большого Кавказа с выяснением условий становления месторождений в различной тектоно-магматической обстановке, особенностей образования формационных типов оруденения, взаимосвязи между ними и другими геологическими явлениями позволяет сделать ряд выводов.

1. Большой Кавказ является сложной полиметальной рудной провинцией, где пространственно сочетаются и находятся в сложных взаимоотношениях месторождения разнообразных генетических типов и рудных формаций, образовавшиеся в досреднедевонскую, герцинскую, киммерийскую и альпийскую металлогенические эпохи.

2. Сложность металлогении региона объясняется полициклическостью его развития, обусловившей разнообразие проявившихся здесь процессов седиментации, магматизма, метаморфизма и тектоники.

3. Процесс образования рудных комплексов Большого Кавказа, объединяющих ряды связанных между собой рудных формаций, представляет отражение изменений условий магматизма, осадконакопления и тектоники.

Эндогенное оруденение Большого Кавказа, относящееся к нескольким десяткам формаций, образует ряды — рудные комплексы, которые соответствуют взаимосвязанным геологическим процессам: комплекс медноколчеданных, медно-пирротиновых, скарновых, колчеданно-полиметаллических, кварц-полиметаллических месторождений, связанный с осадочными и магматическими процессами, происходившими в юрском терригенно-вулканогенном прогибе; комплекс кварц-вольфрамитовых, кварц-шеелитовых, кварц-арсенинитовых, мышьяково-полиметаллических, кварц-полиметаллических месторождений, связанный с гранитами орогенного этапа герцинской эпохи, и т. д.

4. Типоморфными металлами Большого Кавказа являются свинец, цинк, медь, мышьяк, молибден, вольфрам, ртуть, сурьма. По характеру источников металлов и времени проявления оруденения среди них выделяются такие группы: 1) медь, цинк, молибден; 2) вольфрам, мышьяк, свинец, цинк; 3) ртуть, сурьма, мышьяк

и др., для которых многие основные черты металлогении являются общими. Однако каждый металл имеет и характерные, свойственные только ему особенности отделения, миграции и накопления. Некоторое развитие имеют месторождения железа, марганца, титана и других металлов. Несмотря на наблюдаемую в некоторых случаях однотипность источников металлов, одновременность проявления и совместное нахождение их месторождений, каждый из этих элементов имеет характерные, свойственные только ему черты металлогении.

а. **Свинец и цинк** являются на Большом Кавказе металлами, активный вынос и концентрация которых в виде месторождений имели место в среднепалеозойский (цинк), позднепалеозойский и среднеюрский периоды. Благоприятные тектонические условия для этого возникали в завершающие стадии как геосинклинального (средняя юра), так и орогенного (поздний карбон, пермь) этапов. Осадочные концентрации свинца и цинка формировались в субплатформенных условиях. Геосинклинальные месторождения имеют опосредствованную связь с базальтоидным инициальным магматизмом; орогенные — парагенетически связаны с кислыми дайками — поздними дериватами очагов гранитных магм. Геосинклинальные месторождения размещаются в периферических частях геосинклинальных прогибов, орогенные — в окраинных зонах антиклинальных поднятий.

Металлогения свинца и цинка различна в период активного прогибания геосинклинали и одинакова на поздних стадиях геосинклинальных и орогенных этапов. Основным видом контроля свинцово-цинковых месторождений является структурный, а для колчеданно-полиметаллических — также и стратиграфический.

б. **Медь** представляет собой типичный металл геосинклинальных стадий развития Большого Кавказа, но ее вторичные, экзогенные концентрации накапливались и в позднеорогенный период. Месторождения меди образовывались в среднедевонское, раннекарбонное, раннепермское, ранне-среднеюрское время.

Благоприятной тектонической обстановкой для формирования эндогенных (медноколчеданных, медно-пирротиновых) месторождений были условия эвгеосинклинального и терригенно-вулканогенного прогибов в ранние стадии их развития, а для экзогенных осадочных (медистые сланцы) — условия межгорных прогибов с проявлением вулканизма. В прогибах, где формировались медноколчеданные месторождения, отсутствовал либо был переработан гранитный слой. Источником металла в первом случае служит базальтовый слой или верхняя мантия. По-видимому, и при образовании медистых сланцев вулканический источник меди имел преобладающее значение. В месторождениях раннегеосинклинальной стадии, связанных с активным базальтоидным вулканизмом, представленным более (базальт-риолитовой) или менее (спилит-дацитов) дифференцированными магматическими формациями, медь ассоциирует с цинком и молибденом. В терригенно-вулканогенных прогибах меди сопутствуют цинк, свинец и кобальт,

а молибден отсутствует. Медное оруденение может проявляться и в связи с орогенным магматизмом, но практической ценности оруденение в этом случае не имеет. Основным видом контроля медного оруденения на Большом Кавказе являются региональный тектонический и магматический.

в. **Молибден** на Большом Кавказе образует концентрации в месторождениях ранней геосинклинальной стадии развития, где он присутствует как примесь в медноколчеданных рудах, а в основном в виде самостоятельных месторождений и рудопроявлений в связи с орогенным гранитоидным магматизмом и магматизмом активизированных зон. Обязательное условие становления молибденового оруденения во втором и третьем случаях — сиалический состав тектонического блока и его антиклинорное развитие в течение нескольких эпох. Имеются признаки накопления молибдена в условиях седиментогенеза в передовых прогибах в связи с породами, обогащенными органическими остатками. В месторождениях орогенных зон и зон активизации источник молибдена имеет коровое происхождение и связан с палингенными гранитами. Молибден парагенетически связан с медью в месторождениях геосинклинальной стадии. С вольфрамом он ассоциирует в скарных месторождениях, сформировавшихся в период активизации. В магматическом, седиментационном и гидротермальном процессах вольфрам и молибден ведут себя различно и совместных концентраций в регионе не образуют. Для эндогенных месторождений молибдена наибольшее значение имеет магматический контроль. Подавляющее их количество локализуется в эндоконтактах интрузивных массивов.

г. **Вольфрам** концентрировался на Большом Кавказе только в связи с синорогенным гранитообразованием и магматизмом зон активизации, а также в зонах глубинных разломов. Во всех случаях вольфрамовое оруденение приурочено к блокам антиклинального строения и сиалического состава. Вольфрам не характерен для магматических и рудных комплексов, сформировавшихся в геосинклинальные стадии. Вольфрамовые месторождения скарновой, кварц-шеелитовой и кварц-вольфрамовой рудных формаций генетически связаны с гранитами. Ферберит-антимонитовые месторождения не обнаруживают видимой связи с магматизмом.

Установлено, что при седиментогенезе вольфрам предпочтительнее накапливается в породах, обогащенных карбонатом и органикой. Возможно, продукты палингенного магматизма наследуют особенности состава исходных толщ земной коры. Главным видом контроля месторождений вольфрама является магматический, при важной роли в распределении богатых руд благоприятных вмещающих пород. Подавляющая часть вольфрамового оруденения Большого Кавказа приурочена к экзоконтактам гранитных массивов. Парагенетическим спутником вольфрама в месторождениях, связанных с орогенными гранитами, является мышьяк, а в случае приуроченности к глубинным разломам — сурьма.

д. **Мышьяк** — типоморфный металл антиклинальных зон Большого Кавказа. Его месторождения формировались в раннеороген-

ную стадию (кварц-арсенопиритовые) и при активизации региона (реальгар-аурипигментовые). Металлогения мышьяка в обоих случаях имеет много сходных черт с металлогенией вольфрама. Это же касается и основных факторов контроля его месторождений. Своеобразной особенностью этого металла является его ассоциация с ртутью в послескладчатые стадии.

е. **Ртуть** является для Большого Кавказа металлом, месторождения и рудопроявления которого формировались только в позднеорогенные стадии тектоно-магматических циклов в перми—триасе и в неогене, при воздымании региона. Положение оруденения не контролируется строением и составом вмещающих его блоков и связано только с глубинными разломами. В этих разломах ртутное оруденение может ассоциировать с ультраосновными породами и в отдельных случаях (Котел, Рача) с гранитоидами. Источником ртути предполагается верхняя мантия. Ртуть парагенетически связана с сурьмой. Основным рудоконтролирующим фактором для ртути служат структуры — региональные разломы, опережающие их нарушения, антиклинали и сочетания разрывов, складок и благоприятных или экранирующих пород, играющие роль «ловушек».

ж. **Сурьма**, как и ртуть, типичный металл поздних стадий развития геосинклинали и периодов активизации. Ее месторождения и рудопроявления образовались одновременно со ртутными и обычно в тех же структурах. Региональный контроль сурьмяного оруденения в ряде случаев выражается приуроченностью к крупным разломам. Сурьма переносится и концентрируется в двух ассоциациях — с вольфрамом и со ртутью и мышьяком.

з. **Железо, магний и титан** не столь характерны для Большого Кавказа, как перечисленные выше металлы, но в отдельных случаях в экзогенных условиях образуют существенные концентрации.

б. Среди типоморфных металлов по времени становления их месторождений, соотнесенному к стадиям тектонического развития на Большом Кавказе, могут быть выделены следующие группы:

а) типичные для раннегеосинклинальных стадий вулканогенных прогибов типа Передового хребта, с существенно дифференцированным вулканизмом — хром, медь, цинк, молибден, которые концентрируются в месторождениях, относимых к рудным формациям: 1) сегрегационных хромитовых руд, 2) медноколчеданной, 3) магнетитовой и 4) кварц-халькопиритовой;

б) типичные для геосинклинального этапа терригенных прогибов со слабым проявлением недифференцированного основного вулканизма — медь, цинк, свинец, кобальт; они концентрируются в месторождениях следующих формаций: 1) серноколчеданной, 2) колчеданно-полиметаллической, 3) медно-пирротиновой, 4) кварц-халькопиритовой, 5) кварц-полиметаллической;

в) типичные для относительно устойчивых блоков подвижных зон с проявлением активного гранитоидного магматизма орогенного этапа — молибден, вольфрам, мышьяк, олово, редкие металлы, которые сосредоточены в рудных формациях: 1) пегматитовой,

2) кварц-молибденитовой, 3) кварц-вольфрамитовой, 4) кварц-арсенопиритовой;

г) типичные для областей, испытавших после складчатости сводово-глыбовое воздымание с образованием или подновлением разломов — свинец, цинк, сурьма, ртуть, мышьяк, вольфрам, концентрирующиеся в месторождениях следующих формаций: 1) кварц-полиметаллической, 2) галенит-баритовой, 3) сурьмяно-ртутно-мышьяковой, 4) кварц-антимонитовой, 5) ртутной монометалльной;

д) типичные для сиалических областей, активизированных после периода длительного покоя — вольфрам, молибден, висмут, свинец, цинк, мышьяк, ртуть, сурьма в разнообразных скарновых и гидротермальных рудных формациях;

е) формировавшиеся в экзогенных условиях на платформе — железо, марганец, титан, стронций.

6. Анализируя данные, полученные в результате изучения металлогении отдельно взятых металлов, можно сделать несколько выводов, касающихся глубин и характера источника металлов.

Как отмечала Е. А. Радкевич (1974), нельзя отдать предпочтение лишь одной категории рудогенерирующих очагов, в частности глубинным подкорovým. В ряде случаев коренной причиной металлогенической специализации зон является характер строения земной коры и в первую очередь ее гранитного слоя. Можно с уверенностью считать, что на Большом Кавказе существовало два типа глубинных источников металлов. Источники первого типа находятся в верхней мантии или в базальтовом слое. Они предполагаются для месторождений, формировавшихся в таких блоках земной коры, где в период становления оруденения отсутствовал гранитный слой. К таким зонам относятся Передовой хребет и Приводораздельная зона с медным, медно-цинковым, медно-свинцово-цинковым оруденением. Столь же глубинный источник предполагается и для таких рудных месторождений, которые образуют однотипные по характеру руд пояса, не изменяющие состава, несмотря на изменение геологической обстановки локализации месторождений. К ним относятся приуроченные к глубинным разломам ртутные и сурьмяные месторождения.

Для месторождений, образовавшихся в пределах сиалических блоков и связанных с гранитообразованием (вольфрамовых, молибденовых, мышьяковых), наиболее вероятно мобилизация металлов в пределах земной коры, скорее всего в ее гранитном слое. Различия характера источников в ряде случаев четко подтверждается анализом изотопного состава серы, оказывающейся своеобразной для каждой из групп месторождений.

7. Общая направленность развития Большого Кавказа в целом и отдельных зон, в частности, позволяет предполагать, что в его пределах могут быть обнаружены еще неизвестные в этом регионе виды полезных ископаемых и типы рудных формаций. Так, в связи с древнейшими массивами ультраосновных и основных пород, внедрившимися в устойчивые блоки в предгорьях Кавказа, скрытыми сейчас под мезо-кайнозойским чехлом, возможны хромитовые, ти-

таномангнетитовые и медно-никелевые месторождения. По нашему мнению, провинция со столь активным проявлением процессов гранитизации и постгранитных преобразований перспективна на редкометальное оруденение. Особенно интересна зона северного склона Большого Кавказа, где верхнепалеозойские породы были предохранены от мезо-кайнозойской денудации.

Активная метасоматическая и гидротермальная переработка ряда фациально различных массивов изверженных пород среднего и кислого состава в условиях, благоприятных для формирования золотого оруденения, позволяет предполагать существование на Большом Кавказе коренных месторождений с тонкорассеянным золотом. Их поиски следует настойчиво расширять. Это относится и к классу грейзеновых месторождений, связанных с гранитами, для образования которых на Большом Кавказе существовала благоприятная обстановка в позднепалеозойское и неогеновое время.

Слабо обследованы районы молодой вулканической деятельности, а также древние вулканические центры, где возможны флюоритовые, золото-серебряные и ртутные руды. Совершенно недостаточно изучены широко распространенные на Большом Кавказе докембрийские метаморфические толщи, где могут быть обнаружены метаморфизованные и метаморфогенные месторождения золота, меди, свинца и цинка, редких металлов, глиноземистого сырья и других полезных ископаемых. Из телетермальных месторождений в первую очередь следует указать на возможность открытия листовитового типа ртутного оруденения, явные признаки которого существуют.

Поиски предполагаемых новых типов месторождений должны быть строго целенаправленны. Обязательным условием, предваряющим поиски как новых, так и известных типов месторождений на Большом Кавказе, должно быть крупномасштабное прогнозирование.

Анализ металлогенического развития Большого Кавказа показывает, что в этом регионе существуют значительные возможности укрепления и расширения минеральносырьевой базы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абуев Д. В., Диваков К. С., Радько В. И. Ртуть в неинтрузиях района Кавказских Минеральных Вод.— «Геология рудных месторождений», 1965, № 6, с. 101—104.

Ажгирей Г. Л. История тектонического развития Западного Кавказа в палеозое.— В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. Труды Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1959—1960 гг., т. 3, 1962, с. 188—219.

Алибегашвили Б. А. Роль структурных факторов и физико-химических свойств вмещающих пород в локализации оруденения на мышьяковом месторождении Лухуми.— В кн.: Материалы по минералогии, геохимии и полезным ископаемым Грузии. Тбилиси, Изд. Мецниереба, 1974, с. 73—102.

Андреев Ю. П., Бессонова И. И., Черницын В. Б. Медно-пирротинное месторождение Кизил-Дере в Дагестане.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 5, с. 16—32.

Апостолов Д. А., Черницын В. Б. Роль литологических факторов в контроле ртутного оруденения на Перевальном месторождении в Краснодарском крае (Тез. докл. IV конф. по геол. и пол. иск. Сев. Кавказа). Ессентуки, 1974, с. 200—202.

Афанасьев Г. Д., Айдинян Н. Х. Предварительные данные о распространении ртути в горных породах Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1961, № 7, с. 101—105.

Бетехтин А. Г. Промышленные марганцевые руды СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1946. 314 с.

Будзинский Ю. С. Малые элементы в разновозрастных петрографических комплексах Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1966, № 10, с. 35—50.

Быбочкин А. М. Месторождения вольфрама и закономерности их размещения. М., «Недра», 1965. 236 с.

Варданянц Л. А. Характеристика неинтрузий Главного Кавказа.— «Проблемы советской геологии», 1937, № 7, с. 519—531.

Варенцов И. М., Рахманов В. П. Месторождения марганца.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. I. М., «Недра», 1974, с. 109—168.

Геология СССР, т. IX. Северный Кавказ. М., «Недра», 1968. 759 с.

Геология свинцово-цинковых месторождений Кавказа и закономерности их размещения. М., Госгеолтехиздат, 1962. 167 с. Авт.: Ш. А. Азизбеков, А. А. Амирасланов, А. Г. Асланян и др.

Геология и геохимия центральной части Северного Кавказа. Изд. Ростовского ун-та, 1971. 202 с. Авт.: Н. Г. Родзянко, В. И. Джумайло, С. В. Савин и др.

Геохимия молибдена и вольфрама. М., «Наука», 1971. 127 с.

Гурвич С. И., Казаринов Л. Н., Хмара И. В. Древние титаноциркониевые россыпи. М., «Недра», 1964. 171 с.

Гусев А. И., Черницын В. Б. Геологическое строение и зональность Туюлойского рудного поля (Сев. Кавказ).— «Изв. Северо-Кавказского научного центра Высшей школы. Естественные науки», № 1, 1975, с. 27—31.

Демидова Н. Г. Геологические закономерности размещения ртутной минерализации на территории Большого Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VII. М., «Наука», 1964, с. 235—256.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969. 344 с.

Диксон Ф., Танелл Дж. Ртутные и сурьмяные месторождения Западного побережья США, связанные с термальными источниками.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. II. М., «Мир», 1973, с. 380—415.

Долгих А. Г., Кривошеев В. Г., Черницын В. Б. Пример химической дифференциации основной магмы в Галагатхской интрузивной залежи (Южный Дагестан).— «Геохимия», 1968, № 6, с. 720—722.

Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность.— «Советская геология», 1971, № 2, с. 85—106.

Дружинин А. В., Игнатьев А. В., Горохов В. А. Некоторые новые данные по структуре Кти-Тебердинского месторождения (Сев. Кавказ).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1973, № 11, с. 39—49.

Дысса М. Ф. Первые находки однорядных граптолитов на Северном Кавказе.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1970, № 3, с. 156—157.

Ефремов Г. М. Краткий геолого-петрографический очерк и металлогения Восточной Балкарни. Азово-Черноморский геологический трест. Ростов-на-Дону, 1937. 103 с.

Закономерности развития магматизма складчатых областей. М., «Наука», 1968. 387 с. Авт.: Г. Д. Афанасьев, Р. Н. Абдуллаев, Ш. А. Азизбеков и др.

Калиненко В. В., Шумихина И. В., Гусарева А. И. Марганцевые отложения Лабинского месторождения и распределение в них ванадия, хрома, никеля, кобальта и меди.— В кн.: Марганцевые месторождения СССР. М., «Наука», 1967, с. 242—257.

Карасик М. А., Морозов В. И. Особенности распространения ртути в продуктах грязевого вулканизма Керченско-Таманской провинции.— «Геохимия», 1966, № 6, с. 668—679.

Кизевальтер Д. С. Стратиграфическое расчленение метаморфических толщ Центрального Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии, металлогении Центрального и Западного Кавказа. Ставрополь, 1960, с. 67—117.

Колчеданные месторождения Большого Кавказа. М., «Недра», 1973. 255 с.

Кондаков Л. А. Мезозойский магматизм восточной части Лабино-Малкинской зоны. М., «Наука», 1974. 150 с.

Кузнецов В. А. Основные вопросы металлогении ртути.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 447—459.

Кузнецов В. А. Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР. Т. 2. М., «Недра», 1974, с. 274—318.

Ломизе М. Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М., Изд-во МГУ, 1969. 203 с.

Любофеев В. Н., Корнев Г. П., Балицкий В. С. Новые данные о свинцово-цинковом оруденении в районе гор Индюк—Два брата.— «Промышленность Кубани», 1959, № 12, с. 25—27.

Магакьян И. Г., Мкртчян С. С., Пиджян Г. О. Условия образования и размещения медно-молибденовых порфировых месторождений Армянской ССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 321—326.

Милановский Е. Е., Хаин В. Е. Геологическое строение Кавказа. М., Изд-во МГУ, 1963. 357 с.

Минералогия и термодинамика ртутных рудопроявлений Северного Кавказа. Изд. Ростовского ун-та. 1972. 167 с. Авт.: И. А. Шамрай, А. В. Нетреба, В. Н. Труфанов и др.

Мордвилко Т. А. Нижнемеловые отложения Северного Кавказа и Предкавказья. Часть I. М., Изд-во АН СССР, 1960. 239 с.

Мордвилко Т. А. Нижнемеловые отложения юго-восточных районов Северного Кавказа и Предкавказья. Часть II. М., Изд-во АН СССР, 1962. 295 с.

Нетреба А. В., Платонов К. В. Ртутно-сурьмяное оруденение Северо-Западного Кавказа. Ташкент, 1961, с. 119—122. (Уч. зап. САИГИМСа, вып. 6.)

Новая золото-теллур-висмутовая ассоциация в Тырнаузском рудном поле.— «Докл. АН СССР», т. 185, № 5, с. 1123—1125. Авт.: В. Л. Андрушук, Н. Ф. Рубцов, В. Б. Черницын и др.

Новый тип ртутного оруденения на Северном Кавказе.— «Геология рудных месторождений», 1973, № 4, с. 84—88. Авт.: В. Б. Черницын, А. В. Нетреба, В. И. Радько и др.

Основные черты структурно-фациальной зональности и тектонической истории Северо-Западного Кавказа (в связи с перспективами нефтегазоносности).— В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. Т. 3. 1962, с. 5—48. Авт.: В. Е. Хаин, С. Л. Афанасьев, Ч. Б. Борукаев и др.

Панов Д. И. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений западной части Центрального Кавказа. М., МГУ. Автореф. канд. дисс., 1965. 24 с.

Плошко В. В. Геологические соотношения изверженных пород сел. Нижне-Тебердинского (Сев. Кавказ).— В кн.: Вопросы магматизма Средней Азии, Кавказа и Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1960, с. 181—210. (Труды ИГЕМ, вып. 27.)

Покалов В. Т. Условия образования эндогенных месторождений молибдена в СССР. М., «Недра», 1964. 210 с.

Пэк А. В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырнауз. М., Изд-во АН СССР, 1962. 168 с. (Труды ИГЕМ, вып. 56.)

Радкевич Е. А. К истории развития металлогенических идей.— «Геология и геофизика», 1974, № 12, с. 3—12.

Радько В. И. Условия размещения ртутного оруденения на Северном Кавказе и вопросы методики прогнозной оценки Краснополянской рудной зоны. Ташкент. Автореф. канд. дисс., 1974. 30 с.

Рахманов В. П., Чайковский В. К. К проблеме образования марганцевосных формаций Северного Кавказа. (Тез. докл. IV конф. по геол. и пол. иск. Сев. Кавказа). Ессентуки, 1974, с. 239—240.

Ренгартен В. П., Домарев В. С. Джерахское медное месторождение в Ингушетии. Изв. Геол. ком-та. Т. XLVI. 1928, № 7, с. 760—771.

Рудянов И. Ф., Черницын В. Б. Новые данные о взаимоотношении колчеданного оруденения с дайками диабазов в Дагестане.— «Докл. АН СССР», 1971, т. 197, № 2, с. 424—426.

Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование. М., «Недра», 1966. 291 с.

Славин В. И. Палеозойские отложения южного склона Главного Кавказского хребта.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 134, № 5, с. 1184—1187.

Смирнов В. И. Некоторые черты металлогении Большого Кавказа.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. Ставрополь, 1960, с. 7—27. (Тр. Кавказск. эксп. ВАГТ и МГУ за 1957 г.)

Смирнов В. И. Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 17—81.

Смирнов В. И. Металлогенический анализ источников рудообразующих веществ.— В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, «Илим», 1970, с. 5—15.

Смирнов В. И. Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование.— «Геология рудных месторождений», 1974, № 1, с. 3—17.

Смирнов В. И., Рыженко Л. М. Некоторые особенности образования и размещения ртутных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 189—302.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. О рудных гальках в породах кровли Урупского медноколчеданного месторождения на Северном Кавказе.— «Докл. АН СССР», т. 126, № 1, 1959, с. 142—143.

Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1960, № 2, с. 3—15.

Срабонян М. Х., Усик В. И. Фазы формирования гранитондов Главного Кавказского хребта (истоки р. Б. и М. Зеленчука).— «Советская геология», 1964, № 2, с. 134—138.

Строение и генезис колчеданного полиметаллического рудопроявления Курдул II в Горном Дагестане.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 205, № 6, с. 1439—1442. Авт.: В. Б. Черницын, М. Б. Дзетовецкий, К. С. Диваков и др.

Студенникова З. В. Молибден и вольфрам в осадочных и метаморфических породах.— В кн.: Геохимия молибдена и вольфрама. М., «Наука», 1971, с. 97—118.

Студенникова З. В., Иванова Г. Ф. Геохимия молибдена и вольфрама в магматическом процессе.— В кн.: Геохимия молибдена и вольфрама. М., «Наука», 1971, с. 26—62.

Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические эпохи Кавказа.— «Советская геология», 1957, № 59, с. 152—170.

Твалчрелидзе Г. А. Эндогенная металлогения Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1961. 344 с.

Твалчрелидзе Г. А., Черницын В. Б., Чернопяттов В. Е. Новые данные о палеозойском возрасте некоторых полиметаллических месторождений Северного Кавказа.— «Докл. АН СССР», т. 159, 1964, № 5, с. 1035—1038.

Твалчрелидзе Г. А. Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., «Недра», 1966. 176 с.

Урусов В. С., Иванова Г. Ф., Ходаковский И. Л. Энергетические и термодинамические характеристики молибдатов и вольфраматов в связи с некоторыми чертами их геохимии.— «Геохимия», 1967, № 10, с. 1050—1064.

Федорчук В. П. Генетические и промышленные типы месторождений сурьмы.— «Разведка и охрана недр», 1974, № 8, с. 4—12.

Федорчук В. П. Отличительные особенности ртутных месторождений Северного Кавказа (в сравнении с другими ртутнорудными провинциями). (Тез. докл. IV конф. по геол. и пол. иск. Сев. Кавказа). Эссентуки, 1974, с. 195—196.

Фиск Э. Л. Месторождение Кордеро в рудном районе Опелайт.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. II. М., «Мир», 1973, с. 360—379.

Хетагуров Г. В., Черницын В. Б. К вопросу о возрасте колчеданных месторождений Буронского типа (Большой Кавказ).— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1974, № 2, с. 103—111.

Хрущов Н. А. Тырны-Ауз.— «Советская геология», 1958, № 2, с. 52—73.

Церцвадзе З. Я. Условия формирования и геохимические поисковые признаки ртутных, мышьяковых и сурьмяных месторождений. М., «Недра», 1972. 255 с.

Черницын В. Б., Диваков К. С., Апостолов Д. А. О новой датолит-киноварной минеральной ассоциации.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 168, № 3, с. 658—661.

Черницын В. Б. К истории металлогенического развития Северного Кавказа.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. VIII. М., «Наука», 1967, с. 196—223.

Черницын В. Б., Андреев Ю. П., Оробей В. И. Стратифицированные проявления свинцово-цинковой минерализации в юрских осадочных толщах Северного Кавказа.— «Литология и полезные ископаемые», 1968, № 3, с. 28—41.

Черницын В. Б. Изотопный состав серы полиметаллических месторождений Северного Кавказа.— «Геология рудных месторождений», 1971, № 3, с. 100—105.

Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф. Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М., «Недра», 1971. 208 с.

Черницын В. Б., Нетреба А. В. Опыт использования изотопов серы для определения генезиса рудных месторождений. София, 1974, 222 с. (Тез. докл. IV Симпозиума IAGOD).

Чегодаев Л. Д. Открытие нижнего силура на Северном Кавказе. (Тез. докл. IV конф. по геол. и пол. иск. Сев. Кавказа). Ессентуки, 1974. 12 с.

Шишкунов М. Г., Труфанов В. Н. О находках киновари в неогеновых отложениях Тамани.— «Советская геология», 1974, № 6, с. 141—143.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. Л., «Недра», 1968. 180 с.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава первая. Краткий геологический очерк Большого Кавказа . . .	5
1. Тектоника, стратиграфия, магматизм	5
2. Металлогеническая эволюция и районирование Большого Кавказа	15
Глава вторая. Металлогения типоморфных металлов	28
1. Свинец и цинк	28
2. Медь	60
3. Вольфрам	90
4. Молибден	111
5. Мышьяк	127
6. Ртуть	141
7. Сурьма	166
8. Железо	170
9. Марганец	175
10. Титан	178
Заключение	180
Список литературы	186

ИБ № 618

Владимир Борисович Черницын

Металлогения Большого Кавказа

Редактор З. Д. Соломатина
Художественный редактор
В. В. Евдокимов
Техн. редакторы А. В. Трофимов,
Л. Н. Шиманова
Корректор Л. И. Окронгло

Сдано в производство 16/IX 1976 г.
Подписано в печать 13/1 1977 г. Т-00513.
Формат 60×90^{1/16}. Бум. № 2. Печ. л. 12,0.
Уч.-изд. л. 13,88. Тираж 1180 экз.
Зак. 339/5685-4. Цена 2 р. 26 к.

Издательство «Недра».
103633, Москва, К-12. Третьяковский
проезд, 1/19.

Ленинградская типография № 8
Союзполиграфпрома при Государственном
комитете Совета Министров СССР
по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
190000, Ленинград, Прачечный пер., 6

2 р. 26 к.

2084

НЕДРА