

В.А.БУРЯК

**МЕТАМОРФИЗМ
И РУДООБРАЗОВАНИЕ**

В. А. Буряк

МЕТАМОРФИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

3957



Москва «Недра» 1982



Буряк В. А. *Метаморфизм и рудообразование.* М., Недра, 1982, 256 с.

Показаны условия образования и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых метаморфогенно-гидротермального генезиса, привлекающих в последние годы большое внимание ученых и практиков. Основное внимание уделено оруденению вкрапленно-прожилкового и жильного типов в метаморфизованных углеродсодержащих («черносланцевых») осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных комплексах, в том числе в зеленокаменных поясах различных стран. Рассмотрены условия образования метаморфогенно-гидротермальных месторождений полиметаллов и других полезных ископаемых. Дана сравнительная характеристика постагматического и метаморфогенно-гидротермального оруденения.

Для геологов, занимающихся вопросами метаморфизма, генезиса, поисков и оценки месторождений полезных ископаемых.

Табл. 38, ил. 37, список лит.— 45 назв.

Рецензент д-р геол.-минер. наук *В. И. Данчев* (ИГЕМ АН СССР).

ПРЕДИСЛОВИЕ

Месторождения полезных ископаемых, развитые в осадочных и вулканогенно-осадочных метаморфизованных толщах, приобретают в последние годы все более важное промышленное значение. Анализ имеющихся данных показывает, что эти месторождения в генетическом отношении и по комплексу критериев поисков и оценки во многом отличаются.

Помимо метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных месторождений широко распространены новообразованные постмагматически-гидротермальные и метаморфогенно-гидротермальные месторождения. Постмагматически-гидротермальные месторождения, генетически тесно связанные с интрузивным магматизмом или процессами тектоно-магматической активизации, сравнительно хорошо изучены. Метаморфогенно-гидротермальные месторождения возникают за счет деятельности гидротерм и флюидов метаморфогенного генезиса, т. е. формируются в процессе метаморфизма и гранитизации метаморфизируемых комплексов. В отличие от постмагматических, они изучены значительно слабее, но судя по результатам зарубежных и отечественных эксплуатационных работ, получают очень важное практическое значение. К этому типу относятся хорошо известные крупные золото-урановые месторождения районов Аллигейтор Риверс и Мери-Кетлин в Северной и Северо-Восточной Австралии, а также золоторудные месторождения Южной Африки, Индии, Австралии, США, Канады и других стран, развитые в древних зеленокаменных и метаморфических поясах среди полей мигматитов и гранито-гнейсов. В последнее время многие стратиформные свинцово-цинковые месторождения СССР (Сибирь, Якутия), Австралии, Индии, Финляндии, США и другие также относятся к этому типу. Генезис таких месторождений во многом неясен, слабо отражен в геологической литературе и потому весьма спорен и дискуссионен, что существенно осложняет ведение поисковых и оценочных работ. По-прежнему многие геологи рассматривают их как постмагматические образования. Однако в последнее время получено много данных, свидетельствующих о том, что эти месторождения существенно отличаются от постмагматических. Поэтому для успешного поиска и изучения эти месторождения требуют специализированного подхода. Устанавливается прежде всего решающая роль процессов зонального метаморфизма и гранитизации и сопутствующих пластических деформаций в их образовании. Намечается тесная пространственная и временная связь оруденения не с интрузивными магматическими комплексами, а с зональными метаморфическими и гранито-гнейсовыми куполами и поясами. Четко проявляется металлогеническая специализация ме-

таморфических комплексов — избирательная приуроченность оруденения к породам определенного состава и определенной степени метаморфизма. Интрузивные гранитоиды, штоки и дайки основных пород, являющиеся для постмагматических месторождений «рудогенерирующими» дорудными, на этих месторождениях пострудные. Специфичны структурно-тектонические факторы, определяющие размещение оруденения, что особенно важно учитывать при проведении прогнозных и поисково-тематических работ.

Становится все более очевидным, что процессы метаморфизма, магмаобразования, сопряженных пластических дислокаций и рудообразования генетически тесно связаны и обусловлены одной и той же первопричиной — поступлением вдоль зон повышенной проницаемости глубинного потока интрателлурических растворов — флюидов, которые являются продуктами дифференциации глубинных слоев Земли. В связи с этим для успешного познания условий рудообразования названные процессы, естественно, необходимо анализировать в их взаимосвязи.

В монографии Я. Н. Белевцева [1] впервые на основе анализа многочисленных геологических и экспериментальных данных всесторонне рассмотрены теоретические основы метаморфогенного рудообразования, включая метаморфогенные месторождения всех подклассов и групп. В монографии продолжено освещение особенностей метаморфогенного рудообразования на примере метаморфогенных рудных формаций, образованных при активной роли гидротерм метаморфогенного генезиса. В соответствии с классификацией Я. Н. Белевцева и др. [1] эти месторождения охватывают постгранитизационную и аллохтонную группы метаморфогенных месторождений. По классификации Ю. М. Соколова, В. А. Глебовицкого, С. И. Турченко [34] эти месторождения входят в класс ортометаморфических образований. В книге характеризуются генетические особенности метаморфогенно-гидротермального рудообразования, главным образом на примере детального изучения сульфидной, в том числе золотоносной прожилково-вкрапленной, и кварцево-жильной минерализации, развитых в углеродсодержащих метаморфизованных осадочных и вулканогенно-осадочных толщах различных регионов Советского Союза и зарубежных стран. Описываются минерализации других минеральных типов, в том числе свинцово-цинковой, редкометальной и магниезально-железистой. Основное внимание уделяется раскрытию связей рудообразования с процессами метаморфизма и гранитизации, характеристике метаморфической зональности и металлогенической специализации метаморфических комплексов, рассматривается поведение петрогенных и рудных компонентов при этих процессах, выясняются пространственные закономерности в локализации оруденения различных минерально-морфологических групп.

Основой для написания монографии послужили более чем двадцатилетние исследования автора по данной проблеме в различных регионах СССР. Использованы данные и общетеоретические разработки Д. С. Коржинского, Н. Г. Судовикова, Я. Н. Белевцева,

В. И. Смирнова, Н. А. Шило и других исследователей. При выполнении работы автору оказали большую помощь Н. М. Хмелевская, Н. П. Попов, П. М. Хренов, М. М. Одинцов, Е. А. Кулиш, К. П. Маркова, А. П. Гладких, Л. Д. Русина, Р. М. Клячина, Т. М. Волюнец, Ю. И. Сизых, И. В. Коновалов, Г. Х. Бреева, В. А. Лисий. Значительную работу при подготовке книги к печати выполнила Л. В. Федоренко. Автор выражает свою признательность всем названным товарищам.

Особенно благодарит Я. Н. Белевцева, который оказывал постоянную поддержку в проведении исследований по рассматриваемой проблеме.

Глава I

РЕГИОНАЛЬНО-ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНЫХ РАЙОНОВ С МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ

В региональном плане намечается пять основных типов геотектонических структур, которые характеризуются развитием метаморфогенно-гидротермального оруденения и типоморфных для него осадочных, метаморфических, метаморфогенно-метасоматических и магматических формаций: 1) древние зеленокаменные пояса — протяженные, преимущественно узкие трогообразного типа геосинклинальные прогибы, развивающиеся в виде сжатых и сложнопостроенных синклиналий вдоль глубинных разломов на архейских кратонах и выполненные преимущественно палеопротозойскими (по Л. И. Салопу [31]) вулканогенно-осадочными породами; 2) зоны глубинных интракратонных разломов, сформированные на кристаллическом основании древних платформ и сопровождающиеся регионально проявленными вдоль них хлорит-серицитовыми диафторитами и кремний-щелочными метасоматитами, — зоны наложенной и отраженной тектоно-магматической активизации; 3) крупные перикратонные складчато-глыбовые краевые прогибы и 4) собственно миогеосинклинальные краевые прогибы, заложенные на раздробленном платформенном основании и вдающиеся в древние (архейско-протерозойские) платформы и щиты в виде так называемых входящих углов по глубинным разломам системы краевых швов; 5) комбинированные тектоноструктуры (сочетание третьего и четвертого типов) — миогеосинклинальные прогибы узкого трогообразного типа, заложенные на платформенном основании и непосредственно продолжающиеся на значительные расстояния в виде узких шовных зон в фундаменте кратонов, сопровождаясь щелочными метасоматитами и диафторитами.

Древние зеленокаменные пояса до недавнего времени рассматривались как эвгеосинклинальные зоны, заложенные на океанической коре и зажатые между сблизившимися континентальными блоками. Однако полученные в последние годы данные показали, что эти пояса существенно отличаются от эвгеосинклиналей и имеют специфические особенности развития [13,31].

Прежде всего установлено, что они заложены вдоль глубинных расколов на континентальной сиалической коре, представленной интенсивно гранитизированными гнейсо-гранулитами архея. В отличие от эвгеосинклиналей, они не сопровождаются поздними интрузивными гранитоидами и вулканитами и соответствующими им рудными месторождениями. Основу прогибов составляли узкие и

глубокие погружения дна («троги»), приуроченные к глубинным разломам—расколам. Последние служили подводными каналами для вулканических излияний и субвулканических интрузий основного и ультраосновного состава, типоморфных для этих поясов. Такие первичные «троги» с мощными толщами зеленокаменных пород впоследствии преобразовывались в узкие или довольно широкие синклинорного типа пояса (зоны) с напряженной складчатостью линейно-куполовидного типа.

Синхронно и несколько позднее в обрамлении и в основании прогибов происходили весьма мощные процессы высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, приведшие к образованию в пределах поясов многочисленных гранито-гнейсовых овалов и куполов. В ядрах куполов и антиклиналей выходят ремобилизованные породы архейского фундамента, сопровождаемые более молодыми гранитоидами анатектического (палингенного) и гипогенного (ювенильного) происхождения. Над глубинными разломами купола имеют удлиненную форму и ассоциируют с гнейсовыми валами. Широкое развитие таких куполов и валов, группирующихся вдоль разломов в «стада» и «рои», и преобладающе основной состав вулканогенно-осадочных пород, слагающих прогибы,— наиболее характерные в металлогеническом аспекте особенности прогибов.

Во многих публикациях, особенно посвященных геологии золоторудных месторождений, рассматриваемые пояса и слагающие их толщи часто относят к архею. Однако, как убедительно доказал Л. И. Салоп [31], от архейских структур они отделяются очень резко. В отличие от архейских геосинклинальных складчатых систем, характеризующихся развитием изометрических и неправильной формы гранито-гнейсовых складчатых овалов и куполов, для этих структур типоморфны линейные складчатые пояса, определяемые глубинными разломами. Горные породы метаморфизованы неравномерно, хорошо выражена метаморфическая зональность, проявляющаяся в виде регионально протяженных полизональных метаморфических поясов, сопровождающихся широким развитием гранито-гнейсов и мигматитовых зональных куполов, локализованных вдоль разломов. Гранулитовая фация регионального метаморфизма отсутствует или крайне редка. Структурно-фациальная зональность четко выражена и имеет линейный характер. Отмечаются, хотя и редко, различные органические остатки—фитолиты, водоросли. В целом рассматриваемые прогибы и развитие в них оруденение представляют собой результат платформенно-геосинклинальной стадии развития земной коры.

Архейские геоструктуры и слагающие их породы отвечают термостабильной стадии развития земной коры, когда она еще не разделялась на платформы и геосинклинали. Горные породы в них повсеместно метаморфизованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях. Метаморфическая зональность отсутствует или слабо выражена. Гранитизация проявляется не в виде линейных зон, а в форме почти изометричных куполов. Прямолинейные складчатые структуры вообще практически отсутствуют.

В палеопротозойских прогибах настоящие многоэосинклинальные формации очень редки, но некоторые осадочно-вулканогенные комплексы, содержащие значительное количество аркозов и кварцитов, несколько приближаются к ним [31]. Среди значительно преобладающих вулканитов отмечаются обломочные и туфогенные породы с редкими покровами вулканитов. Наиболее полно представлен средний существенно вулканогенный комплекс, в состав которого входят толеитовые базальты, диабазы и спилиты, а также дациты, кератофиры, альбитофиры и порфиры. С вулканитами ассоциируют комагматические интрузии плагиогранитов, диоритов, габброидов и ультраосновных пород. Обломочные породы представлены песчаниками, сланцами, конгломератами, туффитами и кремнями. Карбонатные породы, хотя и редко, но отмечаются. Весьма характерно наличие железисто-кремнистых и связанных с ними железисто-карбонатных пород.

В мезопротозойских прогибах многоэосинклинальные и платформенные отложения преобладают. Однако эвгеосинклинальные формации, которые являются определяющими для палеопротозойских прогибов, также широко представлены, хотя и имеют подчиненное значение. Характер пород в геохимическом отношении также весьма близок или одинаков. Четкой разделительной границы между ними часто вообще нельзя провести. Развитое в них метаморфогенно-гидротермальное оруденение сходно или весьма слабо отличается. В связи с этим палеопротозойские собственно зеленокаменные пояса и мезопротозойские пояса в данном случае рассматриваются совместно как один в металлогеническом отношении тип геотектонических структур.

Широкое развитие этих поясов отмечается во многих регионах в том числе в Юго-Западной Австралии, Индии, Канаде, США и особенно в Южной Африке. В них сконцентрированы, по существу, все наиболее крупные зарубежные месторождения золота — Калгурли и Кулгарди в Австралии, Колар в Индии, Морру-Велью в Бразилии, Хомстейк в США, Поркьюпайн в Канаде, Голден Валли, Глоб-Феникс и др. в Зимбабве. В рассмотренных геологических структурах расположены и крупнейшие в мире месторождения золото-урановых конгломератов типа Витватерсранда. В связи с вулканическими процессами и основным магматизмом, синхронным с осадконакоплением, предшествовавшими метаморфогенно-гидротермальному рудогенезу, формировались колчеданные, колчеданно-полиметаллические и медно-никелевые месторождения. Широко развиты железисто-кремнистые и связанные с ними железисто-карбонатные и сульфидные полосчатые руды.

Зоны глубинных интракратонных разломов с мощно проявляющимися рудоносными диафторитами и щелочными (полевошпатовыми) метасоматитами развиваются по кристаллическим глубокометаморфизованным и гранитизированным породам, слагающим нижние структурные ярусы платформ и щитов. Такие зоны разломов, как правило, большой мощности (от нескольких сотен метров до нескольких десятков километров) и про-

слеживаются на сотни—тысячи километров, имея одинаковый или постепенно изменяющийся характер метасоматитов и минерализации. Время заложения разломов и возраст метасоматитов могут быть различными. Во всех случаях по отношению к структурам кристаллического фундамента они являются наложенными, обусловленными активизацией, явно наложенной или отраженной, синхронной с процессами, развитыми в обрамляющей кратон геосинклинальной складчатой области. Ориентировка и положение разломов могут быть также различными, однако согласуются с общепланетарной ортогональной и диагональной сетью разрывов. Наиболее часто разломы и контролируемые ими рудоносные метасоматиты развиваются вдоль границ интракратонных блоков и сегментов, неодинаковых прежде всего по времени консолидации. Типоморфны зоны разломов, описанные Я. Н. Белевцевым [1] на Украинском щите, проходящие на границе архейских и протерозойских блоков. В складчато-глыбовой зоне Становика—Джугджура, примыкающей с юга к Сибирской платформе, также проявлены рудоносные метаморфогенные метасоматиты и диафориты по межблоковым системам разломов субширотного и северо-западного простирания.

Зоны разломов могут активизироваться неоднократно, в связи с этим оруденение и метасоматиты в них бывают различно формационными и различно возрастными, притом в одной и той же зоне разломов. Для диафоритов кварц-хлорит-пирит-серицитового состава, сопровождающихся кварцевыми жилами и развивающихся преимущественно по орто- и парагнейсам основного состава, характерна золотоносная минерализация, для кремнещелочных метасоматитов по кремнещелочным орто- и парапородам — урановая, редкометальная и редкоземельная минерализации. Определяющим, как видно, является набор литофильных рудных элементов.

Минералого-геохимическая характеристика этих метасоматитов изучена и описана довольно подробно. Обобщены эти сведения в работе Б. И. Омеляненко [26], который отнес их к группе «полевошпатовых метасоматитов в разломах докембрийского фундамента». Все исследователи признают специфичность метасоматитов и отсутствие связи с конкретными магматическими телами. Не вызывает сомнения и независимость развития и нахождения метасоматитов от пространственной позиции и условий становления гранитов. Вместе с тем генетическая интерпретация этих данных существенно различается. Наряду с широко распространенными представлениями о метаморфогенной природе этих метасоматитов [1, 7 и др.] многие исследователи и, в частности, Б. И. Омеляненко защищают постмагматическую концепцию.

Перикратонные краевые прогибы развились в обрамлении древних платформ и щитов. Типичными являются прогибы складчатого обрамления Сибирской платформы, сложенные осадочными породами верхнего протерозоя, венда и нижнего кембрия. Эти прогибы заложены на гетерогенном докембрийском фундаменте платформы, характеризуются повышенной дислоцированно-

стью рудовмещающих толщ, и поэтому некоторые исследователи рассматривают их как эпикратонные геосинклинали, подвижные платформы, парагеосинклинали или даже как многогеосинклинали. Подобное строение имеют прогибы других регионов. Общая типоморфная металлогенная особенность данных прогибов — широкое развитие четко статифицирующегося свинцово-цинкового оруденения. Это оруденение приобретает все более возрастающее практическое значение. Первоначально оно расценивалось как обычное телетермальное, предположительно постмагматического генезиса, либо как осадочно-диагенетическое. На примере Прибайкальского полиметаллического пояса автор совместно с П. М. Хреновым и М. П. Лобановым [7] впервые показали важную роль процессов регионального метаморфизма и гранитизации в формировании этого оруденения, и оно было отнесено к метаморфогенно-гидротермальному типу. Последующие обобщения подтвердили эти представления [9]. Установлена также важная роль в формировании исходной сингенетичной минерализации осадочно-гидротермальных (подводно-гидротермальных) процессов. В соответствии с современными теоретическими представлениями [33] это оруденение можно, очевидно, относить к стратиформному в широком понимании этого термина, что обычно и отмечается в последнее время в геологической литературе.

В рассматриваемых прогибах помимо свинцово-цинкового отмечается также колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение. В отличие от свинцово-цинкового, оно образуется, видимо, за счет вулканогенно-осадочного и осадочно-гидротермального минералообразования. Последующие процессы метаморфизма и метаморфогенного минералообразования играют, судя по имеющимся данным, подчиненную роль. Рудовмещающие породы для этого оруденения — преимущественно углеродсодержащие вулканогенно-осадочные толщи. Свинцово-цинковое оруденение локализуется, как правило, в углеродсодержащих известковистых формациях — «углистых» доломитах и доломитизированных известняках.

Как свинцово-цинковое, так и колчеданно-полиметаллическое оруденение обычно прослеживаются в виде регионально протяженных рудных поясов, контролируемых разломами, которые входят в систему краевого шва древних кратонов и определяют развитие прогибов. Весьма характерен трансрегиональный периплатформенный свинцово-цинковый пояс в обрамлении юга Сибирской платформы, включающий флюорит-свинцово-цинковые и свинцово-цинковые месторождения Прибайкальского прогиба (месторождения им. Барвинского, Луговое, Ново-Ануйское и др.) и Юдомо-Майского в Якутии (Сардана, Уруй и др.). В пределах прогибов оруденение концентрируется в местах изгибов и разветвления глубоких разломов и соответствующего усложнения складчатых структур. Намечается избирательная приуроченность его к наиболее прогнутым участкам прогибов, характеризующимся, как правило, максимальной раздробленностью кристаллического фундамента и

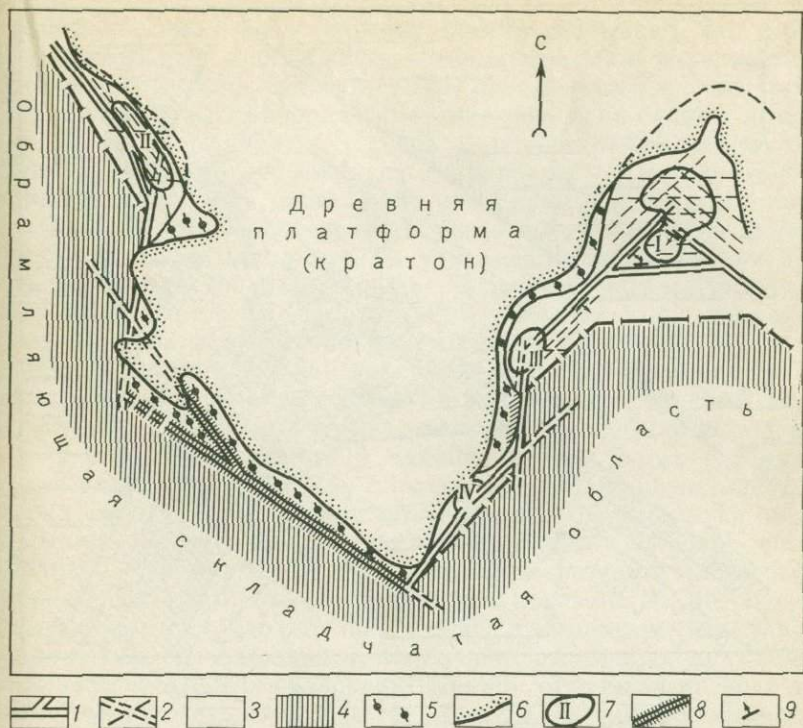


Рис. 1. Принципиальная геотектоническая схема размещения метаморфогенно-гидротермального оруденения в обрамлении древних платформ.

1 — центральные части зон внутригеосинклинальных глубинных разломов; 2 — скрытые плохо выраженные глубинные разломы и сопряженные с ними разрывы; 3 — миогеосинклинальная и 4 — эвгеосинклинальная части складчатой области; 5 — нижний (А—Р₁) структурный ярус платформ; 6 — верхний структурный ярус (палеозойские или более молодые платформенные отложения); 7 — рудные районы (I—IV) с прожилково-вкрапленной кварцево-сульфидной и кварцево-жильной минерализацией малосульфидной формации; значимость районов убывает от I к IV; 8 — редкометалльные метасоматиты зон глубинных разломов; 9 — элементы залегания разломов, стрелкой указано направление их падения

повышенной мощностью рудовмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных формаций.

В некоторых прогибах, помимо свинцово-цинковой, фиксируются сопутствующая минерализация, а также киноварь, барит и флюорит. Отмечается наличие проявлений нефти и газа, приуроченных к породам с высокой углеродистостью и наличием битумов в составе $C_{орг}$, а также углеводородов в составе газовой-жидких включений кварца, карбонатов и рудообразующих минералов.

Миогеосинклинальные краевые прогибы характеризуются наиболее типично проявленной метаморфогенно-гидротермальной минерализацией. Именно на основании ее изучения и была создана теория метаморфогенно-гидротермального рудогенеза. От перикратонных миогеосинклинальные прогибы отделяются разломами или флексурами, либо краевыми поднятиями и в то же время находятся с ними в тесном геотектоническом единстве,

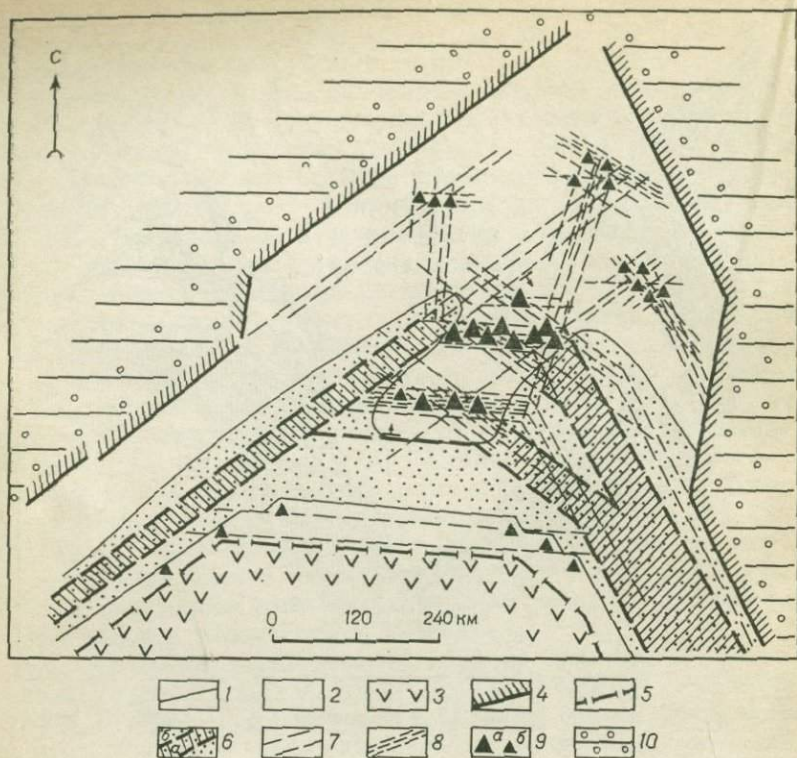


Рис. 2. Избирательная приуроченность метаморфогенно-гидротермального оруденения к узлам сопряжений внутригеосинклинальных зон глубинных разломов. 1 — граница распространения кристаллических сланцев (изограда граната); 2 — зона зеленосланцевой фации метаморфизма в пределах миогеосинклинальной части складчатой области; 3 — эвгеосинклинальная часть складчатой области; 4 — краевой шов платформы — внешняя граница миогеосинклинальной зоны; 5 — внешняя граница эвгеосинклинальной зоны; 6 — центральная часть зоны глубинных разломов: а — зона палингенеза, б — зона развития кристаллических сланцев амфиболитовой фации метаморфизма; 7 — глубинные зоны повышенной проницаемости; 8 — более слабо выраженные зоны повышенной проницаемости; 9 — золоторудные месторождения: а — основные, б — второстепенные; 10 — платформенный чехол

что проявляется в развитии как в тех, так и в других генетически однотипного метаморфогенно-гидротермального оруденения и близких осадочных формаций, имеющих постепенные фациальные взаимоотношения. Эти геоструктуры ассоциируют друг с другом (рис. 1). Существенные различия в их строении и в составе слагающих литофаций находят отражение в металлогении. Для миогеосинклинальных прогибов типоморфны не свинцово-цинковое, как в перикратонных, а золото-сульфидное и золотое оруденение, представленное зонами прожилково-вкрапленной и кварцево-жилковой минерализации, содержащими самородное золото, пирит, арсенопирит, пирротин, а также во многих случаях шеелит. Галенит, халькопирит, сфалерит и самородное серебро присутствуют, как правило, в очень незначительных количествах.

Геофизические и геологические данные указывают, что в основании рудоносных миогеосинклинальных прогибов развиваются в виде скрытых куполов гранито-гнейсы и мигматиты, а также основные метаэффузивы, габброиды и кристаллические сланцы высоких ступеней метаморфизма, т. е. кора континентального типа, соответствующая по составу нижнему структурному ярусу кратонов, в которые вдаются эти прогибы по системам сопряженных разломов. Причем эта закономерность устанавливается для прогибов различных возрастных рангов, в том числе докембрийских и существенно более молодых. Это дает основание рассматривать их как крупные мобильные региональных размеров блоки земной коры клиновидной формы, отколотые от древних платформ и значительно опущенные в позднем докембрии или фанерозое относительно них по глубинным разломам, сопряженным с краевым швом. Поэтому рудоносные миогеосинклинальные прогибы располагаются по периферии платформ в виде входящих в них углов (см. рис. 1 и рис. 2, 3) или между платформой и средним массивом. В обоих случаях отмечаются закономерная ориентировка прогибов, решающее влияние диагональной и ортогональной систем глубинных разломов на их образование. В результате этого биссекторные оси различных прогибов, как показано на рис. 1 и 3, ориентированы субпараллельно либо взаимноперпендикулярно, т. е. прогибы, расположенные в различных сторонах кратонов, в принципе одинаковы, но развернуты на 90° относительно друг друга. Следует обратить внимание также на то, что прогибы, заложенные на противоположных сторонах платформы, направлены навстречу друг другу. Биссекторную зону каждого прогиба можно рассматривать как плоскость зеркальной симметрии, а вершину входящего угла как центр лучевой симметрии. Все это, безусловно, результат влияния на образование прогибов глобальной системы разломов, а также широко проявленных различных видов симметрии в процессе формирования геологических структур, на что ранее уже обращалось внимание [6, 7]. Очевидно также, что все это одновременно указывает на глубинный общепланетарный характер причин, обуславливающих заложение и развитие самих прогибов.

Внутреннее строение миогеосинклинальных прогибов резко неоднородное. Они разбиты разломами на блоки различных размеров, разной степени проницаемости и погружения. Наиболее приподнятые из них представляют собой метаморфические пояса и купола и характеризуются повышенным метаморфизмом, вплоть до ультраметаморфизма, гранитоидным магматизмом преимущественно автохтонного типа с мусковитоносными и редкометалльными пегматитами и практически полным отсутствием золота. Золотоносные блоки, наоборот, относительно опущены и представлены «внутренними» прогибами типа крупных грабенсинклинальных структур с интенсивно проявленной складчатостью линейного типа, возникающей в условиях преобладающего субгоризонтально ориентированного сжатия. Осадочные толщи в них на уровне эро-

зионного среза слабо метаморфизованы, а автохтонный магматизм не проявлен.

Эта же закономерность проявляется и в более широком плане — в избирательной приуроченности основных золотоносных узлов в пределах миогеосинклинальных провинций к наиболее глубоким внутригеосинклинальным прогибам синклинорного типа, а в их пределах — преимущественно к крупным синклинальным погружениям, осложняющим синклинории. В последних, однако, оруденение локализуется в антиклиналях.

Избирательная приуроченность оруденения в миогеосинклинальных зонах к блокам, испытавшим в период осадконакопления максимальные погружения, проявлена, по существу, повсеместно в различных регионах, но, однако, за счет постконседиментационных процессов инверсии, складчатости и магматизма может быть сильно искажена и затуплена, что необходимо учитывать при реконструкции палеотектонических условий. Тем не менее при детальных исследованиях она устанавливается довольно однозначно и с успехом может использоваться при металлогенических построениях. Так, например, все золоторудные месторождения Канадского щита, в том числе наиболее крупные, расположены в пределах синклинориев. Знаменитое месторождение Колар в Индии вместе с примыкающими к нему рудными участками также локализовано в синклинорной структуре.

Размеры рудоконцентрирующих синклинориев и впадин различны, преобладают большие — от 100—200 км (по длинной оси) до 1—2 тыс. км и более. В последнем случае оруденение, естественно, не повсеместно, а концентрируется в узлах сопряжения глубинных разломов, обуславливающих заложение прогибов и проявляющихся резким усложнением складчатых структур. Мощность осадков в прогибах достигает 15—20 км и более.

Общая суммарная золотоносность прогибов находится в прямой зависимости от их размеров, особенно глубины погружения, и величины «вхождения» в платформу, а также от общей мощности и состава слагающих осадочно-метаморфических и вулканогенных толщ и, что важно подчеркнуть, от интенсивности проявления заключительных процессов высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, развитых в глубинных сечениях прогибов и в периферических поднятых участках. При прочих равных условиях наиболее золотоносны те прогибы, которые максимальны по размерам, самые глубокие и дальше всего вдаются в основание платформ, щитов или глыб, окаймляются и в целом характеризуются наиболее мощно проявленными процессами гранитизации и высокотемпературного зонального метаморфизма. Все эти факторы, влияющие на золотоносность, очевидно, взаимосвязаны и обусловлены процессами глубинной дифференциации вещества Земли, вызывающей подъем астеносферного слоя, сопряженное субгоризонтальное растекание мантийного вещества и, как следствие, образование самих прогибов, а также последующих процессов метаморфизма, гранитизации и рудообразования.

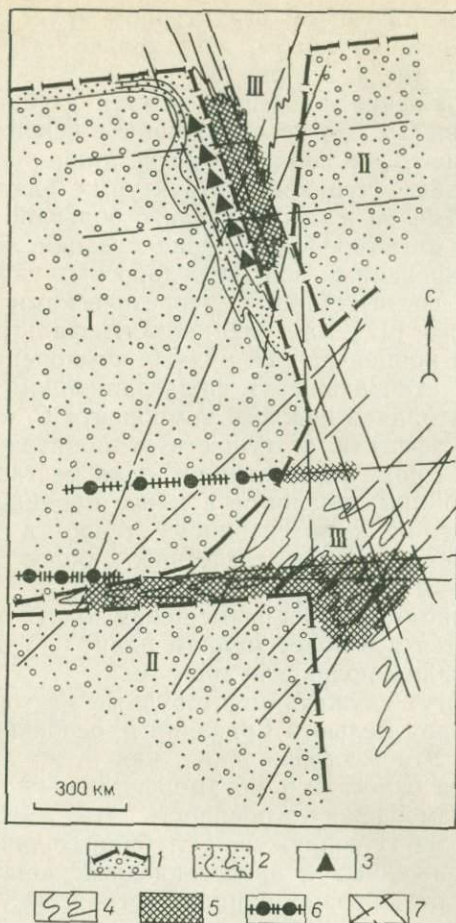


Рис. 3. Геотектоническое положение рудоконтролирующих геосинклинальных прогибов.

1 — древняя (докембрийская) платформа, II — срединные массивы — отторженные блоки платформы, отделенные от последней рудоносными прогибами, III — провалы платформы, 1 — краевой шов платформы (внешняя краевая граница); 2 — эпиплатформенные дислоцированные отложения известковистой формации с метаморфогенным полиметаллическим оруденением стратиформного типа (3), 4 — многогеосинклинальные углеродсодержащие отложения с золотоносной кварцевожильной минерализацией малосульфидной формации (5), 6 — приразломные зоны диафоритов зеленосланцевой фации с золотоносной кварцево-жильной и жильно-прожилковой минерализацией малосульфидной формации (5) и редкометалльной (6); 7 — разрывные нарушения

В региональном плане положение рудоносных узлов в пределах прогибов контролируется, как правило, не в местах пересечения хорошо выраженных разломов и разрывов, как это обычно принято считать, а в узлах их разветвления и сопряжения или в местах пересечения разломов, но лишь в тех участках, где они имеют так называемый «скрытый» характер, т. е. представлены

в верхнем рудолокализирующем структурном ярусе зонами мелкой кулисообразной трещиноватости, значительно хуже проницаемой для растворов (см. рис. 1, 2 и рис. 3).

Эти узлы сопряжения фланговых частей глубинных разломов и в целом золотоносные прогибы, входящие в основание платформ, можно рассматривать как области нагнетания рудоносных растворов — своеобразные «тупиковые структуры», благоприятные для рудоотложения. Именно в них, в связи с большой продолжительностью процессов метаморфизма и гранитизации, создавался длительно термостатированный подток рудоносных растворов. Он характеризуется в соответствии с теоретическими разработками Д. С. Коржинского [17] наиболее низким фильтрационным эффектом и высокой концентрацией рудных компонентов. Это следует из того, что в установившемся фильтрационном потоке растворов между концентрацией каждого компонента C_i и величиной его фильтрационного эффекта φ_i существует обратная зависимость: $C_i \varphi_i = \text{const}$ [17]. Кроме того, инфильтрация растворов из хорошо проницаемых глубинных разломов в менее проницаемые разрывы приводит, несомненно, к интенсивному тепло- и массообмену с вмещающими породами и, как следствие, к более быстрому остыванию растворов и в итоге к рудоотложению.

Подобная закономерность в размещении золота и других металлов устанавливается и в более мелком плане — в размещении отдельных рудных узлов, полей и рудных тел.

Примерами могут служить золоторудные месторождения Хомстейк в США, Морру-Велью в Бразилии и, особенно, Колар и Рамагири в Индии. Эти месторождения, как будет показано далее, есть все основания относить к метаморфогенно-гидротермальному типу. Общая типоморфная особенность этих месторождений — приуроченность к месту сопряжения глубинных линейных зон разломов, плохо выраженных и представленных зонами трещиноватости скрытого кулисообразного типа. Другие известные золоторудные месторождения рассматриваемого типа также имеют аналогичную тектоническую обстановку. Хорошо проявленные разломы и зоны дробления, в том числе и контролирующие размещение интрузивных магматических пород, являются, как правило, пострудными. Данное обстоятельство весьма существенно, и его, безусловно, важно учитывать в практике поисковых работ при определении рудолокализирующей роли разрывов различного типа и выраженности.

Косвенным показателем степени золотоносности прогибов выступает также величина угла сопряжения глубинных разломов, определяющих положение прогибов и простирание в них складчатых структур: чем меньше этот угол, тем сильнее выражен изгиб складчатых структур и интенсивнее оруденение (см. рис. 1).

Эта избирательная приуроченность повышенного оруденения к прогибам с наиболее острым углом сопряжения разломов, как можно заключить из рис. 1 и 2, вероятно, вызвана тем, что такие прогибы глубже всего вдаются в основание платформы, наиболее

крупные и наиболее контрастные в тектоническом отношении. В них отмечается самая тонкая и в то же время частая система сближенных трещин, что, исходя из концепции Д. С. Коржинского, наиболее благоприятно для режима рудообразования. В результате здесь и концентрируется основная минерализация.

Миогеосинклинальные прогибы, переходящие в разломы докембрийского фундамента (комбинированные тектоноструктуры), распространены довольно широко, но еще не привлекли к себе должного внимания как самостоятельные в металлогенетическом отношении структуры. В данном случае считаем целесообразным выделить этот тип тектоноструктур в связи с тем, что рассматривая его с металлогенетических позиций, можно сопоставить и увязать низкотемпературные диафориты и щелочные метасоматиты зон разломов фундамента платформ с метасоматитами и оруденением, развитыми в пределах миогеосинклинальных прогибов вокруг платформ. Установлено, что разломы фундамента, сопровождающиеся щелочными метасоматитами и соответствующим сопряженным оруденением, переходят в миогеосинклинальные прогибы, определяя заложение последних и распределение в них «миогеосинклинальной» минерализации (см. рис. 1, 3), т. е. это одни и те же разрывы, но развивающиеся в различных геологических условиях. В первом случае в глубокоэродированных блоках по породам кристаллического фундамента, во втором — в опущенных блоках в осадочных слабо метаморфизованных толщах.

Отмечается также постепенная (фациальная) смена метасоматитов и оруденения зон разломов фундамента метасоматитами и оруденением миогеосинклиналей. Пересечение и замещение одних жильнометасоматических минеральных ассоциаций другими при этом отсутствует. Так, например, золотоносные кварцевые жилы и прожилки малосульфидной формации и прожилково-вкрапленная кварцево-сульфидная минерализация, типоморфная для прогибов с зеленосланцевой степенью метаморфизма, сменяются в пределах кристаллического фундамента щитов и платформ совершенно подобными по минеральному составу, но развивающимися регрессивно по отношению к условиям метаморфизма вмещающих пород пирит-кварц-хлорит-серицитовыми диафоритами с золотоносными кварцевыми жилами и прожилками. Отличия в минеральном составе и интенсивности золотоносности сравниваемых жильно-метасоматических образований существенны лишь в том случае, когда они развиваются в блоках пород, значительно отличающихся по химическому составу. Следовательно, есть все основания рассматривать эти одинаковые по возрасту и минеральному составу метасоматиты как генетически однотипные. Данное обстоятельство весьма существенно и с таких позиций в геологической литературе еще не интерпретировалось. Оно дает возможность подойти более правильно к пониманию метаморфогенно-гидротермального рудообразования вообще и к генезису щелочных метасо-



матитов в разломах докембрийского фундамента, являющегося предметом острой дискуссии, в частности.

Выводы

Анализируя изложенные выше данные, можно заключить следующее.

1. Все рассмотренные рудоносные тектонические структуры, содержащие метаморфогенно-гидротермальное оруденение, закладываются вдоль глубинных разломов на древней коре континентального типа, представленной интенсивно гранитизированными и метаморфизованными породами архея — нижнего протерозоя. В типичных эвгеосинклиналях, развитых на коре океанического типа, метаморфогенно-гидротермальное оруденение не отмечено.

2. Все рудолокализирующие структуры в крупном региональном плане представляют собой блоки сиалической земной коры, опущенные в период осадконакопления и метаморфизма относительно обрамляющих их кратонов и трансформированные в сложностроенные синклинии или синклинородобные троговые структуры. Определенное исключение, как может показаться, в этом отношении составляют разломы фундаментов платформ. В современном виде они фиксируются, как правило, относительно поднятыми участками. Однако следует иметь в виду, что последние характеризуют завершающий инверсионный этап становления таких зон разломов. Непосредственно в период заложения разломов они представляли собой, наоборот, опущенные участки, о чем свидетельствует присутствие в них во многих случаях более молодых дислоцированных отложений, аналогичных или близких развитым в примыкающих миогеосинклинальных прогибах или опущенных блоках.

3. Повсеместно устанавливается определяющая роль глубинных разломов как в образовании геотектонических структур, так и в локализации среди них оруденения. Последнее в пределах выделенных геотектонических структур распределяется не равномерно, а локализуется в узлах сопряжения фланговых частей различных ориентированных разломов и их ответвлений, представленных зонами повышенной трещиноватости. В этих же участках отмечается резкое усложнение складчатых структур.

4. При прочих равных условиях в пределах прогибов интенсивность золотого оруденения находится в прямой зависимости от размеров прогибов, глубины их погружения, а также от состава, степени метаморфизма и гранитизации осадочных и вулканогенных толщ, выполняющих прогибы.

5. Проявляется металлогеническая специализация охарактеризованных геоструктур в отношении оруденения, что, во-первых, подтверждает правомерность выделения самих геоструктур и, во-вторых, дает возможность более правильно подойти к определению генезиса оруденения. Для миогеосинклинальных прогибов,

сложенных осадочными, в значительной мере углеродсодержащими железистыми и железо-магнезиальными алевросланцевыми толщами, и древних зеленокаменных поясов типоморфны золоторудные месторождения, нередко крупные и весьма крупные. Любопытно, что именно эти породы (углеродсодержащие и зеленокаменные) имеют наиболее высокие кларковые (сингенетические) содержания золота. Щелочные полевошпатовые метасоматиты в разломах докембрийского фундамента, развивающиеся по предварительно гранитизированным полевошпатовым толщам, характеризуются редкометальным и редкоземельным оруденением, что согласуется с повышенным кларком редких и редкоземельных элементов именно в таких (полевошпатовых) породах. В краевых прогибах среди известковистых толщ развивается свинцово-цинковое оруденение, что также отвечает повышенным кларкам свинца и цинка в этих породах.

В минерально-морфологическом отношении метаморфогенно-гидротермальное оруденение представлено двумя основными типами: 1) зонами сближенных кварцевых жил и прожилков в метаморфизованных интенсивно дислоцированных осадочных и магматических породах и 2) зонами рассеянной рудоносной вкрапленной и прожилково-вкрапленной сульфидной и кварцево-сульфидной минерализации в этих породах.

Названные типы оруденения пространственно разобщены, либо развиты совместно, что, очевидно, наиболее благоприятно для формирования повышенных рудных концентраций. В кварцево-жилном типе основной концентратор металлов — кварцевые и кварцево-полевошпатовые жилы. Вкрапленность и прожилки рудных минералов в боковых породах отмечаются, но имеют явно подчиненное значение. Для прожилково-вкрапленного типа, наоборот, основное практическое значение имеет прожилково-вкрапленная минерализация, развитая во вмещающих жилы боковых породах. Кварцевые жилы, хотя и отмечаются и содержат продуктивные минеральные ассоциации, но из-за относительно редкой встречаемости и небольших размеров (по сравнению с зонами измененных вмещающих пород) играют второстепенную роль.

Прожилково-вкрапленный тип наиболее характерен для редкометального и редкоземельного (тантало-ниобиевого, циркониевого и пр.) оруденений. Особенно широко он распространен в тесной генетической связи с кварц-полевошпатовыми метасоматитами зон глубинных разломов докембрийского фундамента. Это оруденение уже давно привлекло к себе большое внимание и его детально изучали Я. Н. Белевцев, В. В. Архангельская, А. И. Гинзбург, М. И. Тулохонов, В. С. Кудрин, М. П. Лобанов, Ф. Р. Апельцин, В. Н. Собаченко, В. А. Крупенников, В. И. Казанский, В. А. Рудник, В. Т. Кушев, Л. И. Якушин, Л. С. Галецкий и многие другие геологи. Характеристика оруденения приводится в многочисленных публикациях. Достаточно полный список литературы, посвященной этому оруденению, и обобщающие сведения приведены в работе Б. И. Омеляненко [26] и в монографии [41].

Существенное значение прожилково-вкрапленное оруденение метаморфогенно-гидротермального типа приобретает также в формировании стратиформных свинцово-цинковых месторождений [7]. Эти минеральные образования подробно описаны в работах В. И. Смирнова, Э. Г. Дистанова, А. А. Тычинского, Ю. А. Син-

чука, В. Г. Пономарева и др. Состояние изученности этих образований приведено в монографии [9].

Все большее внимание привлекает и метаморфогенно-гидротермальная золотоносная прожилково-вкрапленная минерализация, прежде всего развитая в углеродсодержащих черносланцевых толщах. Эта минерализация еще слабо изучена, особенно в генетическом отношении, и, главное, недостаточно освещена в геологической литературе, поэтому уделим основное внимание ее характеристике.

Что касается минерализации жильного типа, то связанное с ней редкометальное и редкоземельное оруденение охарактеризовано в многочисленных публикациях вышеперечисленных исследователей, однако особенностям формирования метаморфогенно-гидротермальных золотоносных кварцевых жил мало уделялось внимания, поэтому они будут рассмотрены тоже достаточно детально.

Прожилково-вкрапленное оруденение

Прожилково-вкрапленное метаморфогенно-гидротермальное оруденение широко распространено в пределах зональных метаморфических поясов и в обрамлении гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов. Типоморфная особенность его, проявляющаяся в выше рассмотренных геотектонических структурах различных возрастов, заключается в приуроченности к зонам повышенного рассланцевания, которые протягиваются на десятки и сотни километров вдоль глубинных разломов, определяющих заложение прогибов. Возраст рудовмещающих пород различен — от палеопротозойского (3500—2600 млн. лет) до палеозойского (570—285 млн. лет) включительно. Наиболее древняя продуктивная золотоносная минерализация развита в палеопротозойских и мезопротозойских (2600—1900 млн. лет) прогибах среди зеленокаменных толщ и в переслаивающихся с ними прослоях углеродсодержащих сланцев и алевролитов, а также в мощных толщах железистых алевропитов и кварцитов, содержащих магнезиально-железистые карбонаты и куммингтонит. Эта минерализация в основном пиритового, пирит-пирротинового и реже арсенипиритового состава. Повышенное развитие ее, в частности, отмечается в докембрийских золотоносных поясах Австралии, Индии, Канады и Южной Африки. В зависимости от интенсивности проявления кварцево-жильной и прожилково-вкрапленной сульфидной минерализаций выделяются две группы месторождений. В первой из них основные рудные тела состоят из кварцевых жил и различной сложной формы кварцевых и кварцево-сульфидных тел. Золото-сульфидные прожилки и вкрапленность в боковых породах развиты и довольно интенсивно, в отличие от обычных кварцево-жильных месторождений, но не имеют большого практического значения. К этой группе относится большинство золоторудных месторождений древних зеленокаменных поясов, в том числе Колар, Хатти и Маски в пределах Дхарварского пояса докембрийских сланцев Индии (штат Майсур и

прилегающие к нему части штата Андхра-Прадеш), Морру-Велью, Пассажем и Рапосос — в Бразилии, Кульгарди и Леонора в Австралии, многие месторождения рудного района Поркьюпайн в Канаде (Холлингера, Мак-Интри, Коннтааурум, Дом и др.).

Ко второй группе относятся месторождения собственно прожилково-вкрапленного типа. На этих месторождениях прожилково-вкрапленная минерализация представляет основной практический интерес, а развитые в пределах участков, обогащенных этой минерализацией, золотоносные кварцевые жилы имеют подчиненное значение. Такого рода оруденение отмечается на месторождениях Хомстейк в штате Южная Дакота (США), Калгурли, Копперхед и Маунт-Магнет в Австралии, Централ Патрициа, Буффало Анкерит и Онтарио на Канадском щите.

Золотоносная прожилково-вкрапленная минерализация, заслуживающая большого внимания, широко проявлена также в зонах диафоритов, развивающихся вдоль разломов на кристаллическом фундаменте древних платформ и щитов. Эта минерализация охватывает большие площади, в ней широко развит пирит в ассоциации с магнезиально-железистыми карбонатами, серицитом, кварцевыми жилами и прожилками. Помимо пирита, отмечаются в незначительных количествах галенит, сфалерит, халькопирит и иногда арсенопирит. Золото в основной массе высокопробное (850—900 и выше), крупное, образует значительные россыпи.

В пределах зон диафоритов золото распределено неравномерно, ассоциирует преимущественно с наиболее поздними генерациями сульфидов и сульфидно-кварцевыми прожилками, завершающими процесс диафореза. Общая изученность золотоносных зон диафоритов пока еще очень слабая.

В пределах многоэосинклинальных прогибов, сложенных слабо-метаморфизованными мощными верхнепротерозойско-палеозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными углеродсодержащими толщами, проявлено наиболее характерное в генетическом отношении прожилково-вкрапленное метаморфогенно-гидротермальное золото-сульфидное оруденение. Локализуется оно преимущественно в позднедокембрийских и нижнепалеозойских метаморфических комплексах. В более молодых толщах золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация, имеющая интенсивное развитие, пока не обнаружена. Вместо нее в таких толщах часто отмечается сеть сближенных кварцевых жил и прожилков штокверкового типа, чаще всего слабо золотоносных, реже существенно золотоносных. Морфологически прожилково-вкрапленная минерализация представлена прожилками, ассоциирующими с рассеянной или частой прожилковоподобной вкрапленностью скоплений сульфидов. Совместно с сульфидами образуются кварц, кальцит, магнезиально-железистые карбонаты (от слабозелезистого доломита до сидероплезита и сидерита), а также серицит и кварц. Иногда отмечаются хлорит и хлоритонды.

В генетическом отношении прожилково-вкрапленная минерализация, развитая в рудоносных зонах и вмещающих толщах, как

показали выполненные автором исследования, весьма разнообразна. Предлагается выделять следующие основные генетические типы минерализации: сингенетичную вмещающим толщам, ранне-метаморфическую или собственно метаморфогенную, метаморфогенно-гидротермальную и наложенную постмагматическую магматогенно-гидротермальную. Все эти типы минерализации встречаются раздельно, либо пространственно совмещены. В последнем случае образуются, естественно, наиболее высокие концентрации рудных компонентов, наиболее интересные в практическом отношении, а рудное вещество имеет полигенную природу. Разделение названных типов минерализации обычно очень сложно и требует проведения детальных исследований.

Сингенетичная минерализация, развитая в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, неоднородна и, в свою очередь, может быть дополнительно подразделена на три основные разновидности: осадочно-диагенетическую, вулканогенно-осадочную и осадочно-гидротермальную. В данной главе мы остановимся только на осадочно-диагенетической минерализации, вулканогенно-осадочную и гидротермально-осадочную рассмотрим в следующей главе при характеристике роли вулканогенных процессов в развитии оруденения. Постмагматическую минерализацию не будем рассматривать, поскольку это не входит в нашу задачу; совокупность признаков, позволяющих отличить ее от метаморфогенной и сингенетической, будет постепенно приводиться при дальнейшем изложении материала.

Осадочно-диагенетическая минерализация представлена в основном магнезиально-железистыми карбонатами и сульфидами. Магнезиально-железистые карбонаты широко распространены в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах различных регионов. Наиболее характерны они для древних палео- и особенно мезопротозойских рудоносных толщ. Широко развиты они и в позднедокембрийских алевросланцевых и песчаниковых толщах, слагающих миогеосинклинальные прогибы. В более молодых рудовмещающих толщах в значительных количествах они не отмечаются. Обычно магнезиально-железистые карбонаты тяготеют к породам, содержащим примесь органического вещества. Чаще всего повышенные количества их отмечаются в слабо углистых ($C_{орг} 0,1—1,5\%$) алевролитах и метапелитах. В известняках магнезиально-железистые карбонаты не развиты. Состав карбонатов также зависит главным образом от фациального типа осадков: по мере уменьшения их зернистости содержание железа в карбонатах возрастает, а кальция — уменьшается. В связи с этим в алевросланцах преобладают сидерит и высокожелезистый анкерит, в алевропелитах — анкерит, в песчаниках — железистый доломит и слабожелезистый анкерит, в известковистых сланцах — слабожелезистый анкерит и доломит, в известняках — кальцит.

Роль пород с повышенным содержанием осадочных магнезиально-железистых карбонатов в развитии оруденения вполне отчетлива: в осадочных толщах оно избирательно приурочено чаще все-

го к горизонтам таких отложений. Весьма показательно в этом отношении месторождение Хомстейк в штате Южная Дакота (США), которое является одним из наиболее крупных золоторудных объектов. На нем за период с 1878 по 1965 гг. добыто около 800 т золота и около 250 т серебра. Оруденение избирательно приурочено к маломощной пачке формации Хомстейк, содержащей сидероплезит и куммингтонит, развивающийся по сидероплезиту в процессе метаморфизма.

Аналогичная роль пород с повышенным содержанием магнезиально-железистых карбонатов в формировании рудоносной минерализации устанавливается и в ряде других регионов. При этом осадочные магнезиально-железистые карбонаты не только благоприятный исходный материал для развития метаморфогенно-метасоматических сульфидов, но и сами активно участвуют в формировании новообразованных минеральных ассоциаций, многократно перекристаллизовываясь и перераспределяясь [3]. Ранее такие карбонаты рассматривались как полностью новообразованные, возникшие при метасоматических процессах типа лиственизации [36].

Осадочно-диагенетические сульфиды также широко развиты в пределах рудоносных толщ. Особенно значительно они распространены в черносланцевых углеродсодержащих породах.

Содержание их в таких отложениях 0,5—1,5%. Однако в отдельных горизонтах может достигать 5—6% и более. Характерные особенности этих сульфидов, доказывающие осадочно-диагенетический генезис, следующие: 1) широкое развитие, помимо рассеянной вкрапленности и прожилкоподобных скоплений, в виде конкрециевидных линз, прожилков и линзовидных выделений, обычно сплюснутых, будинированных и окруженных кварцевыми и кварцево-карбонатными оторочками давления; 2) зональное строение этих конкреций — от метаколлоидного и мелкозернистого (в центральных частях) до крупнокристаллического (в краевых частях) с постепенными переходами колломорфно-зональных выделений через недоразвитые мелкие метакристаллы к отдельным крупным метакристаллам; 3) четкий литолого-стратиграфический контроль в размещении — преимущественное нахождение в «углистых» алевросланцах и отсутствие в породах, лишенных «углистого» вещества. Пиритизированные пласты и пачки пород прослеживаются на десятки и сотни километров; 4) простота минерального состава — макроскопически, кроме пирита, пирротина и арсенопирита (пирротин и арсенопирит обычно отмечают в незначительных количествах), другие сульфиды не устанавливаются; под микроскопом в пирите обнаруживаются халькопирит, галенит и сфалерит; 5) форма зерен, присутствующих в пирите сульфидов в виде пойкилитообразных, округлых выделений, приуроченных к реликтам вмещающих пород в пирите или к краям его кристаллов и к краевым частям выделений пирита, при полной независимости от трещин, пересекающих пирит; 6) отсутствие штриховки роста на границах кристаллов пирита, их кубическая форма при отсутствии более сложных кристаллографических форм; 7) приуроченность ос-

новой массы сульфидов к подошве пластов при независимости расположения от всех тектонических трещин; 8) присутствие в кристаллах и линзах пиритов включений осадочных пород, значительно слабее раскристаллизованных и, главное, не рассланцованных, в отличие от вмещающих толщ; 9) наиболее низкое и наиболее неравномерное содержание элементов-примесей в пирите по сравнению со всеми его последующими генетическими разностями (табл. 1), постоянное преобладание в пирите средних содержаний (по результатам высокочувствительных массовых количественных спектральных анализов) Ni над Co; 10) отсутствие околорудных изменений при наличии метаморфогенных оторочек («теней») давления вокруг кристаллов и линзовидных скоплений сульфидов; 11) пересечение и коррозия сульфидов всеми эпигенетическими минеральными образованиями, в том числе новообразованными разностями сульфидов, кварцевыми жилами и прожилками.

Золото в собственно осадочно-диагенетических сульфидах пробирными анализами, как правило, не фиксируется: в крайне редких случаях достигает десятых долей грамма на тонну. По результатам выполненных автором высокочувствительных спектрохимических и нейтронно-активационных анализов содержание его составляет 10—250, в среднем 66 мг/т, в одном случае (из 250 проб) — 2,4 г/т. Все это указывает, что хотя золото в осадочных пиритах присутствует в незначительных количествах, но тем не менее, в существенно более высоких концентрациях — в среднем примерно в 20—30 раз выше, чем во вмещающих породах. В последних, судя по выполненным анализам (более 5 тыс. проб), оно составляет 1,4—8 мг/т, обычно 2,5—5 мг/т, редко более. Очевидна избирательная приуроченность золота к пириту, проявленная в условиях диагенетического минералообразования. В гидротермально-осадочных и вулканогенно-осадочных пиритах концентрация золота может достигать еще более высоких значений 2—5 г/т и выше.

Раннеметаморфическая минерализация распространена среди осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, испытавших общий региональный метаморфизм и сопутствующие наиболее ранние метаморфогенно-метасоматические изменения, условно названные нами раннеметаморфическими. По классификации Я. Н. Белевцева и др. [1] эту минерализацию следует рассматривать как собственно метаморфогенную, автохтонную, возникшую в условиях весьма ограниченной миграции рудогенных компонентов, в том числе серы, мышьяка, золота, свинца, цинка, меди и других металлов. Источником этих компонентов явились сами метаморфизируемые породы непосредственно в местах развития минерализации. Поэтому она может иметь практическое значение лишь в породах, изначально обогащенных за счет осадочно-диагенетических, подводно-гидротермальных или вулканогенных процессов рудными компонентами.

В рудовмещающих углеродсодержащих метаалевросланцах и песчаниках многоэпиклинальных и краевых прогибов раннемета-

Содержание элементов-примесей в пиритах углеродсодержащих миеогосинклинальных толщ

Разновидности пирита, уровни развития оруденения в минерализованных зонах	Число проб (n)	Ni, %			Co, %			Ni	$\bar{X} \cdot 10^{-3}$ %				Ag, г/т	Au, г/т
		\bar{x}	$\lg \bar{x}$	$\sigma \lg \bar{x}$	\bar{x}	$\lg \bar{x}$	$\sigma \lg \bar{x}$		Co	As	Cu	Pb		
Осадочно-диагенетический	153	0,026	-1,50	0,28	0,012	-1,93	0,40	2,16	53	4	1	9	0,1—1	0,065, редко более
нижние горизонты	35	0,025	-1,53	0,34	0,008	-2,17	0,42	3,12	75				0,1—1	
средние горизонты	73	0,027	-1,48	0,25	0,016	-1,81	0,40	1,68	68					
верхние горизонты	45	0,025	-1,50	0,30	0,010	-1,95	0,40	2,50	38					
Раннеметаморфический	116	0,033	-1,49	0,23	0,030	-1,44	0,26	1,10	121	27	3	14	До 1—2	0,05—1
средние горизонты	80	0,033	-1,48	0,28	0,035	-1,46	0,31	0,94	130					
верхние горизонты	36	0,026	-1,50	0,12	0,023	-1,51	0,14	1,13	68					
Метаморфогенно-гидротермальный	457	0,048	-1,29	0,27	0,032	-1,50	0,30	1,50	182					
1. Дожильный														
а) прожилки и прожилкоподобные скопления														
кварц-пиритового состава	361	0,038	-1,37	0,29	0,029	-1,57	0,33	1,31	144	6	3	19	1—30	0,01—30—60
нижние горизонты	96	0,022	-1,58	0,26	0,030	-1,53	0,36	0,73						
средние горизонты	129	0,042	-1,34	0,32	0,039	-1,38	0,25	1,08	136					
верхние горизонты	136	0,046	-1,26	0,28	0,018	-1,77	0,40	2,56	151					
б) пирит-кварцевые прожилки	96	0,084	-0,97	0,20	0,045	-1,26	1,18	1,87	280	5	3	21	10—70	0,01—100 и более
средние горизонты	82	0,089	-0,95	0,21	0,050	-1,18	0,17	1,78	289					
верхние горизонты	14	0,062	-1,08	0,13	0,015	-1,73	0,23	4,13	250					
2. Жильный														
а) из кварцевых жил	105	0,047	-1,36	0,30	0,022	-1,72	0,21	2,14	144	2	1	7	10—70	несколько г/т
средние горизонты	29	0,081	-0,91	0,24	0,047	-1,15	0,13	1,72	220					
верхние горизонты	76	0,034	-1,53	0,33	0,013	-1,94	0,31	2,62	91					
б) из вмещающих пород	134	0,080	-1,05	0,28	0,036	-1,35	0,24	2,22	114					

Примечание. По степени регионального метаморфизма вмещающих пород указанные уровни развития оруденения соответствуют: нижние горизонты — биотит-хлоритовой зоне, средние — нижней подзоне хлорит-серпичитовой зоны и верхние — верхней подзоне этой зоны. Расстояние по вертикали между нижними и средними горизонтами достигает 450—500 м, между верхними и средними — 3 км.

морфическая сульфидная минерализация представлена мелкими линзочками и линзовидными прожилками пирротина, метакристаллами и прожилкоподобными скоплениями пирита или арсенопирита, редко — крупными линзовидными прожилками и линзами.

В зеленокаменных породах, помимо пирита, отмечаются повышенная вкрапленность и тонкие прерывистые прожилкоподобные выделения титаномагнетита, магнетита, железной слюдки (гематита) и иногда халькопирита. Под микроскопом наблюдаются сфалерит, галенит, пентландит, ильменит, платиноиды, лейкоксен, турмалин, флоренсит, апатит.

Метакристаллы пирита и арсенопирита имеют резко угнетенные формы роста и закономерно ориентированы относительно полойно-кливажных трещин [3]. Пересечение сульфидов кливажными трещинами отсутствует. В то же время все разновидности более поздних разрывов, связанных с заключительными этапами складчатого плана деформаций, пересекают, дробят и смещают отдельные кристаллы и скопления сульфидов. Это указывает на то, что развитие раннеметаморфических сульфидов произошло после кливажа, но до позднескладчатых разрывов, т. е. во время ранних метаморфогенно-метасоматических преобразований пород.

Состав элементов-примесей в этих сульфидах в качественном отношении такой же, как и в других генетических разностях. Однако, в отличие от осадочно-диагенетических сульфидов, концентрации примесей значительно выше, а по сравнению с последующими метаморфогенно-гидротермальными разностями, наоборот, ниже, за исключением меди (см. табл. 1). Содержание золота, как правило, незначительное (0,001—1 г/т), серебра 0,01—1 г/т.

Отношение Ni/Co в среднем равно 0,9—1,1, т. е. ниже, чем в осадочно-диагенетических пиритах; в последний оно изменяется от 1,7 до 3,3. Этот факт, очевидно, подтверждает метаморфогенную природу рассматриваемого пирита, т. е. образование его за счет осадочно-диагенетического пирита: при метаморфизме пиритов величина отношения в них Ni/Co всегда уменьшается. Это же подтверждается и характером распределений элементов-примесей. При общем повышении их средних содержаний (следствие дополнительного привноса) в основной массе проб раннеметаморфического пирита частные содержания несколько уменьшаются (следствие перекристаллизации) или остаются на прежнем уровне по сравнению с осадочным пиритом. Лучше всего это выражено для Ni и в меньшей мере для Co. Значительное увеличение содержания наблюдается лишь для As. Состав изотопов серы пирита типоморфен для осадочного пирита: содержание изотопа ^{32}S изменяется преимущественно от —5 до —10‰.

Приуроченность повышенных концентраций раннеметаморфических пиритов к тем же горизонтам, в которых отмечаются повышенные скопления осадочно-диагенетического пирита, также подтверждает определяющую роль осадочной серы в развитии этих сульфидов. На это указывают и полученные нами данные по распределению Co в пиритах: в раннеметаморфическом пирите он

имеет преимущественно нормальный закон распределения, в осадочном — подчиняется логнормальному закону.

Изменения осадочных толщ, приводящие к образованию ранне-метаморфических сульфидов, заключаются в общей слабовыраженной раскristаллизации песчано-глинистого материала с развитием серицита (по глинистому материалу), минералов группы эпидота, актинолита, хлорита (в том числе по кластогенным амфиболом, биотиту), альбита (по средним и основным плагиоклазам), кальцита, ильменита, рутила и флоренсита. Одновременно происходит регенерация и собирательная перекристаллизация обломочных зерен кварца, осадочных карбонатов и сульфидов с обособлением их в послонно-кливажных трещинах в виде мелких линзочек и микропрожилков. Зерна обломочных минералов приобретают вытянутые формы, параллельные сланцеватости, а пелитоморфные структуры пород сменяются реликтовыми или лепидобластовыми и лепидогранобластовыми. В зонах максимального рассланцевания развиваются маломощные (1—4 мм) кальцитовые и кварцево-кальцитовые прожилки с сульфидами (преимущественно пирротин и пиритом). Отмечаются, но редко, карбонатные, кварцево-карбонатные и кварцевые жилы и прожилки.

Минеральные изменения основных эффузивов выражаются в новообразовании актинолита, эпидота, хлорита, кальцита и в подчиненных количествах серицита. Часто отмечаются маломощные эпидотовые, кальцит-эпидотовые, кальцитовые и редко эпидот-кальцит-кварцевые микропрожилки. Плагиоклазы почти целиком альбитизированы, амфиболы — хлоритизированы.

Существенных изменений химического состава пород при этом не происходит. Намечается лишь весьма незначительное увеличение CO_2 и очень слабовыраженная тенденция к уменьшению SiO_2 (табл. 2). Содержание серы преимущественно сохраняется прежним, при повышенном развитии пирротина и пирита намечается ее слабовыраженный привнос. Содержания золота изменяются незначительно: от 2—8 в исходных породах до 2—15 мг/т в измененных, т. е. несколько увеличиваются. Карбонаты, сопровождающие раннеметаморфические сульфиды, в основной массе представляют собой результат перекристаллизации (с частичным незначительным переотложением) их осадочных разностей. При этом содержание Fe в них уменьшается, а Ca возрастает. Синхронно развиваются в заметных количествах хлорит, серицит и пирит. Поэтому по минеральному составу такие породы напоминают апосланцевые листвениты. Прежде всего это касается метаморфизованных алевролитов и сланцев, содержащих повышенное количество осадочно-диагенетических Mg—Fe карбонатов и пирита.

Состав раннеметаморфических карбонатов весьма разнообразен: от кальцита и магнезита до анкерита и сидерита. Чаще всего различные карбонаты присутствуют совместно даже в пределах одной разновидности пород. Однако количественные соотношения между ними определяются исходным составом толщ. В общем случае, чем более крупнозернистая порода, тем менее железисты

Химический состав углеродистых верхнепротерозойских миогеосинклинальных алевросланцев, в различной степени подверженных метаморфогенно-метасоматическим изменениям, %

Компоненты	Исходные регионально метаморфизованные неизмененные				Подверженные раниеметаморфическим изменениям				Метаморфогенно-гидротермальноизмененные					
	Отдельное рудное поле		В целом по району		Отдельное рудное поле		В целом по району		Слабо-измененные		Умеренно-измененные		Интенсивно измененные	
	n=23		n=36		n=62		n=74		n=19		n=16		n=44	
	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ
SiO ₂	62,61	4,19	63,42	4,80	61,86	3,70	61,82	4,21	62,53	2,34	61,65	4,22	56,21	5,67
TiO ₂	1,14	0,18	1,07	0,21	1,17	0,17	1,13	0,20	1,25	0,15	1,17	0,70	1,03	0,20
Al ₂ O ₃	17,55	1,35	17,59	1,49	17,60	1,26	17,63	1,73	17,42	0,91	18,09	0,97	16,98	3,36
Fe ₂ O ₃ +FeO	5,75	1,46	6,06	1,60	6,05	1,53	6,16	2,11	6,99	1,46	6,78	1,66	6,40	2,56
MnO	0,05	0,033	0,05	0,32	0,05	0,045	0,05	0,05	0,035	0,017	0,06	0,03	0,11	0,042
MgO	2,38	1,11	2,71	1,18	1,91	1,22	1,97	1,33	1,84	1,03	1,14	1,10	3,30	0,96
CaO	0,28	0,32	0,49	0,61	0,40	0,50	0,43	0,54	0,26	0,08	0,51	0,61	1,50	0,83
Na ₂ O	1,72	0,35	1,74	0,36	1,80	0,45	1,70	0,52	1,93	0,21	1,89	0,34	2,01	0,60
K ₂ O	2,96	0,36	3,02	0,53	3,20	0,46	3,16	0,58	3,10	0,23	3,22	0,17	2,94	0,71
P ₂ O ₅	0,10	0,045	0,10	0,045	0,12	0,07	0,11	0,07	0,11	0,021	0,13	0,12	0,12	0,04
П. п. п.	4,95		3,28		5,50		5,49		4,20		5,02		9,20	
Σ	99,49		99,53		99,62		99,65		99,67		99,66		99,80	
CO ₂	0,21	0,56	0,13	0,45	0,37	1,05	0,39	1,00	1,17	0,29	1,01	0,137	4,29	1,68
r _{MgO-CaO}	+0,46		+0,57		+0,56		+0,35		-0,31		+0,84		+0,31	
r _{K₂O-Na₂O}	+0,01		-0,01		-0,42		-0,29		-0,76		+0,23		+0,04	
r _{(FeO-Fe₂O₃)-CaO}	+0,69		+0,56		+0,45		+0,13		+0,38		+0,16		+0,02	

Химический состав раннеметаморфических карбонатов, %

Вещающие породы	Компоненты							
	MgO	CaO	MnO	FeO	CO ₂	P ₂ O ₅	Σ	MgCa
Филлитовидные темно-серые алевролиты хомолхинской свиты	21,40	1,36	0,94	31,45	44,63	0,13	99,91	1,76
Грубозернистые зелено-вато-серые алевролиты с хлоритом и пирротинном догалдынской свиты	19,45	18,0	0,57	17,27	43,98	0,35	99,62	1,08

и более известковисты развитые в ней карбонаты (табл. 3). Для песчаников характерны железистый доломит и анкерит ($No=1,675-1,725$; $Ne=1,510-1,530$), для алевролитов — анкериты ($No=1,730-1,740$; $Ne=1,525-1,540$), а для филлитов — сидериты ($No=1,850-1,870$; $Ne=1,620-1,630$) и сидероплезиты ($No=1,820-1,840$; $Ne=1,600-1,610$). Какие-либо признаки, свидетельствующие о кристаллизации карбонатов позже хлорита, эпидота и других названных метаморфических минералов, отсутствуют. В то же время поздний метаморфогенно-гидротермальный серицит, развивающийся в околожильно измененных зонах, замещает и рассекает как хлорит, так и эти карбонаты.

Повышенное развитие раннеметаморфической минерализации отмечается в регионально выраженных зонах позднекладчатого расланцевания, протяженность которых измеряется часто десятками и сотнями километров. По-существу, все центральные части миогеосинклинальных прогибов охвачены этими изменениями. Неизменные, точнее, очень слабо измененные породы сохранились на ограниченных участках, в наиболее слабо расланцованных и метаморфизованных породах. Таковыми обычно являются ядерные части синклинальных складок, осложняющие строение рудоносных синклинориев.

Переходы между измененными и неизменными породами, как и обычно при процессах метаморфизма, весьма постепенные и улавливаются на интервалах, измеряемых сотнями метров — километрами. Эти изменения трудно отделимы от общих преобразований осадочных толщ, обусловленных процессами регионального метаморфизма хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации. При общем почти повсеместном распространении усиленное развитие их наблюдается в линейных зонах повышенного расланцевания. Показательно, что в наиболее интенсивно расланцованных — центральных — частях этих зон и располагаются рудные тела с несколько более поздней метаморфогенно-гидротермальной золотоносной минерализацией. Следовательно, раннеметаморфиче-

ские метасоматические проявления и сопровождающие их сульфиды представляют собой внешние, краевые фации (внешний фон) метасоматических изменений, предшествовавших оруденению.

Касаясь наименования рассматриваемых метасоматитов, приводящих к образованию раннеметаморфической минерализации в углеродистых метаморфизованных толщах, отметим следующее. В настоящее время в геологической литературе выделяются два типа метасоматитов: околорудные изменения (собственно метасоматиты) и метасоматиты регионального распространения, тесно связанные с процессами регионального метаморфизма и обычно несколько предшествующие рудоотложению. Характеризуемые изменения в соответствии с этой классификацией более всего отвечают второму типу. Они осуществлялись под влиянием тех же метаморфических растворов, которые обеспечили и общий региональный метаморфизм пород. Однако, в отличие от обычных процессов регионального метаморфизма, которые охватывают относительно слабо рассланцованные и потому слабо проницаемые для растворов толщи, эти изменения развивались несколько позже — в регрессивный этап метаморфизма, наиболее интенсивно проявляясь в регионально выраженных зонах позднескладчатого рассланцевания. Последние можно оценивать как крупные дренирующие структуры по отношению к метаморфогенным растворам. Поступление в них метаморфических растворов (в существенной мере поровых) и отложение сульфидов было вызвано возникновением градиента давления в момент образования зон рассланцевания, т. е. более низким общим давлением в зонах по сравнению с окружающими породами. В результате этого в зонах рассланцевания и происходят метасоматические изменения типа сланцевых пропилитов, несколько более интенсивно проявленные, чем во вмещающих толщах.

Обращает на себя внимание значительное сходство данных изменений с процессами регионального метаморфизма вулканогенных и особенно вулканогенно-осадочных толщ. Характерны прежде всего изменения, развитые в вулканогенных толщах Южного Урала. Как и в углеродистых метаосадочных толщах, они приводят к образованию слабозолотоносной рассеянной вкрапленности и прожилков сульфидов, предшествующих основному оруденению и могут быть отнесены к формации пропилитов.

Метаморфогенно-гидротермальная минерализация имеет наибольшее практическое значение. В отличие от осадочно-диагенетической и раннеметаморфической, не приводящей, как правило, к формированию рудных концентраций, она образует промышленное оруденение. Представлена эта минерализация прожилками, прожилкоподобными скоплениями и рассеянной вкрапленностью сульфидов, магнизиально-железистых карбонатов и различными по составу жильными образованиями — кварцевыми, кварцево-карбонатными, кварцево-полевошпатовыми, кварцево-сульфидными, карбонатными и пр.

Форма минерализованных зон рассланцевания обычно пластообразная. Повышенная метаморфогенно-гидротермальная минерализация одновременно с ослаблением интенсивности рассланцевания постепенно затухает и через ореол редких прожилков и вкрапленников сменяется регионально метаморфизованными породами с раннеметаморфической минерализацией. В центральных частях таких зон раннеметаморфические сульфиды (как и осадочно-диагенетические) в значительной мере перекристаллизованы, частично переотложены и выделяются только при специальных тщательных исследованиях. Представлены они отдельными кристаллами пирита, как правило, резко угнетенной формы роста, образующими редкую рассеянную вкрапленность или входят в состав прожилков метаморфогенно-гидротермальных сульфидов. Последние их обрастают, реже слабо корродируют. Интересно, что в результате такого обрастания образуются крупные зональные, по-существу, полигенные кристаллы пирита нередко с кварцевой оторочкой внутри кристаллов, значительно выступающие во вмещающие породы за пределы прожилков. Зональное строение этих полигенных кристаллов особенно хорошо выражено в тех случаях, когда новообразованные наросты грани имеют разноориентированную штриховку роста.

Метаморфогенно-гидротермальные сульфиды содержатся в осадочно-метаморфических толщах и в метаморфизованных эффузивах обычно в небольших концентрациях (0,1—2%). Повышенные количества (до 3—8%) отмечаются (совместно с раннеметаморфическими сульфидами) в зонах тектонического рассланцевания. Такие зоны, где метаморфогенно-гидротермальные составляют 90—99% от общего количества сульфидов, как правило, имеют большие размеры и нередко повышенные содержания золота и урана (в многоэпиклиналиных прогибах), а также свинца, цинка и фтора (в краевых прогибах).

Соотношение раннеметаморфической и метаморфогенно-гидротермальной минерализаций в целом вполне отчетливое: раннеметаморфические сульфиды и карбонаты обрастают, метасоматически замещаются и пересекаются метаморфогенно-гидротермальными сульфидами, карбонатами и сопровождающими их минералами, в том числе серицитом, кварцем, кварцевыми жилами и прожилками. Раннеметаморфический пирротин при этом чаще всего диссоциирует и вместо него образуется пирит. Хлорит замещается серицитом, в больших количествах образуются метаморфогенно-гидротермальные магнезиально-железистые карбонаты.

Повышенное развитие раннеметаморфической и метаморфогенно-гидротермальной минерализации постоянно приурочено к одним и тем же регионально-протяженным зонам рассланцевания.

Основное отличие в закономерностях пространственного размещения раннеметаморфической и метаморфогенно-гидротермальной минерализации состоит в том, что первая проявлена в основном во внешних, периферических частях этих тектонических зон, а вторая (метаморфогенно-гидротермальная) — в центральных, на-

ибо более интенсивно рассланцованных и хорошо проницаемых для растворов, где метасоматические процессы выражены значительно сильнее и позже всего закончились. В связи с этим развитие рассматриваемых типов минерализации можно оценивать как проявление единой, но длительно эволюционно развивающейся метасоматической колонны, краевые части которой характеризуются раннеметаморфической, а внутренние — несколько более поздней — метаморфогенно-гидротермальной минерализацией. В этом отношении проявляется аналогия с околожильными инфильтрационно-диффузионными метасоматическими колонками, центральные (внутренние) зоны которых, как известно, судя по геологическим, экспериментальным и расчетно-теоретическим данным, завершают свое развитие несколько позже, чем передовые, периферические. Повышенные концентрации метаморфогенно-гидротермальных сульфидов, как и раннеметаморфических, локализуются преимущественно среди горизонтов «углистых» алевросланцев, содержащих вкрапленность и прожилки осадочно-диагенетических сульфидов.

Состав элементов-примесей, присутствующих в осадочных, раннеметаморфических и метаморфогенно-гидротермальных пиритах, в качественном отношении одинаков. Различия заключаются лишь в более высоком содержании элементов-примесей (следствие существенного привноса) в метаморфогенно-гидротермальных рудностях (см. табл. 1).

Интенсивность развития продуктивной золото-сульфидной минерализации различна — от слабой (сульфидов 0,5—1%) до интенсивной (сульфидов 5—7%, редко более). Форма золотосодержащих сульфидных зон линзовидная, пластообразная, близкая к пластообразной, сложная пластообразно-линзовидная при кулисообразном сочленении отдельных линз. Переход между минерализованными и неминерализованными породами постепенный, т. е. видимые границы развития оруденения отсутствуют. Контуры рудных тел устанавливаются только по данным секционного опробования, которое проводится для этих целей непрерывно по всем породам, содержащим вкрапленность или прожилки сульфидов. Обычная интенсивность сульфидной минерализации в пределах рудоносных участков 1—5 прожилков на 1 м мощности минерализованной зоны. Мощность прожилков изменяется от 1—2 мм до 1 см, в раздувах достигает 2—3, редко 5 см. Протяженность прожилков колеблется от нескольких сантиметров (линзовидные прожилки) до нескольких метров. Отдельные межпластовые прожилки, проходящие вдоль контакта пластов, прослеживаются на 30—50 м и более. Вкрапленная и прожилковая минерализация обычно имеет между собой постепенные переходы: повышенная вкрапленность мелких линз и кристаллов сульфидов по простиранию или падению минерализованных прослоев пород в результате увеличения частоты и размеров вкрапленников переходит в прожилкоподобные скопления или сульфидные прожилки массивной или вкрапленной текстуры. Характерны полосчатые и реликто-полосчатые текстуры прожилков за счет наличия параллельно ориентированных реликтов вмещающих сланцев и алевролитов. Типоморфны

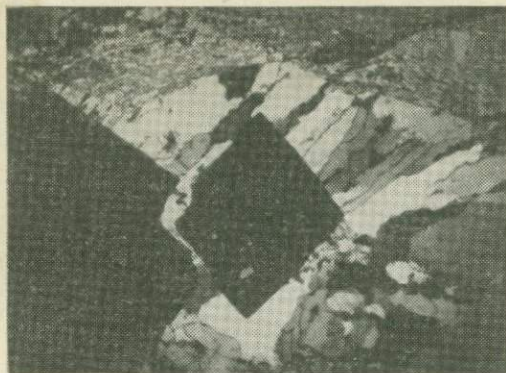


Рис. 4. Сегрегационные кварцевые оторочки давления вокруг кристаллов пирита, переходящие в кварцевые прожилки. Фото шлифа, увел. $10\times$, николи скрещены

также вкрапленные и вкрапленно - полосчатые текстуры. Друзовые, крустификационные, кокардовые и прочие текстуры, образующиеся в результате кристаллизации в открытых полостях, отсутствуют, либо встречаются, но очень редко, и то лишь в самых верхних горизонтах минерализованных зон. Метаколлоидные текстуры и структуры отмечаются и во многих случаях весьма широко распространены, однако характерны для осадочно-гидротер-

мальных и осадочно-диагенетических пиритов, а не для метаморфогенно-гидротермальных.

По условиям образования выделения сульфидов — типичные метакристаллы и переполнены включениями вмещающих пород, наблюдаемыми как под микроскопом, так и визуальнó. Форма сульфидных скоплений и прожилков весьма разнообразна — от правильных линз и послойных выдержанных по мощности прожилков до сложноветвящихся прожилков, слагающих штокверки различных размеров. В интенсивно складчатых комплексах часто отмечаются прожилки птигматитообразной формы с отходящими секущими и послойно-секущими апофизами. По отношению к слоистости пород прожилки могут быть строго послойными, послойными по простиранию, но секущими по падению и секущими по простиранию и падению.

По минеральному составу прожилки и вкрапленники подразделяются на сульфидные (кварца не более 5%), кварцево-сульфидные (кварца до 50%), сульфидно-кварцевые (кварца более 50%) и кварцевые (сульфидов менее 5%). Аналогичным образом выделяют карбонатно-сульфидные и сульфидно-карбонатные скопления. Интересно при этом поведение кварца и карбонатов в процессе рудообразования. Кварц в основном кристаллизуется не раньше сульфидов, как это типично для магматогенно-гидротермальных прожилков и линз, а наоборот, позже. Он в виде так называемых теней и оторочек давления, типоморфных для метаморфогенных процессов, окружает кристаллы и агрегатные скопления сульфидов, обрастает их и, постепенно разрастаясь, переходит в кварцевые прожилки (рис. 4). Под микроскопом выделения кварца имеют характерное волокнисто-шестоватое строение, свойственное метаморфогенно-секреционным образованиям. Кристаллы кварца ориентированы длинными осями перпендикулярно граням зе-

рен сульфидов. Кристаллизация их происходила в условиях стресса в соответствии с известным принципом Рикке, согласно которому в участках повышенного давления (в данном случае на контакте с гранями сульфидов, ориентированных перпендикулярно к направлению максимального сжатия), происходит растворение кварца, а в местах пониженного давления (в затененных участках по бокам зерен сульфидов) его отложение. В результате этого выделения кварца вокруг метавкрапленников сульфидов вытянуты параллельно сланцеватости и чаще всего отмечаются только по их краям. Поэтому в кварцево-сульфидных прожилках и линзах сульфиды занимают центральную часть, а кварц — краевую. Образуются довольно часто встречающиеся симметрично-зональные пирито-кварцевые, арсенипирито-кварцевые и сульфидно-кварцевые прожилки. По внешнему виду они очень похожи на обычные постмагматические гидротермальные образования, в которых сульфиды, кристаллизуясь одними из последних в позднещелочную стадию («поздние» сульфиды по [30]), выполняют промежутки между кристаллами кварца. Однако в данном случае основная масса сульфидов кристаллизовалась не позже, а раньше кварца, т. е. является метаморфогенной. На это указывают: 1) постоянное присутствие в кристаллах сульфидов крупных, наблюдаемых визуальными реликтов вмещающих пород, сохраняющих первичную ориентировку сланцеватости при одновременном отсутствии в сульфидных реликтов кварца; 2) рост шестоватых кристаллов кварца в направлении от граней кристаллов сульфидов; 3) пересечение и слабая коррозия сульфидов кварцем.

В отдельных сульфидно-кварцевых прожилках иногда отмечаются сульфиды, более поздние, чем кварц. Они в виде мелких кристаллов нарастают на гранях кристаллов кварца, но встречаются крайне редко и, главное, в количественном отношении уступают докварцевым сульфидам. Состав элементов-примесей практически одинаковый с примесями, присутствующими в более раннем пирите, а содержание их несколько ниже. Так, в пирито-кварцевых прожилках ранний и поздний пириты по данным 66 проб соответственно содержат (%): As 0,28 и 0,18; Co 0,054 и 0,052; Ni 0,092 и 0,085. Очевидно, образование позднего пирита происходило преимущественно за счет перекристаллизации раннего. Об этом свидетельствуют и постепенные переходы последнего в первый.

Магнезиально-железистые карбонаты, ассоциирующие с сульфидами, в отличие от кварца, в основной массе кристаллизуются раньше сульфидов. Последние их отчетливо метасоматически замещают совместно с кварцем, что хорошо наблюдается визуальным и под микроскопом. Более того, часто устанавливается избирательное развитие сульфидов, прежде всего четко выраженное на примере пирита, по магнезиально-железистым карбонатам.

От них в зернах сульфидов сохраняются лишь отдельные реликтовые включения, имеющие такую же оптическую ориентировку, что и окружающие зерна карбонатов. Это обстоятельство, как

и наблюдаемые визуальные пересечения и коррозия карбонатов сульфидами, и позволяют уверенно судить о их кристаллизации позже карбонатов.

Карбонаты в жилах, кристаллизующиеся позже кварца и отвечающие позднещелочному этапу минералообразования, весьма слабо развиты и сложены кальцитом. Постсульфидные магнизиально-железистые карбонаты практически отсутствуют, а если и отмечаются в кварцевых жилах, то в очень ограниченных количествах. В этом состоит одна из отличительных особенностей метаморфогенно-гидротермального минералообразования: в магматогенно-гидротермальных процессах поздние (постсульфидные) карбонаты, наоборот, развиты, как правило, в повышенных количествах.

Золотоносность метаморфогенно-гидротермальных сульфидов изучена слабо, на нее не существует общепринятого мнения. Все прежние исследователи, рассматривающие эти сульфиды как постмагматические, пришли к выводу, что золото совместно с серой было вынесено из гранитной магмы и отлагалось совместно с поздней разностью сульфидов — мелкокристаллическим золотоносным пиритом, кристаллизовавшимся позже кварцевых жил. Такие представления развивали С. Д. Шер, Н. В. Петровская, Ю. П. Казакевич и многие другие геологи. Исходя из этого считается, что содержание золота в сульфидизированных породах определяется количеством этого «золотоносного» пирита.

В наших исследованиях уделялось особое внимание выяснению связи золота с сульфидами. Во всех случаях опробование проводилось секционнo с определением интенсивности и состава сульфидной минерализации. Всего отобрано 4600 секционных проб, использовано также более 15000 анализов других геологов. Кроме того, отобрано более 400 мономинеральных проб из различных морфологических и генетических разновидностей сульфидов. С целью изучения тонкодисперсного золота, сингенетичного с сульфидами, было приготовлено 69 «обеззолоченных» мономинеральных проб из различных разновидностей пирита и пирротина, из которых с помощью амальгамации и бинокулярной лупы было удалено свободное золото и затем проанализирован оставшийся сульфидный концентрат. При документации горных выработок и скважин содержание сульфидов выражалось в процентах, что дало возможность построить многочисленные графики зависимости содержания золота от количества сульфидов по мощности, простиранию и падению рудных тел. Анализ этого материала, подкрепленный наблюдениями под микроскопом, позволил установить следующее.

1. Метаморфогенно-гидротермальные сульфиды значительно (в 10—100 раз) более золотоносны по сравнению с раннеметаморфическими, причем золотоносность их возрастает по мере развития процесса минералообразования и увеличения содержания кварца в сульфидных агрегатах: самые низкие содержания характерны преимущественно для сульфидных прожилков и линз (пиритовых,

пирротиновых и арсенопиритовых), практически лишенных кварца и образующихся в самые ранние этапы минералообразования, и самые высокие — для кварцевых, пирито-кварцевых, арсенопирит-кварцевых и галенит-сфалерит-пирито-кварцевых прожилков, линзовидных скоплений и вкрапленников, завершающих минералообразование. Кварцево-сульфидные линзы, прожилки и линзовидные скопления, занимающие переходное положение по времени образования и количеству кварца между собственно сульфидными и сульфидно-кварцевыми прожилками, являются переходными и по золотоносности. Однако следует иметь в виду, что это лишь общая, «генерализованная» закономерность, которая не всегда строго выдерживается из-за влияния различных осложняющих факторов, прежде всего геолого-структурного положения рассматриваемого рудопоявления, состава пород, степени их расщепления и метаморфизма. Отмечаются случаи, когда пирит-пирротиновые и пиритовые прожилки, практически лишенные кварца, содержат значительно более высокие (промышленные) концентрации золота по сравнению с пирито-кварцевыми прожилками соседних участков. В сульфидных прожилках и линзах, в том числе кварцевых и сульфидно-кварцевых, золото присутствует далеко не всегда, хотя и во много раз чаще по сравнению с боковыми породами, содержащими рассеянную вкрапленность метакристаллов сульфидов.

2. Зависимость между содержанием сульфидов и золота существенно различна для вышеперечисленных разновидностей сульфидов. В пределах слабо золотоносных зон, сложенных наиболее ранними разновидностями сульфидов — линзовидными и прожилкоподобными скоплениями пирита, почти не содержащими кварца или с незначительной примесью его (преимущественно нижние структурные горизонты), — корреляционная связь между золотом и сульфидами отсутствует ($r=0,03-0,09$), если оценивать всю зону в целом. Различные породы, в том числе умеренно углистые филлиты и алевролиты, с одинаковым составом и количеством одних и тех же сульфидов могут иметь совершенно различное содержание золота. И, наоборот, близкие содержания золота могут быть в породах, в различной степени минерализованных «золотоносными» сульфидами. Золото встречается как в сульфидных прожилках и вкрапленниках, так и (в меньшей мере) в филлитах, лишенных сульфидов.

В то же время в пределах обогащенных золотом участков таких зон, контролирующихся изгибами складчатых структур, золото концентрируется преимущественно в сульфидных прожилках и вкрапленниках (r между содержанием золота и сульфидов $0,1-0,3$). В явно подчиненных количествах Au содержится во вмещающих филлитах, лишенных сульфидов.

В сульфидных зонах с преобладающей кварцево-пиритовой и особенно пирито-кварцевой минерализацией (средние и верхние структурные горизонты) связь между содержанием сульфидов и Au имеет значительно лучше выраженную положительную корре-

ляционную зависимость ($r=0,4\div 0,7$ и более). Правда, иногда бывают отдельные, частные отклонения, но они не являются определяющими. Участки зон, наиболее насыщенные сульфидными образованиями, прежде всего пирито-кварцевого состава, как правило, наиболее золотоносны. При этом основная масса Au связана с прожилковыми скоплениями сульфидов; рассеянная вкрапленность метакристаллов пирита различной формы сопровождается небольшим содержанием золота (1—2 г/т).

3. Наблюдения под микроскопом показали, что в сульфидных и кварцево-сульфидных прожилках золото, как правило, располагается по трещинкам в сульфидах — в пирите, пирротине, халькопирите, галените, сфалерите — в ассоциации с незначительным количеством мелкозернистого лъдистого кварца и кальцита. Несколько реже Au выполняет промежутки между зернами сульфидов, как бы их обволакивая. Редко золото присутствует в сульфидах в виде мелких округлых сингенетичных выделений. Тонкодисперсное золото практически отсутствует. Обычный размер золотинок: 0,001—0,01 мм (10—15%); 0,01—0,5 и 0,5—1 мм (30—40%); более 1 до 2,5—5 мм и более (около 10%). Форма золотинок преимущественно губчато-пористая и тонкопластинчатая, с многочисленными углублениями и отверстиями кубической и разнообразной формы. В виде единичных находок встречаются губчато-пористые и тонкопластинчатые золотины, которые измеряют несколькими сантиметрами, располагаются в углеродистых сланцах по плоскостям сланцеватости. Такие золотины не всегда сопровождаются сульфидами и новообразованным кварцем, хотя и отмечаются только в пределах сульфидизированных зон.

Золото, присутствующее в пирито-кварцевых прожилках, преимущественно мельче: золотинок менее 0,05 мм около 15%, 0,05—0,1 мм 80% и 0,1—1 мм 5—6%. Характерно также, что оно во времени более тесно связано с сульфидами: помимо мелких секущих выделений в последних по микротрещинам, существенная часть его располагается в пирите и арсенопирите в виде округлых, каплевидных выделений, вне какой-либо связи с секущими трещинами. Это золото, очевидно, сингенетично сульфидам и кристаллизовалось близодновременно с ними. Оно постоянно в существенных количествах содержится в сульфидном концентрате, в том числе и в том, из которого удалены амальгамацией и под бинокулярной лупой все наблюдающиеся золотины.

Аналогичным образом, в зависимости от состава прожилков, меняется пробность и форма выделений золота. Если в сульфидных и кварцево-сульфидных прожилках золотины преимущественно низкопробные (проба 770—820), губчато-пластинчатые и ноздревато-пластинчатые, то в пирито-кварцевых прожилках — они более изометричные и округлые (проба 820—850 и выше). Пластинчатые золотины встречаются значительно реже. Характерно также, что золото в пиритовом концентрате из пиритово-кварцевых прожилков и в пирито-кварцевых прожилках содержится почти постоянно не менее 2—10 г/т, обычно 40—300 г/т и более. В пирите

же из пиритовых и кварцево-пиритовых прожилков и в самих прожилках оно в 40—50% проб вообще не содержится, точнее, присутствует в количествах ниже чувствительности пробирного анализа; около 35% показывают содержания «следы» — 2 г/т; около 10% — 2—10 г/т; лишь 10—15% проб имеют более высокие содержания (до 30—65 г/т). Аналогичны содержания золота в пирит-пирротиновых и пирротиновых прожилках.

Анализируя эти данные, очевидно, можно заключить, что в сульфидных и кварцево-сульфидных прожилках золото кристаллизовалось позже сульфидов. На это указывает, в частности, наличие золотин в сульфидах по трещинкам и отсутствие корреляционной связи между содержаниями золота и сульфидов в таких прожилках. Однако разрыв во времени между кристаллизацией сульфидов и золота не был значительным, а золото и сульфиды не являются типичными разностадийными, тем более разноэтапными образованиями и кристаллизовались близодновременно. Поэтому они имеют тесную структурную и пространственную связь. Об этом свидетельствуют: 1) отмеченная выше парагенетическая ассоциация золота с данными сульфидами — за пределами зон развития сульфидов существенные концентрации золота не встречаются; 2) наличие прямой корреляционной связи между содержанием Au и сульфидов в пределах обогащенных золотом участков; 3) присутствие, хотя и в ограниченных количествах, в сульфидах сингенетичного золота. Наблюдающееся некоторое пространственное обособление повышенных концентраций сульфидов и золота вызвано отсутствием полной унаследованности внутриминерализованных подвижек и приоткрываний, сопровождающих образование этих видов минерализации. Места изгибов складчатых структур, к которым приурочены повышенные концентрации золота, как наиболее анизотропные и напряженные участки, позже всего утратили тектоническую мобильность. В связи с этим золото, кристаллизуясь одним из последних, естественно, наиболее охотно приурочивалось к ним.

При образовании сульфидно-кварцевых прожилков разрыв во времени между кристаллизацией сульфидов и золота еще более сократился. Сульфиды и золото кристаллизовались уже практически одновременно, лишь с небольшим отставанием золота по отношению к сульфидам, обычно наблюдаемым в золоторудных месторождениях. Размеры золотин стали более мелкими, а пробность золота возросла. Более тесно золото ассоциирует с кварцем.

Таким образом, устанавливается изменение формы и размеров самородного золота, его пробности и характера связи с сульфидами в зависимости от состава и времени образования последних.

Кварцево-жильная минерализация

Особенности размещения. Метаморфогенные жилы и сопутствующие им прожилки распространены весьма широко в метаморфических комплексах различного состава, возраста и степени

метаморфизма. Жилы различаются по размерам, форме и соотношению со слоистостью вмещающих пород. Они могут быть короткими, линзовидными и протяженными пластообразными, строго согласными со слоистостью пород либо секущими последние одновременно по падению и простиранию, или только по простиранию и только по падению; седловидными, развитыми в ядерных частях складок, преимущественно антиклинальных, и сложноветвящимися, сетчатыми, переходящими в штокверковые зоны, рассекающими породы в различных направлениях вдоль зон расщеливания и дробления; выдержанной мощности с параллельными контактами и сложнислоцированными птигматитообразной формы, с крупными сложной формы раздувами, многочисленными пережимами и послойно-секущими апофизами и ответвлениями. Жилы могут быть одиночными, либо сближенными, образуя протяженные жильные зоны. В практическом отношении основной интерес представляют жильные зоны. Отдельные одиночные жилы разрабатываются редко.

Характерная типоморфная особенность рудоносных метаморфогенно-гидротермальных жил — преимущественно сложнислоцированная форма при значительной протяженности отдельных жил и особенно жильных зон. Протяженность последних может достигать десятков — сотен километров, мощность — десятков — сотен метров. Среди кварцевых жил и зон метаморфогенно-гидротермального типа отмечены самые крупные по размерам и протяженности тела. Другие генетические типы жил не имеют таких крупных размеров. Так, например, главное жилообразное тело золоторудного месторождения Морру-Велью в Бразилии, имеющее форму седловидной пластообразной залежи, прослежено по простиранию на 4,8 км, по падению почти на 5 км и по вертикали более чем на 2,6 км. Максимальная мощность рудного тела превышает 13,7 м, а ширина в среднем составляет 167 м. Угол погружения постепенно уменьшается от 45° в верхней части до 15° — в нижней. Эта единая рудная лента отработана на длину примерно 4,8 км. Рудник «Морру-Велью», эксплуатирующий эту залежь, — один из самых крупных, глубоких и богатых золотом.

Главная жила Чемпион золоторудного месторождения Колар в Индии прослежена до глубины более 3,1 км и по простиранию более чем на 8 км при средней мощности 0,9 м. В пределах дхарварского сланцевого пояса Колар, кроме жилы Чемпион, выявлено еще 14 основных жил, вернее, систем жил. Располагаясь параллельно друг другу, они образуют зону протяженностью около 16 км. Расстояние между отдельными жилами 60—80 м. На Гадагском месторождении Индии, также расположенном в поясе докембрийских дхарварских сланцев, главная жильная система Калубийаткатти—Сангли протягивается на 13 км. Расстояние между отдельными жилами составляет 1,5—2 м, мощность жил 0,6—0,9 м. Жила Восточная этого месторождения при мощности 0,3—0,9 м прослежена на 2,4 км. В соседнем золоторудном поясе Рамагири главная кварцево-жильная зона прослежена более чем на

13 км. Все эти жилы и жильные зоны Индии имеют меридиональное направление, т. е. располагаются параллельно друг другу.

Золотоносный пояс Саутерн Кросс-Булфинч в Австралии протяженностью около 100 км состоит из серии месторождений, представленных кварцевыми жилами и прожилками в сульфидизированных зеленокаменных породах и зеленокаменных породах и железистых кварцитах. На соседнем месторождении Леонора отдельные золотоносные кварцевые жилы прослежены по склонению на 1700 м и обрабатывались до глубины 1000 м [36].

В Зимбабве (Африка) золотоносные жилы обрабатывались до глубины 1,5 км. На Канадском щите жилы месторождения Керкленд-Лейк прослежены до глубины 2,1 км, а на Мак-Интри — до 1650 м. Подобная значительная протяженность жил и особенно жильных зон метаморфогенного генезиса устанавливается и в других регионах, в том числе сложенных как докембрийскими, так и более молодыми палеозойскими и мезозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами.

Отмечается большая протяженность системы межпластовых кварцевых жил стратиформного типа, прослеживающихся практически непрерывно строго согласно с напластованием складчатых толщ на 10—30 км и более. Выделяются целые стратиграфические горизонты жил, контролируемых в размещении пластами и пачками пород, благоприятных в физико-механическом и химическом отношениях. Примечательно, что в роли локализаторов кварцевожильной минерализации стратиформного типа часто выступают слаборазличимые стратиграфические несогласия, особенно со следами незначительных подводных размывов и мутьевых потоков. Таким в одном из рудоносных миогеосинклинальных прогибов явился контакт нижнепермских и каменноугольных песчано-сланцевых толщ, фиксирующийся маломощными прослоями линз конгломератовидных песчаников и внутрипластовыми конглобрекциями в основании нижнепермских отложений. Кварцевые послейноседловидные жилы, приуроченные к этому контакту, прослежены более чем на 30 км по простирацию пород. Залегают они согласно со слоистостью пород, но во многих случаях от основных пластовых жил отходят секущие апофизы, кварц которых и минерализация не отличаются от пластовых. Поиски таких жил успешно проводятся картированием и прослеживанием этого стратиграфического контакта. Жилы невыдержанной мощности: в ядерных частях складок раздуваются до 2—3, редко до 5—8 м, в крыльях могут сокращаться до 10—20 см и тонких соединительных проводников.

Локализаторами рудоносных кварцевых жил часто выступают также горизонты и пачки углеродсодержащих алевросланцев, особенно переслаивающихся с более грубозернистыми породами — песчаниками и алевролитами — и обогащенных осадочными сульфидами либо магнезиально-железистыми карбонатами. Горизонты таких благоприятных пород нередко интенсивно дислоцированы в сжатые складки, форма которых повторяется рудоносными квар-

цевыми жилами и прожилками. Выделение, детальное картирование и изучение таких рудолокализирующих горизонтов — первостепенная задача при поисках и оценке рудоносных кварцевых жил.

В пределах благоприятных литокомплексов и пачек жилы обычно группируются по несколько штук друг над другом, но рудоносными из них являются не все, а, как правило, две—пять, не более. При повторении в разрезе благоприятных пород создается несколько этажей продуктивных жил. Эти этажи могут повторяться в соответствии с общей ритмичностью и расслоенностью рудовмещающих толщ. Однако продуктивными, как правило, являются не все этажи (горизонты), а один—два, редко более. Во всяком случае, выделяется обычно какой-то один, наиболее оптимальный уровень, выше и особенно ниже которого число и рудоносность жил уменьшаются. Выделение этого наиболее оптимального литолого-структурного уровня — довольно трудная и на первых порах не всегда выполнимая задача. Для ее разрешения необходимо детальное изучение рудоносности жил на статистической основе на всем протяжении стратиграфического разреза в различных литокомплексах. Для этого, если рельеф слабо расчленен, требуется, естественно, большое число глубоких скважин и подземных горных выработок, а также представительное число данных опробования.

Минеральный состав жил. Помимо собственно кварцевых жил, широко представлены кварцево-полевошпатовые, полевошпатовые (микроклиновые, плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые), карбонатные, кварцево-карбонатные, кварцево-шеелитовые, кварцево-сульфидные, кварцево-кальцит-эпидотовые и пр.

Часто встречаются кварцевые и кварцево-карбонатные жилы и прожилки с небольшим количеством сульфидов и других сопутствующих минералов. Среди сульфидов наиболее типоморфен пирит, несколько реже отмечаются арсенопирит и, особенно, пирротин. В соответствии с этим в зависимости от того, какой сульфид главный, выделяют кварцево-пиритовый, кварцево-пирит-арсенопиритовый, кварцево-арсенопиритовый и кварцево-пирит-пирротинный минеральные типы рудоносных жил. Эти минеральные типы, или, как их часто именуют, рудные формации являются основными для метаморфогенно-гидротермальных золотоносных жил. Галенит, сфалерит, халькопирит присутствуют, как правило, в резко подчиненных или вообще в очень незначительных количествах и визуально наблюдаются редко. Блеклые руды, за очень редким исключением, вообще отсутствуют. Для кварцевых жил, развитых в древних докембрийских трогообразных прогибах и зеленокаменных поясах, содержащих метаморфизованные интрузивы и вулканы основного состава, дополнительно характерны теллуриды, типоморфны также магнетит и ильменит. Из нерудных минералов в таких жилах обычно присутствуют анкерит, кальцит, эпидот, альбит, хлорит.

Устанавливается и эволюционная направленность изменения состава жил в зависимости от их возрастного положения.

В древних золотоносных жилах, развитых в палеопротозойских структурах, представленных зеленокаменными поясами, часто наблюдается повышенное содержание пирротина и турмалина (шерла), отсутствующих обычно в метаморфогенно-гидротермальных жилах более молодых возрастов. Устанавливается одновременно широкое развитие пирита, особенно в боковых измененных породах. Арсенопирит встречается, но не является главным среди сульфидов, нередко он вообще отсутствует. Рудные тела, которые характеризуются его повышенным содержанием, невелики по запасам. В более молодых золотоносных провинциях, прежде всего в палеозойских, мезозойских и в отдельных позднекембрийских, арсенопирит играет основную роль. Особенно характерен арсенопирит для миогеосинклинальных прогибов Якутии, Приамурья, Дальнего Востока и Средней Азии, сложенных мощными терригенными углеродсодержащими алевросланцевыми толщами палеозоя и мезозоя. Пирит, если и развит в значительных количествах, то приурочен к горизонтам зеленокаменных пород основного состава, обогащенных серой, либо к пачкам углеродистых тонкозернистых алевросланцев и филлитов, содержащих повышенные концентрации осадочно-диагенетического пирита. Отмечается наличие в таких толщах проявлений подводно-вулканической деятельности в виде примеси пеплового и туфогенного материала, а также горизонтов метакремней осадочно-гидротермального генезиса.

Эти подводно-вулканогенные образования еще только начинают привлекать к себе внимание, выявляются с большим трудом из-за наложенных процессов метаморфизма, приводящих к почти полной раскристаллизации пеплового и туфогенного материала, но, что весьма интересно, при детальных исследованиях во все возрастающих количествах обнаруживаются в различных регионах среди осадочных пород, считавшихся ранее классическими терригенными, в том числе среди углеродсодержащих толщ миогеосинклиналей [4]. Важно отметить, что известные месторождения золота вулканогенно-осадочного генезиса представлены интенсивной вкрапленностью и прожилками арсенопирита в осадочных породах кремнисто-углеродистой формации. Современные продукты вулканической деятельности, в том числе подводные золотоносные метакремни, характеризуются высоким содержанием мышьяка и золота. Наиболее высокие содержания мышьяка отмечены в пиритах вулканогенного генезиса, причем связанных с вулканитами кислого состава.

Выполненное автором изучение пиритов из магматических пород основного и ультраосновного состава различных регионов, в том числе из даек лампрофиров и основных эффузивов Патомского нагорья и кимберлитов Сибирской платформы, показало практически полное отсутствие в них мышьяка. В то же время пириты, отобранные из осадочных образований, в том числе из глинистых пород, каменноугольных пластов, песчаников, известняков и алевролитов различных возрастов, постоянно содержат мышьяк. Мышьяк постоянно отмечается также в пиритах, отобранных из

кислых магматических пород, в том числе из гранитов, гранодиоритов и эффузивов.

Все это свидетельствует о том, что источником мышьяка послужили скорее всего вулканогенные процессы, сопровождающиеся контрастным, прежде всего кислым магматизмом, и вмещающие осадочные толщи, в которых он концентрировался при осадконакоплении.

Содержание сульфидов в жилах и сопровождающих их прожилках обычно незначительное (0,5—3% и менее), редко возрастает на отдельных участках (при повышенной железистости вмещающих пород или высоком насыщении их осадочно-диагенетическими сульфидами) до 5—10%. Наиболее золотоносны чаще всего те жилы, в которых содержание сульфидов 1—3%, т. е. сульфиды фиксируются в умеренных для данного генетического типа образований количествах. Особенно благоприятны жилы, в которых сульфиды представлены тонкой рассеянной вкрапленностью и мелкими ветвящимися прожилкоподобными выделениями, которые находятся в основной массе кварца. Такие сульфиды тесно связаны с кварцем и кристаллизуются практически одновременно с ним. Кварц в этих случаях обычно имеет явные признаки метаколлоидных структур, т. е. выпадение SiO_2 из рудообразующих растворов происходило весьма быстро с образованием гелей кремнезема. Наиболее благоприятны при этом следующие ассоциации сульфидов: 1) пирит мелкокристаллический пентагон-додикаэдрического или кубического габитуса \pm арсенопирит; 2) пирит + галенит \pm арсенопирит; 3) пирит + галенит + блеклые руды \pm халькопирит \pm сфалерит \pm арсенопирит; 4) арсенопирит + галенит \pm блеклые руды. Такие сульфиды, как халькопирит и сфалерит, при одинаковой золотоносности жил могут иметь совершенно различное содержание, хотя в целом наличие их следует рассматривать как благоприятный косвенный показатель золотоносности. В этом отношении наиболее информативные — пирит и галенит. Однако бывают случаи, когда и эти минералы присутствуют, но золото в жилах не содержится.

Таким образом, основываясь на многочисленных эмпирических данных, можно заключить, что наличие сульфидов в жилах является обязательным, но не единственным показателем их повышенной рудоносности. Те кварцевые и кварцево-карбонатные жилы, в которых сульфиды вообще отсутствуют либо отмечаются, но лишь в виде единичных очень редких зерен, обычно не золотоносны или содержат золото в незначительных количествах. Характерно также, что в таких жилах золото распределено менее равномерно, концентрируясь в отдельных гнездовидных скоплениях и небольших рудных столбах. Оно в этих жилах наиболее высокопробное и крупное.

Прямой корреляционной зависимости между содержанием сульфидов и золота в жилах не устанавливается. Проба золота чаще всего высокая (850—950), иногда возрастает до 990. При прочих равных условиях она находится в обратной зависимости от количества сульфидов в жилах, и при повышенном содержании послед-

них может понижаться до 800—750. Понижение пробности золота отмечается, но очень слабо, и по мере уменьшения глубины минералообразования одновременно с некоторым возрастанием его общего содержания. Содержание серебра низкое. Основные концентраты его — галенит и блеклые руды. Отношение золота к серебру преимущественно больше единицы. Самородное серебро отмечается крайне редко, и то только на самых верхних горизонтах рудных тел.

Помимо вышеотмеченных, другие сульфиды в золотоносных метаморфогенно-гидротермальных жилах практически отсутствуют. Прежде всего это касается антимонита и висмутина. Иногда эти сульфиды отмечаются в кварцевых жилах, которые по совокупности признаков следует относить к метаморфогенно-гидротермальным, однако детальные наблюдения показывают, что данные сульфиды являются чуждыми, наложенными образованиями, не связанными с метаморфогенным процессом. Так, например, высокое содержание антимонита отмечено на месторождении Уилуна (Австралия), расположенном среди так называемой древней зеленокаменной серии. Это месторождение С. Д. Шером [36] и рядом других исследователей считается в генетическом отношении аналогом Калгурли и Кулгарди, которые есть все основания относить к метаморфогенно-гидротермальным. Однако, как видно из приведенных данных [36], оно резко отличается и имеет ряд особенностей, совершенно чуждых метаморфогенно-гидротермальным образованиям. Прежде всего обращает на себя внимание тот факт, что рудные линзы сложены халцедоном, к которому и приурочен антимонит. В метаморфогенно-гидротермальных образованиях халцедон, естественно, не встречается. Золото в рудах очень мелкое, выделяется в кварце и в сульфидах в виде частиц размером 0,003—0,005 мм. В метаморфогенных же жилах золото значительно крупнее, самородки в них — обычное явление. Рудовмещающие эффузивы древней зеленокаменной серии прорваны гранитами и долевритовыми силлами «молодой зеленокаменной серии». С этими магматическими производными пространственно и во времени тесно ассоциирует оруденение.

На некоторых типичных метаморфогенно-гидротермальных месторождениях отмечается повышенное развитие висмутовой, сурьмяной и золото-серебряной минерализации, характеризующейся часто высокими содержаниями золота и особенно серебра. Однако во всех случаях эта минерализация явно наложена, как устанавливается при детальном анализе фактических данных, на более древнюю метаморфогенно-гидротермальную. Она контролируется другими структурами и связана с наложенными процессами тектоно-магматической активизации. Ее формирование отделено от метаморфогенной внедрением интрузивных магматических пород и генетически тесно связано с последними. Такие месторождения следует рассматривать как полигенные. Помимо золота, они характерны для многих других полезных ископаемых, особенно для полиметаллов и урана. Из последних важное значение имеют, в ча-

Химический состав апатита из золотоносных кварцевых жил (%), развитых в черносланцевых алевросланцевых толщах

Компоненты	Проба 1	Проба 2
SiO ₂	Не обн.	0,60
CaO	54,26	54,82
CO ₂	0,78	0,28
H ₂ O ⁺	0,66	0,42
P ₂ O ₅	42,46	42,50
F	2,00	2,20
Cl	Не обн.	Не обн.
Сумма	100,16	100,82
—O ₂ =F	0,84	0,92
Сумма	99,32	99,90

стности, урановые и золото-урановые месторождения рудного района Аллигейтор Риверс Северной Австралии, описанные Н. П. Лавровым и В. Л. Барсуковым [19].

Нерудные минералы, присутствующие в золотоносных кварцевых жилах, довольно разнообразны. Прежде всего это турмалин и апатит. Характерна ассоциация турмалина с пирротинном, а во многих случаях с магнезиально-железистыми карбонатами.

Турмалин широко распространен в кварцевых жилах и залежах древних протозойских зеленокаменных поясов, развитых на Индийском, Африканском, Австралийском и Канадском щитах. К турмалинсодержащему типу золотокварцевых жил относятся многие крупнейшие докембрийские зарубежные месторождения, в том числе Колар в Индии, Морру-Велью, Пассажем и Рапосос в Бразилии, Керкленд-Лейк, Буффалло, Анкерит и Сиско в рудном районе Поркьюпайн (Канада). Аналогичные рудные жилы известны и в ряде других древних золотоносных провинций. В то же время в более молодых — позднедокембрийских и мезо-палеозойских метаморфогенно-гидротермальных золоторудных месторождениях турмалин, как правило, отсутствует, а если и отмечается, то лишь в виде крайне редких аксессуарных зерен. Это весьма любопытно и свидетельствует о наличии эволюционной направленности в изменении состава продуктивных минеральных ассоциаций.

Апатит развит более широко. Особенно характерно его повышенное содержание в анкерит-кварцевых жилах среди углеродсодержащих алевросланцевых и песчанниковых толщ позднего докембрия, минерализованных осадочно-диагенетическими магнезиально-железистыми карбонатами. Такой апатит относится к гидроксилфторсодержащей разновидности. Хлор в нем не обнаружен (табл. 4). В то же время отмечается он лишь в золотоносных жилах, причем количество его заметно увеличивается (в отдельных случаях до 3—10%) по мере возрастания золотоносности жил. Апатит в зо-

литоносных жилах почти бесцветен, со слабой зеленовато-голубой окраской, визуальнo с большим трудом отличается от кварца и поэтому не всегда выделяется. В высокотемпературных незолотоносных кварцевых жилах он имеет более резко выраженную зеленую окраску.

Магнезиально-железистые карбонаты встречаются в рудоносных жилах и вмещающих измененных породах очень часто, почти постоянно. Исключение составляют лишь те жилы, которые залегают в породах, не содержащих магнезиально-железистые компоненты, что наблюдается крайне редко. Интенсивное развитие магнезиально-железистых карбонатов в жиле и особенно в боковых измененных породах — благоприятный показатель повышенной золотоносности рудных тел. Состав карбонатов существенно изменяется в зависимости от состава вмещающих толщ (табл. 5).

В плагиоклазосодержащих породах — полимиктовых песчаниках, кислых и основных эффузивах и габброидах, превращенных в «зеленые сланцы», в различных плагиоклазитах, в кислых и основных туфах и туффитах жилы и прожилки постоянно содержат альбит. Часто отмечаются альбитовые и кварцево-альбитовые метасоматиты.

Особенности образования и золотоносность жил. Образование жил на средних и верхних горизонтах (более 2 км) происходило в основном путем метасоматического замещения вмещающих толщ, что хорошо доказывается наличием в них реликто-полосчатых текстур и многочисленных в различной степени переработанных ксенолитов, слоистость в которых остается согласной боковым породам. Текстуры выполнения не характерны и отмечаются лишь в верхних горизонтах жильных зон. В то же время устанавливается важная роль коллоидов (гелевого метасоматоза) в момент образования жил и жильного кварца. В последнем часто сохраняются реликты метаколлоидных структур, в том числе и в жилах, глубина которых не менее 3—3,5 км. В этих случаях внутренняя текстура жил обычно значительно более сложная, чем характер дислоцированности вмещающих пород. Реликтовые включения углисто-слюдистого материала волнообразно и более сложно изогнуты со следами пластических внутрижильных микросбросов, наблюдаемых даже при относительно спокойном параллельном залегании пород в зальбандах жилы. Очевидно, внутрижильные деформации происходили в тот период, когда гель кремнезема еще полностью не раскристаллизовался и не утратил высокую пластичность. В результате этого и происходило его послойное перемещение и нагнетание с образованием различных сложной формы раздувов и птигматитообразных выделений, весьма характерных для рассматриваемых жил. При этом следует обратить внимание на то, что вмещающие метаморфические породы огибают основные птигматитообразные раздувы и изгибы кварцевых выделений и рассекаются апофизами этих раздувов. Это обстоятельство также указывает на вязкое гелеподобное состояние материала кварцевых жил, его нагнетание в момент образования жил

Химический состав метаморфогенно-гидротермальных карбонатов, вес. %

Разности карбонатов	Число проб	FeO		MnO		MgO		CaO	
		\bar{x}	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	\bar{x}	σ	
Рассеянная вкрапленность в филлитах и филлитовидных алевролитах	12	34,72	0,67	0,23	19,36	1,87	1,27	0,53	
Более поздние линзочки и прожилки из этих же пород	9	34,69	0,93	0,18	18,02	0,82	2,71	1,16	
Вкрапленные в алевропесчаниках	4	32,83	0,31	0,03	20,09	1,78	2,43	0,77	
Вкрапленные в песчаниках	8	21,08	0,46	0,08	17,22	1,89	17,02	8,81	
Ранние жильные	8	8,42	0,66	0,18	20,15	5,12	24,46	11,5	
Поздние жильные	1	Не обн.	Сл.	—	0,21	—	55,64	—	

Продолжение табл. 5

Разности карбонатов	Число проб	P ₂ O ₅		CO ₂		$\Sigma \bar{x}$	pH суспензий	MgO/CaO
		\bar{x}	\bar{x}	σ	σ			
Рассеянная вкрапленность в филлитах и филлитовидных алевролитах	12	0,08	43,66	1,99	99,76	8,65	15,24	
Более поздние линзочки и прожилки из этих же пород	9	0,09	43,35	1,93	99,79	8,58	6,65	
Вкрапленные в алевропесчаниках	4	0,04	43,66	1,08	99,36	8,97	8,27	
Вкрапленные в песчаниках	8	0,39	43,84	1,01	100,01	9,12	1,01	
Ранние жильные	8	0,02	46,13	7,38	99,84	9,40	0,82	
Поздние жильные	1	—	43,48	—	99,33	8,2	0,04	

и тем самым подтверждают большую роль коллоидов в этих процессах.

Стадийность в формировании жил отсутствует либо отмечается, но крайне редко и не характерна. Принимаемые многими исследователями за разностадийные образования минеральные ассоциации в действительности являются лишь различными генерациями, одновременными или незначительно разделенными во времени, сформированными в пределах одной стадии минерализации. Постоянные, четко выраженные пересечения разновременных минеральных образований отсутствуют. Наблюдаемые в очень редких случаях пересечения послойных жил и прожилков секущими отмечаются на фоне их широко представленных постепенных

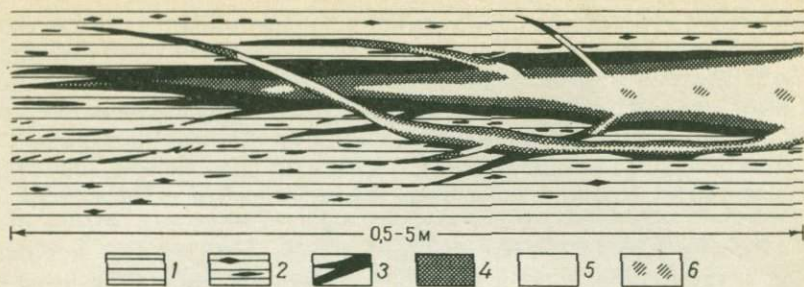


Рис. 5. Внутреннее строение золотоносной метаморфогенно-гидротермальной кварцевой жилы, залегающей в карбонатизированных алевролитах. Участок выклинивания жилы.

1 — алевролиты; 2 — метаморфогенные магнезиально-железистые дожилые карбонаты, образующие рассеянную вкрапленность во вмещающих породах; 3 — ранние жильные магнезиально-железистые карбонаты; 4 — карбонаты в ассоциации с кварцем; 5 — жильный кварц; 6 — поздние жильные карбонаты — кальцит

взаимопереходов и сопряжений. Причем по характеру кварца, золотоносности и прочей минерализации послынные и секущие жилы одинаковы. Это указывает на то, что рассматривать их как разностадийные нельзя, хотя развитие секущих жил и прожилков в отдельных случаях заканчивалось несколько позже, чем послынных. Нередко принимаемые геологами за доказательство полистадийности в развитии жил взаимные пересечения мелких прожилков кварца или краевых частей жил кварцем внутренних зон этих же жил обусловлены внутриминерализационными незначительными тектоническими подвижками и переотложением кварца, сопровождающимися, как известно, любой длительно развивающийся процесс минералообразования. Характерна в этом отношении жила, изображенная на рис. 5. В ней кварц внутренних частей пересекает краевые части жилы и боковые прожилки, отходящие от нее. В результате происходит довольно любопытное явление, когда жила «сечет сама себя». Ясно, что такие образования нельзя относить к полистадийным.

То же относится и к сульфидам. Они кристаллизуются в тесной парагенетической ассоциации с жильным кварцем. Самостоятельная кварцево-сульфидная стадия не выделяется. Намечается лишь приуроченность основных скоплений сульфидов к тектонически наиболее напряженным участкам жил, подвергающимся больше всего деформациям. К этим же участкам тяготеет и золото, поскольку оно в основной массе выпадало из растворов несколько позднее кварца одновременно с сульфидами или незначительно позже их. Такие тектонически наиболее мобильные и потому длительное время проницаемые для растворов участки расположены в местах напряженной складчатости и пересечений разрывов различных направлений, прежде всего в узлах сочленения субширотных и диагональных (по отношению к осям складок) зон повышенной трещиноватости. В итоге это и обуславливает «столбовое» расположение участков с повышенным содержанием сульфидов и осо-

бенно золота. Некоторое запаздывание в выпадении самородного золота из растворов по сравнению с сульфидами и обуславливает наблюдающуюся иногда разобщенность между основными концентрациями сульфидов и золота. Однако это скорее исключение, чем правило. При прочих равных условиях наиболее золотоносными являются те участки жил, которые сильнее всего обогащены сульфидами, прежде всего галенитом, пиритом и блеклыми рудами.

Распределение золота в жилах в основном неравномерное — столбообразное и гнездовое, что обуславливает высокие значения статистических параметров, характеризующих его размещение. Согласно выполненным расчетам коэффициент вариации содержания золота в жилах многоэпиклиналильных прогибов изменяется по отдельным жилам от 120 до 280, по рудным полям от 220 до 330%, а по рудным районам в целом от 250 до 370%. Размеры рудных столбов бывают самые различные — от нескольких до сотен метров. Во многих случаях отмечается большая выдержанность рудных столбов по простиранию и особенно падению жил, в случае как крутого, так и пологого (чаще всего) залегания последних. При ширине 30—80 м рудные столбы (ленты) могут прослеживаться почти без изменения содержания по падению на 1,5—3 км и более. Образуются удивительно выдержанные «струи», согласные в плане с общим простиранием осей складок, отражающие, очевидно, квазинизотермические условия метаморфогенного минералообразования. Это обстоятельство весьма существенно, и его, несомненно, следует иметь в виду при различных этапах геологических работ.

Характерно также, что распределение золота в рудных телах заметно изменяется в зависимости от их возрастного положения: наиболее выдержано и устойчиво оно в древних жилах, развитых среди палео- и мезопротозойских зеленокаменных поясов, наименее устойчиво — в кварцевых жилах молодых мезозойских прогибов. Общее содержание золота проявляет тенденцию к уменьшению при переходе от древних жил к молодым. Аналогичная слабовыраженная тенденция устанавливается и в изменении содержания сульфидов. В древних жилах сульфиды отмечаются в повышенных количествах чаще, чем в молодых. Более четко это проявляется для золотоносных зон сульфидной вкрапленности. Они типоморфны для докембрийских толщ. В более молодых отложениях повышенная золото-сульфидная минерализация прожилково-вкрапленного типа отмечается, но относится в основном к осадочно-гидротермальному и вулканогенно-осадочному типам. Известные проявления метаморфогенно-гидротермального типа преимущественно слабо золотоносны.

Устойчивая зависимость между мощностью жил и содержанием золота отсутствует, хотя во многих случаях в маломощных жилах и прожилках повышенные концентрации золота отмечаются чаще. Известны в то же время и другие примеры, когда содержание золота в жилах резко возрастает в местах их раздувов. В таких слу-

чаях наиболее часто наблюдаются реликты метаколлоидных текстур жильного кварца.

Золото в жилах свободное, находится вокруг сульфидов, в самих сульфидах (чаще всего в пирите) по микротрещинкам и в виде пойкилитообразных сингенетичных сульфидам включений, а также на некотором удалении от сульфидов в жильном кварце, особенно часто во включениях «углистых» пород, выступающих в роли осадителя золота. При этом следует обращать внимание на то, что в тех случаях, когда золотины контролируются микротрещинами, они располагаются чаще всего в местах их выклинивания, т. е. в «тупиковых» участках, характеризующихся застойным режимом минералообразования. Последний же во всех отношениях, в том числе и термодинамически, наиболее благоприятен для минералотложения. Очевидно, данная закономерность не случайна. Как уже отмечалось (гл. I), она проявляется и в региональном плане — в приуроченности рудоносных узлов и провинций к фланговым участкам глубинных разломов и зон повышенной трещиноватости, т. е. к местам сочленения фланговых частей различно ориентированных тектонических нарушений и разломов. Очевидно, изгибы складчатых структур (в том числе и мелкие), особенно антиклинальные, к которым избирательно тяготеет орудование, также следует рассматривать как подобного рода структурные ловушки, которые характеризуются благоприятным для рудообразования застойным, длительно термостатированным режимом растворов.

Распределение золота в жилах удовлетворяет логнормальному закону, но лишь при учете всех проб, в том числе показывающих отсутствие золота по результатам пробирного анализа, т. е. если рассматривать всю жилу как единое тело, независимо от содержания в ней золота на различных участках. Если же «пустые» пробы исключить вообще или заменить их другим каким-либо числом, отличающимся от фактического, логнормальный закон распределения сразу же нарушается. Более того, выполненные исследования показали, что в пределах отдельных рудных полей, состоящих из нескольких рудных жил, распределение золота в целом по полю также удовлетворяет логнормальному закону распределения, но опять-таки при условии учета всех жил, в том числе слабо золотосодержащих и не золотосодержащих, а в пределах жил — всех проб, независимо от количества обнаруженного в них золота. Все это свидетельствует о том, что всю совокупность генетически взаимосвязанных жил в конкретном рудном поле и месторождении можно рассматривать как саморегулирующуюся в процессе развития единую геологическую систему. Это же обстоятельство противоречит и широко распространенным представлениям, согласно которым золото в рассматриваемых жилах связано с самостоятельной заключительной стадией минерализации, наложенной на основную жилообразующую. Не выделяется самостоятельная золото-кварцевая или золото-сульфидная стадия в формировании жил и непосредственно по результатам геологических наблюдений. Кварц,

ассоциирующий с сульфидами и золотом и слагающий жилы, практически одинаков. В отдельных случаях можно лишь выделять различные его генерации. Кварц, кристаллизующийся совместно с золотом, судя по термометрическим исследованиям и наблюдениям под микроскопом, завершает процесс жилообразования, в то же время связан постепенными переходами с другими более ранними и более высокотемпературными его генерациями, составляющими основную жильную массу.

Золото, помимо прожилковидных форм, приуроченных к мелким внутрирудным трещинкам в кварце и сульфидах, хотя и в незначительных количествах (0,001—0,2 г/т), но постоянно содержится в жильном кварце, обуславливая региональную знаковую зараженность им рыхлых отложений. Это первая наиболее ранняя генерация, вызванная, вероятнее всего, повышенной способностью геля SiO_2 сорбировать и удерживать Au. В виде отдельных золотинок и гнездовидных скоплений самородное золото отмечается во внутрижильных трещинах, образующихся при раскristаллизации гелей. Золоторудные столбы и гнезда в жилах можно рассматривать с этих позиций как участки концентрирования, раскristаллизации и метаморфизации золотоносного геля.

Отметим, что определение закона и параметров распределения содержаний золота в жилах для практических целей проще всего производить используя стандартный логнормальный трафарет. Аналитические методы Пирсона и Колмогорова, часто применяемые на практике, не вполне подходят для этих целей, поскольку не позволяют учесть «пустые» пробы. Использование этих методов приводит к неполной и потому непредставительной выборке. Среднее геометрическое содержание определяется завышенным, а дисперсия заниженной, т. е. эти параметры при такой методике характеризуют не все жильное тело, а только обогащенную часть. Кроме того, применяя эти аналитические методы, можно получить неправильное представление и о самом законе распределения. Так, например, параметры распределения содержаний золота, рассчитанные автором этим способом в разных районах, ни по одной из жил не показали соответствия логнормальному закону.

Кривые распределения золота в жилах метаморфогенно-гидротермального типа соответствуют в общем логнормальному закону, но правоасимметричны (рис. 6), т. е. пробы с повышенными содержаниями встречаются чаще обычного стандартного распределения. В жилах постмагматического типа кривые распределения золота, наоборот, обычно левоасимметричны — результат наиболее высоких градиентов Р и Т.

Золото-редкометалльная минерализация. Золото, как известно, обладает одновременно халькофильными и сидерофильными свойствами. Литофильные свойства, по существующим представлениям, ему не присущи. Вместе с тем за последнее время появилось много данных, свидетельствующих о широком разлитии в золоторудных месторождениях, в том числе метаморфогенно-гидротермального типа, редкометалльных элементов. Особенно

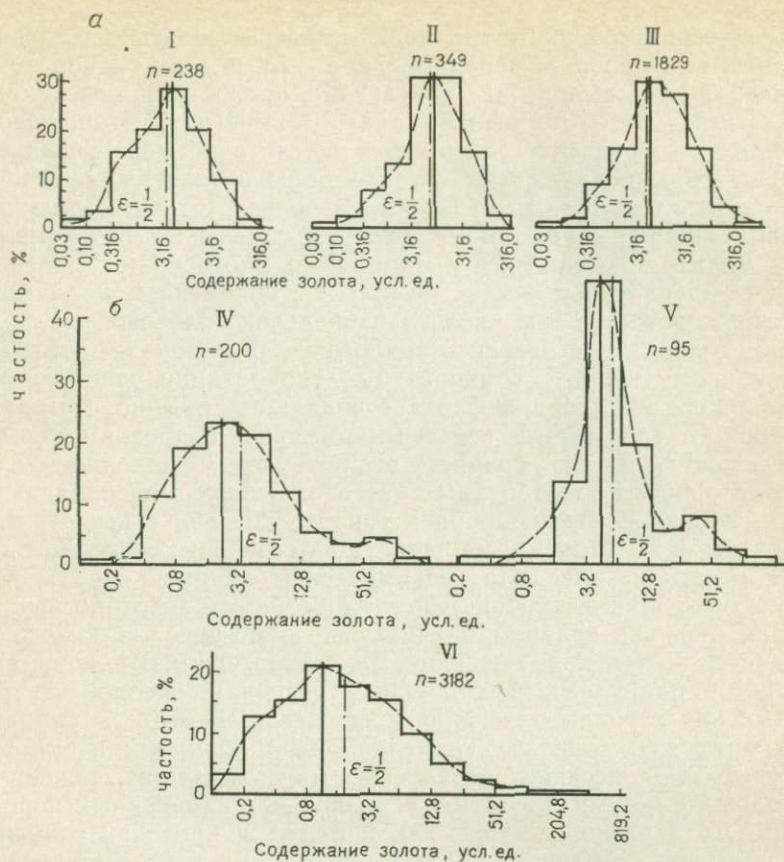


Рис. 6. Гистограммы распределения содержания золота в жилах постмагматического (а) — I, II, III и метаморфогенно-гидротермального (б) — IV, V, VI — типов. Штриховой вертикальной линией показана медиана, сплошной — мода кривой распределения содержания

характерен вольфрам, представленный шеелитом, с хорошо выраженными литофильными свойствами. Согласно представлениям Н. В. Петровской и многих других геологов, шеелит в золотоносных жилах — чуждый и обусловлен пространственной совмещенностью разнотипных в генетическом отношении минеральных ассоциаций. Наши наблюдения показали следующее.

Шеелитсодержащие метаморфогенно-гидротермальные жилы имеют обычно простой минеральный состав и общее низкое содержание сульфидов. Повышенное количество их, сопровождающееся золото-серебряной минерализацией, если и встречается, то обусловлено наложенным этапом минерализации. Типоморфная минеральная золотоносная ассоциация, характерная для шеелитоносных жил, — кварц + пирит + арсенипирит ± пирротин + шеелит + зо-

лото ± мусковит (серицит) ± калиевые полевые шпаты. Содержание шеелита, как правило, неравномерное — от редких знаков до номинеральных выделений, слагающих прожилковидные скопления и гнезда в золотоносных жилах. Во многих месторождениях отмечается возрастание содержания шеелита по мере увеличения глубины формирования жил, а также большая протяженность оруденения на глубину — до 1,5—3 км и более. Общая характерная закономерность — парагенезис шеелита с высокотемпературными генерациями золотоносного кварца. В незолотоносных еще более высокотемпературных жилах шеелит в существенных количествах не зафиксирован, в том числе и в пределах золотоносных полей. Кварц, содержащий шеелит, аналогичен обычному золотоносному жильному кварцу. Температуры декрипитации основной массы жильного кварца и шеелита совпадают и обычно составляют 300—360° С. Достоверные пересечения и явная коррозия зерен шеелита «золотоносным» кварцем отсутствуют. Самородное золото в шеелитоносных золоторудных месторождениях в преобладающей массе свободное, высокопробное (проба 820—890 и выше). В рудах золото в 3—10 раз преобладает над серебром, особенно в наиболее богатых жилах. По геохимическим данным, ореолы вольфрама тяготеют к внутренним и нижним частям золотоносных зон. Причем они, как правило, значительно шире ореолов золота. Наблюдается постепенное смещение максимального накопления вольфрама от надрудных к подрудным сечениям ореолов по мере уменьшения глубины залегания жил. Связь золота с вольфрамом в геохимических ореолах корреляционная положительная. Золотоносные зоны, несущие шеелитовую минерализацию, фиксируются положительными ореолами W в боковых измененных породах. Рудные тела располагаются, как правило, в пределах совмещенных контуров ореолов As, W и Au, т. е. в их внутренних частях. Вообще следует отметить, что мышьяк и вольфрам — главные геохимические индикаторы метаморфогенно-гидротермального золотого оруденения. Непосредственно в жилах связь Au с W (шеелитом) более сложная: при низких содержаниях Au обычно положительная корреляционная, при повышенных — обратная. Показательно наличие в самородном золоте As и W. Пириты рудных тел характеризуются значительной примесью As (от десятых долей до 5—8%), преобладанием Ni над Co (как и во вмещающих породах), и в то же время общим низким содержанием Bi, Mo, Pb, Zn, Cu, Ag и других халькофильных элементов, обычно в немного повышенных количествах содержащихся в пиритах магматогенных шеелитовых и золото-шеелитовых формаций.

Все это указывает на то, что золото и шеелит в рассматриваемых месторождениях образуют единую парагенетическую ассоциацию. Относить образование шеелита и золота к различным стадиям рудного процесса, и тем более к различным этапам минералообразования, нет достаточных оснований. Среди сульфидов определяющей обычно является высокотемпературная ранняя пирит-арсениопиритовая ассоциация, связанная с кварц-калишпатовыми

метасоматитами. Поэтому в рудах и пирите повышено содержание As, а самородное золото высокопробное.

Исходя из вышеизложенного в рассматриваемом разделе, можно отметить следующее.

1. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение представлено двумя основными минерально-морфологическими типами — жильным и прожилково-вкрапленным. Прожилково-вкрапленное оруденение, в отличие от жильного, имеет преимущественно более низкие содержания полезных компонентов, однако характеризуется более крупными размерами минерализованных зон и в связи с этим представляет интерес, особенно учитывая дальнейший рост экономики, позволяющий вовлекать в эксплуатацию бедные руды.

2. Намечается слабо выраженная направленность в изменении интенсивности и минерального состава названных типов оруденения по мере эволюции земной коры. В докембрийских геотектонических структурах интенсивно развито как жильное, так и прожилково-вкрапленное оруденение кварцево-сульфидного и сульфидно-кварцевого состава, в более молодых — жильное и жильно-прожилковое, преимущественно с низким содержанием сульфидов. Общее содержание золота также чаще всего уменьшается. Одновременно меняется характер распределения золота в рудных телах от сравнительно равномерного в докембрийских, до крайне неравномерного в фанерозойских. В последних самородное золото концентрируется в основном в рудных столбах и гнездах, преимущественно крупное и более высокой пробы.

3. Образование жильных тел и прожилково-вкрапленной минерализации происходило, в решающей мере, путем метасоматического замещения вмещающих пород. Кристаллизация в открытых полостях отмечалась лишь в самых верхних горизонтах минерализованных зон. При этом установлена важная роль гелевого метасоматоза. Птигматитообразная форма кварцево-жильных тел и обособлений, их внутренняя текстура и структура, как и распределение сульфидов и золота, в значительной мере обусловлены процессами метаморфизма и пластической деформации золото- и сульфидсодержащего геля кремнезема, образующегося при метасоматозе, его нагнетанием в участки пониженного давления и последующей раскристаллизацией. Текстуры жильного кварца часто метакolloидные.

4. Типичная стадийность, обусловленная поступлением разновременных и разноглубинных порций рудоносных растворов, типоморфная для магматогенных образований, отсутствует. Разновременные минеральные ассоциации, принимаемые часто за разностадийные, представляют собой результат раскристаллизации единой эволюционирующей во времени волны растворов на фоне интраминерализационных деформаций.

Временное и пространственное соотношение прожилково-вкрапленной и кварцево-жильной минерализации

Для того чтобы выяснить генетические особенности и закономерности размещения жильной и прожилково-вкрапленной минерализации, рассмотрим их соотношение. В соответствии с обычными представлениями, ставшими в настоящее время, по существу, общепринятыми, рудные минералы в кварцевых жилах и зонах вкрапленности отлагаются в основном в завершающий период жилобразования. Подтверждение этому можно найти в геологической литературе, посвященной золоторудным месторождениям, в том числе и тем, которые отнесены нами к метаморфогенно-гидротермальным. Считается, что золото в кварцевых жилах и во вмещающих сульфидизированных породах связано преимущественно с поздней золото-сульфидной ассоциацией, завершающей развитие жил, т. е. кристаллизуется после основной массы жильного кварца и сульфидов [30]. «Ранняя» сульфидная минерализация, предшествующая отложению жильного кварца, относится к слабо или весьма слабо золотоносной.

Эти представления применительно к постмагматическим золоторудным месторождениям кварцево-жильной формации правильны. Обусловлено это прежде всего специфическими свойствами золота — наиболее низкими значениями изобарных потенциалов его природных растворимых химических соединений, обеспечивающими высокую устойчивость в растворах.

В метаморфогенно-гидротермальных жилах золото совместно с поздними жильными сульфидами также в основной массе кристаллизуется в завершающие периоды минералообразования, т. е. несколько позже жильного кварца. Вместе с тем самостоятельная золото-сульфидная стадия минерализации, наложенная на жильный кварц, не выделяется. Что же касается золото-сульфидной минерализации, развитой во вмещающих осадочно-метаморфических толщах, то выполненные наблюдения позволили установить, что она сформировалась не позже, а несколько раньше кварцевых жил [3]. Это доказывается тем, что жилы пересекают и замещают золотоносные сульфидные прожилки и вкрапленники. Сульфидные прожилки в местах пересечения жилами не только дробятся, но и смещаются с хорошо выраженными загибами и растаскиванием сульфидов по направлению смещения. Вертикальная амплитуда смещения достигает 2—15 см и более

По мере ослабления степени регионального метаморфизма вмещающих пород и перехода от нижних горизонтов минерализованных зон к верхним, эта амплитуда смещения, как правило, уменьшается одновременно с усилением роли пирит-кварцевых прожилков. Так, в биотит-хлоритовой зоне метаморфизма пересечение золотоносных сульфидных прожилков кварцевыми жилами с амплитудой вертикального смещения 5—15 см — обычное явление. В нижней подзоне хлорит-серицитовой зоны метаморфизма пересече-

ния сульфидных прожилков, прежде всего пиритового и кварцево-пиритового состава, кварцевыми жилами также наблюдаются, но уже значительно реже. Вертикальные смещения устанавливаются редко и не превышают 1—2 см. В верхней подзоне хлорит-серицитовой зоны метаморфизма пересечение сульфидных прожилков и вкрапленников кварцевыми жилами и прожилками встречается еще реже и происходит практически без смещений. В то же время наблюдаются отходящие от жил кварцевые прожилки, постепенно переходящие в кварц-пиритовые. В местах пересечения жильный кварц метасоматически разъедает и замещает сульфиды. Отчетливо фиксируется, как обломки сульфидов, захваченные жилой, часто испытывают перекристаллизацию, переотложение и укрупнение зерен.

Особенно хорошо перекристаллизация выражена в тех местах, где структура сульфидов боковых пород тонкозернистая или метакolloидная. В этом случае их реликтовые включения в жиле имеют своеобразное зональное строение: центральная часть сложена тонкозернистыми агрегатами, следующая (в виде каемки мощностью 1—2 мм) — мелкозернистыми и внешняя, периферическая — крупнокристаллическими. При перекристаллизации габитус кристаллов пирита с кубического меняется на пентагондодэкаэдрический, а содержание элементов-примесей в нем существенно (статистически значимо) уменьшается. Одновременно уменьшается дисперсия распределений этих примесей (табл. 6).

При пересечении золотоносных пирито-кварцевых прожилков золотоносными кварцевыми жилами устанавливается аналогичная закономерность — весьма незначительное, но постоянно наблюдающееся уменьшение дисперсий и средних содержаний элементов-примесей в жильном пирите. Наиболее показательны Ni и Co, содержащиеся в несколько повышенных концентрациях в таких пиритах (см. табл. 6, 7).

При этом следует учитывать, что в абсолютном значении различия в содержаниях элементов-примесей в дожилых и в жильных сульфидах, как видно из табл. 6 и 7, незначительные, но обычно статистически значимые при большом числе проб. Последние должны быть представлены весьма тщательно отобранными под биноклем монофракциями. Используемый в практике визуальный отбор монофракций для этих целей совершенно непригоден. Спектральные анализы должны быть количественными, высокочувствительными.

Устанавливаются изменения и в характере распределения содержаний элементов-примесей: в переотложенных (жильных) сульфидах они значительно чаще, чем в исходных метаморфогенно-гидротермальных, не подчиняются логнормальному закону. Так, в рассматриваемых в табл. 7 дожилых пирито-кварцевых прожилках логнормальному закону не удовлетворяют только распределения в пиритах Ni ($\gamma_1/\sigma\gamma_1=4,74$; $\gamma_2/\sigma\gamma_2=5,33$), а в кварцевых жилах одновременно Ni ($\gamma_1/\sigma\gamma_1=6,35$ и $\gamma_2/\sigma\gamma_2=9$) и Co ($\gamma_1/\sigma\gamma_1=-3,22$; $\gamma_2/\sigma\gamma_2=6,31$). Этот факт, а также относительно более высокое зна-

Средние содержания ($\lg \bar{x}$, \bar{x}) и дисперсии ($\sigma^2 \lg \bar{x}$) распределения элементов-примесей в пиритах метаморфогенно-гидротермального генезиса

Характер пиритов	n	Co		Ni		As	Cu	Pb	Zn	Au
		$\lg \frac{\bar{x}}{x}, \%$	$\sigma^2 \lg \bar{x}$	$\lg \frac{\bar{x}}{x}, \%$	$\sigma^2 \lg \bar{x}$	$\bar{x} (10^{-3} \%)$				$\bar{x} (г/т)$
Метаколлоидный дожилый	94	$\frac{-1,93}{0,0138}$	0,21	$\frac{-1,30}{0,0410}$	0,07	174	5	3	20	до 20
Слабо перекристаллизованный мелкозернистый в эндо- и экзо-контакте жилы	47	$\frac{-1,86}{0,0140}$	0,12	$\frac{-1,55}{0,0260}$	0,12	126	4	2	15	до 30
Хорошо перекристаллизованный крупнокристаллический в составе жилы — «жилый пирит»	50	$\frac{-2,11}{0,0069}$	0,08	$\frac{-1,75}{0,0187}$	0,08	91	2	1	7	неск. г/т

Таблица 7

Средние содержания (\bar{x}) и дисперсии (σ^2) распределения Ni и Co в пиритах золотосных кварцевых жил и дожилых золотосных пирито-кварцевых прожилков

Пириты	Число проб	Ni		Co	
		\bar{x}	σ^2	\bar{x}	σ^2
Из пирито-кварцевых прожилков	35	0,09	0,27	0,053	0,16
Из золотосных кварцевых жил	29	0,08	0,24	0,047	0,12

чение распределений содержания примесей в жильных сульфидах свидетельствуют о том, что наряду с обычной перекристаллизацией и очищением сульфидов от элементов-примесей происходил и дополнительный привнос рудогенных элементов жилообразующими растворами. Особенно хорошо это видно на примере Pb, Zn, Cu, Au и Sb. Суммарное содержание их в жильных сульфидах обычно во много раз выше, чем в дожилых, за счет повышенного развития сульфидов полиметаллической ассоциации.

Кварцевые жилы, как правило, бедные сульфидами, в местах пересечения сульфидных прожилков и вкрапленников существенно ими обогащаются. Причем обогащение часто происходит только в створе с пересекаемыми скоплениями сульфидов. При беглом

осмотре это создает видимость пересечения жил сульфидами. В том, что это не так, убеждает характер выделений сульфидов. В эндоконтакте жил они (реликтовые сульфиды) корродируются жильным кварцем, пересекаются им по трещинкам, а в центральных частях (переотложенные сульфиды) выполняют в ассоциации с поздним кальцитом микротрещинки и друзовые пустотки между кристаллами жильного кварца.

Минеральный состав пересекаемых и новообразованных сульфидов обычно одинаковый. Так, если первые представлены пиритом, то и переотложенные тоже в виде пирита и, наоборот, если пересекаемые сульфиды сложены пирротинном, то и новообразованные, переотложенные сульфиды тоже имеют пирротинный состав. Очевидно, в момент жилобразования режим серы и кислорода существенно не изменился по сравнению с периодом, характеризующим образование предшествующих сульфидов.

Кварцевые жилы ассимилировали из вмещающих пород не только сульфиды, но и золото, находящееся с ними в тесной ассоциации. Подтверждается это, в частности, более высокой пробностью жильного золота по сравнению с золотом сульфидных зон (табл. 8).

Золото, содержащееся в жилах и дожилых сульфидных прожилках, имеет четко выраженные отличия. Жильное золото значительно крупнее, самородки массой 5—100 г — обычное явление. Внутренняя структура его крупно-, реже среднезернистая (0,2—2 мм). Золото сульфидизированных зон мельче (0,005—1,5 мм), структура его мелко- и среднезернистая (0,001—0,2 мм).

Ассимилирование золота жилами из вмещающих пород убедительно подтверждается, как будет показано далее, и поведением его в процессе околожилых изменений. Об этом свидетельствует и различный характер распределения золота в жилах и сульфидных зонах. Как показали выполненные автором исследования, в жилах оно имеет правоасимметричное распределение, а в зонах — левоасимметричное, т. е. в сульфидных зонах по сравнению с обычным логнормальным распределением завышено число проб с низкими концентрациями, а в жилах, наоборот, чаще обычного встречаются «гнездовые» скопления.

Интенсивность золото-сульфидной минерализации обычно не только не усиливается по мере приближения к жилам, но часто даже уменьшается. Особенно хорошо это выражено в региональном плане: золото-сульфидная минерализация в основном развита в периферических частях рудоносных синклинориев, характеризующихся существенным метаморфизмом (биотит-хлоритовая и нижняя часть хлорит-серицитовой субфации) и повышенной глубиной эрозионного среза, а рудоносные жилы в центральных частях синклинориев характеризуются более слабым региональным метаморфизмом, меньшей глубиной эрозионного среза и большей удаленностью от зон ультраметаморфизма и гранитизации. Подобная региональная зональность наблюдается и в вертикальном направлении: нижние горизонты рудных узлов и отдельных минерализо-

Химический состав самородного золота в кварцевых жилах и во вмещающих сульфидизированных породах

Золото	Участки					
	I		II		III	
	Проба золота	Содержание Ag, %	Проба золота	Содержание Ag, %	Проба золота	Содержание Ag, %
Из кварцевых жил	905	8,36	902	9,5	875,6	10,72
Из вмещающих пород	780	19,50	796 808	19,0 17,40	818	17,32

ванных зон характеризуются преобладающим развитием золото-сульфидной минерализации и весьма слабым проявлением золотоносных жил, а верхние, наоборот, повышенным развитием золотоносных жил и слабой золото-сульфидной минерализацией [3, 8].

Такая же зональность проявляется и в более мелком масштабе — в пределах отдельных зон повышенного расщепления (рис. 7). Число жил и золотоносность увеличиваются с уменьшением глубины эрозионного среза, а золото-сульфидная минерализация ослабевает. При этом число жил при уменьшении глубины эрозионного среза на 150 м может увеличиваться в 2—3 раза. Одновременно могут возрастать и мощности жил.

Естественно, что усиление золото-сульфидной минерализации с глубиной при наличии благоприятных литолого-структурных факторов не беспредельно, а ограничивается диапазоном распространения по вертикали оптимальных для золото-сульфидного оруденения РТ-условий — нижней границей распространения биотит-хлоритовой субфации регионального метаморфизма. Очевидно, для формирования золотоносных жил оптимальными были более низкие значения РТ-условий минералообразования, чем для золото-сульфидной минерализации. Следует также иметь в виду, что в данном случае подчеркивается общая региональная зональность — общая тенденция процесса рудообразования. Подобная зональность, отмечаемая в пределах отдельных зон и жил, является лишь ее отражением в мелком плане — частным проявлением более общей закономерности. При «этажном» распределении в разрезе алевросланцевых горизонтов и пачек, благоприятных для локализации оруденения, оба эти типа минерализации также могут располагаться этажно, т. е. на нескольких горизонтах. Этот факт, несомненно, следует учитывать, особенно при прослеживании оруденения на глубину. Но при прочих равных условиях верхние горизонты (этажи) всегда более благоприятны на кварцево-жильную минерализацию, а нижние (до эпидот-амфиболитовой фации) — на золото-сульфидную. Важно отметить, что имеется в виду золото-сульфидная минерализация, предшествующая кристаллизации

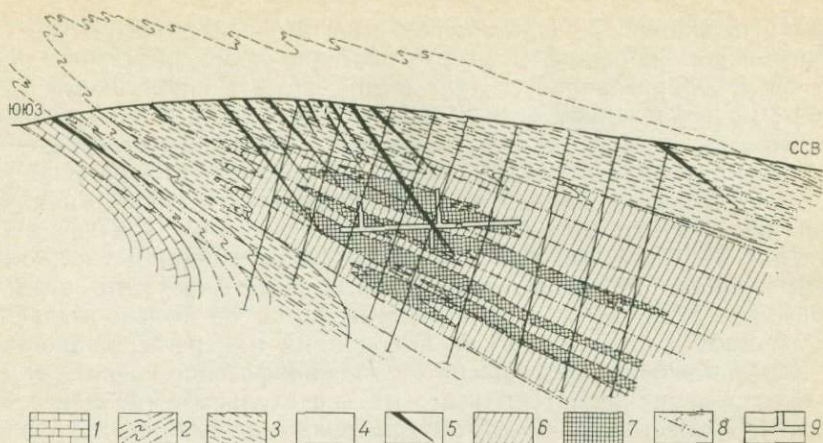


Рис. 7. Типичный поперечный разрез зоны прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации, сопровождающейся золотоносными кварцевыми жилами. 1 — известковистые алевролиты и алевросланцы; 2 — алевросланцы и алевролиты, преимущественно грубозернистые; 3 — «углистые» филлитовидные алевролиты; 4 — углистые кварцево-серцитовые алевросланцы; 5 — кварцевые жилы; 6—7 — ореол развития золотосульфидной минерализации: 6 — умеренной, 7 — повышенной; 8 — кливаж; 9 — подземные горные выработки

жил. Сульфиды, синхронные образованию кварцевых жил, — синжилные сульфиды — несомненно находятся во вмещающих породах, но развиваются в меньших количествах, в основном в экзоконтакте жил или на небольшом удалении от них. Значительные количества их отмечаются на верхних горизонтах жильных зон. По мере перехода от верхних горизонтов к нижним количество этих сульфидов резко уменьшается. Одновременно уменьшается золотоносность самих жил. Так, например, если в нижних горизонтах минерализованных толщ синжилные сульфиды в боковых породах практически отсутствуют и зальбанды жил не несут повышенного оруденения, то в верхних горизонтах картина существенно иная. Здесь в экзоконтактах жил наряду с ранней дожилной сульфидной минерализацией, представленной преимущественно кубическим пиритом, часто фиксируются в повышенных количествах синжилные сульфиды — пирит (в виде пентагон-додэкаэдров), галенит, сфалерит, халькопирит и блеклые руды. Количество этих сульфидов и их золотоносность постепенно увеличиваются по мере усиления околожилных изменений и приближения к жилам, а элементы-примеси в них, в отличие от дожилных разностей, распределены равномернее (см. табл. 1). Кристаллизация жильных сульфидов происходила близодновременно с жильным кварцем — сульфиды ранней ассоциации (согласно Н. В. Петровской) — или несколько позднее его — сульфиды поздней ассоциации.

Очевидно, рассматриваемые метаморфогенно-гидротермальные синжилные сульфиды сходны с теми, которые сопровождают образование постмагматических золотоносных жил в различных рай-

онах и неоднократно описывались многими исследователями. Отличительная особенность метаморфогенно-гидротермальных процессов-рудообразования состоит в том, что эти синжильные сульфиды, за исключением самых верхних горизонтов минерализованных зон, развиты в резко подчиненных количествах по сравнению с более ранней дожилкой золото-сульфидной минерализацией.

Отметим еще один важный факт, свидетельствующий о наличии вертикальной зональности в развитии минерализации. Выполненный статистический анализ собранных к настоящему времени многочисленных данных показывает, что верхние горизонты рудоносных зон характеризуются не только большим количеством жил, но и более высокой их минерализованностью.

Вертикальный размах развития метаморфогенно-гидротермального оруденения может быть весьма значительным (не менее 3—3,5 км), а расстояние по вертикали между оптимальным уровнем размещения золотоносных жил и повышенной золото-сульфидной минерализацией в среднем около 2,5 км.

Наличие золотоносных россыпей и самих золотоносных жил, хотя бы в небольшом количестве, — необходимая предпосылка развития на одном уровне с ними или ниже (преимущественно) промышленного золото-сульфидного оруденения. Рудоносные зоны золото-сульфидной вкрапленности, в отличие от нерудоносных, характеризуются повышенной золотоносностью развитых в них кварцевых жил. Причина состоит в том, что золотоносные кварцевые жилы и золото-сульфидное оруденение, хотя преимущественно и разобщены по вертикали, но образуются в результате деятельности одних и тех же метаморфогенных растворов, т. е. в различных сечениях единой колонны метаморфогенно-метасоматических образований.

Наличие золотоносных кварцевых жил — обязательное, но далеко не единственное условие, необходимое для поисков повышенной золото-сульфидной минерализации на уровне размещения жил или на более низких горизонтах. Как будет показано далее, необходима совокупность благоприятных показателей.

Очевидно, рассмотренная зональность в размещении оруденения — очень важная особенность, которую необходимо учитывать при прогнозно-металлогенических и более детальных поисково-разведочных работах. Прежде всего следует иметь в виду, что золото-сульфидное оруденение располагается не всегда на тех же глубинах, где на современном эрозионном уровне вскрыты золотоносные жилы и в связи с этим сформировались основные золотоносные россыпи. Для поисков этого оруденения предпочтительнее всего те площади, где эрозионный срез весьма значительный и вскрывает нижние горизонты золотоносных жильных зон. Следует также учитывать отмеченную ранее закономерность общего металлогенического плана — предпочтительное развитие вкрапленно-прожилковой золото-сульфидной минерализации в древних докембрийских осадочных и магматических метаморфизованных комплексах.

Оценивая рассматриваемые типы оруденения, отметим следующее. Кварцевые жилы, по мнению различных исследователей, играли основную роль в формировании золотоносных россыпей. На это прежде всего указывает тот факт, что самородное золото, присутствующее в россыпях, часто находится в сростании с жильным кварцем, а по особенностям (пробе, крупности, морфологии) соответствует золоту из кварцевых жил. Формированию россыпей за счет золотоносных жил способствовали региональные размеры золотоносных жильных зон, пространственная сближенность их между собой, высокая насыщенность зон жилами, площадное развитие кор выветривания, предшествующих образованию россыпей, большая глубина эрозионного среза и прочие благоприятные факторы. Вместе с тем, содержания золота и концентрации его в жилах часто низкие.

Кварцевые жилы могут представить, очевидно, наибольший интерес при сближенном расположении нескольких жильных полей, расположенных прежде всего в пределах верхних структурных горизонтов — в верхней подзоне хлорит-серицитовой зоны метаморфизма. В комплексе с вмещающими золотосодержащими породами — золотосульфидными зонами — жилы, естественно, могут представить значительно больший интерес. В этом случае следует иметь в виду, что степень и масштабы золотоносности «боковых» пород могут иметь важное значение при оценке того или иного кварцево-жильного проявления.

Особенно показательны золоторудные месторождения Западной Австралии, расположенные в пределах Ийлгарнского Западно-Австралийского кристаллического щита. При преобладающем количестве кварцево-жильных месторождений они дали всего 25% от суммарной добычи. Основное количество золота (75%) добыто из зон золото-сульфидной вкрапленности, ассоциирующих с кварцевыми жилами и прожилками. Зоны золотоносной сульфидной вкрапленности, по существу, определяют металлогению Западной Австралии [36]. Месторождение Калгурли, одно из крупнейших в Австралии и во всем мире, принадлежит к этому типу. Кварцевые жилы развиты на этом месторождении, но в отношении золотодобычи имеют совершенно подчиненное значение: из них добыто не более 2% золота. Вмещающие породы на этом месторождении — измененные магматические породы основного состава (долериты). Возраст оруденения раннепротозойский.

В более молодых месторождениях, в том числе развитых в миогеосинклинальных прогибах, сложенных пиритизированными осадочными толщами углеродистой формации, указанное соотношение между жильной и прожилково-вкрапленной минерализацией сохраняется.

Выводы

1. Основная золото-сульфидная минерализация, развитая в осадочно-метаморфических толщах, не является результатом околожильного изменения боковых пород и образовалась не одновре-

менно с золотоносными жилами, а несколько раньше их. В то же время, учитывая однотипность метасоматических процессов, ведущих к возникновению золото-сульфидной и кварцево-жильной минерализаций, их одинаковую геохимическую направленность, тождественность минерального состава (в качественном отношении), наличие между ними весьма тесной пространственной, временной и генетической связи, указанной вертикальной и горизонтальной зональности в интенсивности проявления и пр., несомненно, можно считать, что это близодновременные производные единого длительно протекавшего процесса минералообразования.

2. Жильные образования представляют собой внешний «фронт» регионально проявленной колонны гидротермально-метасоматических процессов, и по сравнению с основным золото-сульфидным оруденением сформировались на большем удалении от активизирующего источника растворов. Видимо, основная причина проявления такой зональности — центробежное развитие во времени рудо-локализирующих разрывных структур и метасоматических процессов на фоне постепенного падения кислотности и РТ-условий минералообразования.

3. Золото-сульфидная минерализация развивалась в основном на меньшем удалении от зоны гранитизации, в условиях более высокотемпературного регионального метаморфизма. Она характеризуется собой следующую (в направлении против движения растворов), несколько раньше формирующуюся метасоматическую зону, примыкающую к золотоносной кварцево-жильной. Иными словами, золотоносная кварцево-жильная и золото-сульфидная минерализация имеют преобладающее развитие в различных, сопряженных между собой сечениях единой регионально выраженной колонны метаморфогенно-метасоматических образований.

Характерной особенностью метаморфогенно-гидротермального оруденения является четко выраженная в региональном плане роль глубинных разломов в его размещении. Метаморфические пояса, связанные с ними гранито-гнейсовые купола и метаморфогенно-гидротермальное оруденение, в том числе редкометальное, редкоземельное, мусковитоносные и керамические пегматиты, жильное и прожилково-вкрапленное сульфидно-полиметаллическое, золото-сульфидное, золото-сульфидно-кварцевое и золото-кварцевое, располагаются вдоль зон разломов и вне их влияния не отмечаются. Однотипная по минеральному составу минерализация образует рудные пояса, вытянутые вдоль разломов конформно с метаморфической зональностью. При этом по мере удаления от центральной осевой части разломов, фиксируемой при глубоком эрозионном срезе метаморфических поясов гранитизацией и мигматизацией, высокотемпературные рудоносные минеральные парагенезисы сменяются среднетемпературными и затем низкотемпературными [1, 3, 7]. В итоге образуются регионально-протяженные метаморфогенные по природе рудные пояса. Рудные узлы и районы в пределах поясов приурочены к местам пересечений и сопряжений зон глубинных разломов.

Одновременно с глубинными разломами большую роль в размещении метаморфогенно-гидротермального оруденения играют складчатые структуры различных порядков, начиная с крупных регионального типа синклиналий и кончая мелкими складками высоких порядков. Важная роль складчатых структур в размещении — вторая типоморфная особенность данного оруденения. Рассмотрим более обстоятельно роль этих структур.

Роль глубинных разломов в локализации оруденения

Рудоконтролирующие зоны разломов прослеживаются на сотни — тысячи километров и имеют, несомненно, глубинный характер заложения. Это обстоятельство указывает, очевидно, и на глубинную первопричину самих процессов, обуславливающих рудообразование. Особенно показательны в этом отношении золотоносные пояса в протяженных разломах «зеленокаменных трогов» Африки, Канады и Австралии. Весьма характерны также зоны разломов древних кристаллических щитов, несущие редкометальное и редкоземельное оруденение, рассмотренные Я. Н. Белевцевым [1], В. И. Казанским, Б. И. Омеляненко [26] и другими исследователями. Большую протяженность, как правило, имеют пояса золото-

носных диафторитов, контролируемые зонами глубинных разломов в пределах древних складчатых областей и платформ. Метаморфогенно-гидротермальное полиметаллическое оруденение также локализуется в регионально-протяженных поясах [7].

Выделяются две системы разломов, влияющие на размещение оруденения, — ортогональная и диагональная. Они имеют общепланетарное распространение и неоднократно описывались в геологической литературе. Чаще всего в пределах конкретных рудоносных районов хорошо выражена одна из этих систем — ортогональная — преимущественно в раннепротозойских золотоносных структурах или диагональная — преимущественно в фанерозойских; в позднедокембрийских структурах обычно в равной мере проявлены ортогональная и диагональная системы.

Разломы названных систем контролируют положение зональных метаморфических поясов, обуславливающих развитие рудогенеза, и положение самих рудных поясов. Особенно контрастно проявляется в региональном плане рудоконтролирующая роль глубинных разломов, представляющих собой краевые швы, отделяющие жесткие платформенные структуры от складчатого обрамления [7]. Устанавливается четко выраженная зональность по мере удаления от разломов в изменении степени метаморфизма пород и развитой в них минерализации. При этом следует обращать внимание на различную роль разломов ортогональной и диагональной систем в развитии метаморфической зональности и оруденения.

Диагональные разломы северо-восточного и северо-западного простираний в миогеосинклинальных рудоносных прогибах преимущественно согласны с простиранием складчатых структур, хорошо выражены и контролируют развитие процессов зонального метаморфизма и гранитизации. В то же время магматические породы основного и особенно ультраосновного состава в таких разломах обычно отсутствуют, а если и отмечаются, то крайне редко.

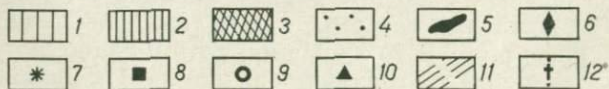
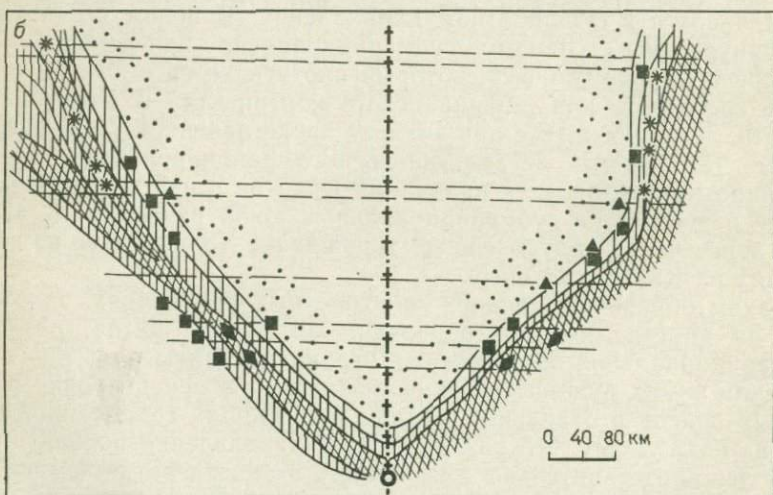
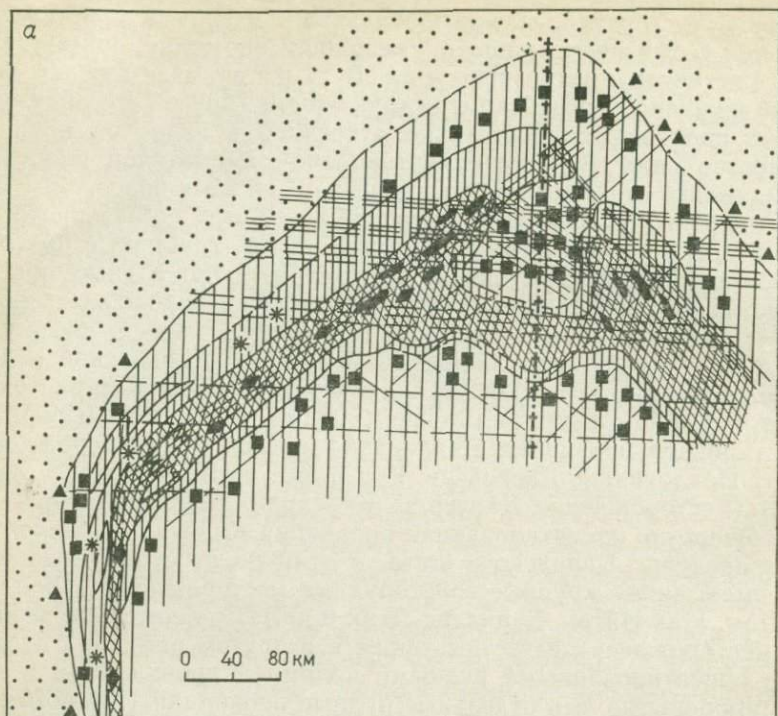
Субширотные и субмеридиональные разломы в пределах миогеосинклинальных прогибов, преимущественно секущие по отношению к простиранию складчатых структур, плохо выражены и относятся к категории «скрытых», в понимании М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и др. Роль их в ориентировке метаморфических поясов обычно подчиненная. В верхнем рудовмещающем (верхнепротерозойско-палеозойском) структурном ярусе они проявлены регионально протяженными зонами повышенной трещиноватости, простирание их секущее по отношению к складчатым структурам. Крупные разрывные смещения в пределах зон разломов обычно отсутствуют. Выделение разломов стало возможным в большинстве случаев лишь после детального и длительного изучения мелких разрывов и общей трещиноватости пород и определения на основе их анализа поясов повышенной проницаемости. Фиксируются данные разломы и геофизическими методами — неконтрастными линейными магнитными аномалиями положительного или отрицательного знака, линейно-вытянутыми зонами высоких градиентов магнитного и гравиметрического полей, резким изменением интен-

сивности магнитных и гравиметровых данных вкрест простирания складчатых структур, флексурообразными изгибами простирания изолиний геофизических полей, смещением аномалий, прямолинейными контактами интрузивов и пр. В то же время в нижнем (архейско-нижнепротерозойском) структурном ярусе эти разломы обычно проявляются достаточно отчетливо в виде зон крупных градиентов силы тяжести с вертикальной амплитудой смещения в фундаменте складчатого основания до 3—6 км и более.

В древних рудоносных структурах — палео- и мезопротозойских, заложенных на кристаллических щитах, глубинные разломы ортогональной системы, прежде всего субмеридиональные, обычно хорошо выражены и определяют ориентировку рудоносных прогибов («трогов») и развитых в их составе рудных поясов, зон и жил. Так, субмеридиональную ориентировку имеют Дарварский и другие золотоносные пояса Индии, включающие месторождения Колар, Хатти, Рамагири, Гути, Гадагское и другие. Аналогичным образом ориентирована провинция Йеллоунайф в Канаде (месторождения Джиап Йеллоунайф, Дисковери, Кон и др.) и Ийларнская в Австралии (месторождения Калгурли, Кулгарди, Норсмен и др.).

Субширотно ориентированная провинция Киватин, расположенная в пределах Канадского щита, в отличие от субмеридиональных, имеет менее крупные золоторудные месторождения (Холлингер, Дом, Мак-Интри, Керкленд-Лейк и др.). Сравнительно небольшие месторождения известны также и в другом регионе с субширотно ориентированными рудными полями и провинциями в Африке. Любопытно, что отдельные рудные провинции (Южно-Африканская, Трансваальская, Танганьикская и др.) вытянуты каждая в отдельности в субширотном направлении. В целом все провинции приурочены к одному субмеридионально ориентированному трансрегиональному поясу, который протягивается с юга на север вдоль восточного края Африканского континента. В этом, в частности, легко убедиться при анализе представленной С. Д. Шером [36, с. 128] схемы металлогенического районирования Африки. Субширотная рудоносная провинция Киватин в центральной части также пересекается субмеридиональной зоной разломов. К этому узлу пересечения приурочено месторождение Хори — одно из крупнейших на Канадском щите.

Таким образом, в древних золотоносных провинциях, заложенных на кристаллическом основании архейских щитов, разломы субмеридиональной ориентировки играют основную роль как в заложении самих рудоносных прогибов, так и в ориентировке рудоносных поясов и отдельных рудных тел. Общий геотектонический анализ показывает, что разломы этого направления вообще были наиболее представительны для раннего этапа развития земной коры, что согласуется с общим планом складчатых структур этого периода. Субширотные разломы, как видно, проявлялись, но играли подчиненную роль. В то же время, хотя и слабо, но уже начало сказываться влияние диагональных разломов. Их влияние выражается в том, что в пределах субмеридионально и субширотно ори-



ентированных рудных поясов месторождения располагаются не равномерно, а «кучно» — в местах пересечения ортогональных разломов диагональными. Так, месторождение Керкленд-Лейк находится там, где зона широтных разломов, являющаяся основной для этого региона, сочленяется с более короткой зоной разломов юго-западного простирания. Месторождения Сан-Антонио, Централ Манитоба, Гуннар, Диана этого региона контролируются диагональной системой разломов юго-восточного простирания [36].

В позднепротерозойских многоэосинклинальных прогибах, выполненных углеродсодержащими («черносланцевыми») формациями, разломы диагональной системы, как видно из рис. 8 *а, б*, играют основную роль в региональном плане в определении конфигураций метаморфических поясов. Оруденение располагается вокруг этих поясов, обрамляет их, контролируется одновременно соподчиненными разломами северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений. Влияние субмеридиональных разломов слабее всего выражено, но, тем не менее, также несомненно. Совместное развитие разломов названных систем обуславливает блоковое строение многоэосинклинальных прогибов, прежде всего четко выраженное в строении их фундамента.

Оруденение избирательно локализуется в тех блоках, которые располагаются в местах сочленения фланговых частей глубинных разломов. В этих местах создается общая высокая раздробленность пород за счет разветвления крупных разломов на систему сопряженных более мелких, хуже проницаемых для растворов и в связи с этим наиболее благоприятных для локализации оруденения. Кроме того, такие блоки наиболее термостатированы и представляют собой своеобразные длительно функционирующие гигантские дренажные «тупиковые» структуры.

Особо обратим внимание на большую роль субширотных зон разломов в таких многоэосинклинальных блоках. Эти разломы чаще всего плохо выражены и относятся к категории скрытых. Тем не менее, роль их в распределении оруденения весьма важная: во многих рудных провинциях все минерализованные узлы, а в их пределах месторождения, располагаются в местах сопряжения или пересечения этих разломов с разрывами других направлений. Более того, многие, а в некоторых районах большая часть минерализованных зон, имеют субширотное простирание, причем и в тех

Рис. 8. Схемы размещения фаций регионального метаморфизма и метаморфогено-гидротермальной минерализации в узлах сопряжения зон глубинных разломов:

а — острый угол сопряжения зон разломов обращен в сторону платформы, *б* — в сторону складчатой области, обрамляющей платформу.
 Фации метаморфизма: 1 — зеленосланцевая, 2 — эпидот-амфиболитовая, 3 — амфиболитовая, совпадающая с центральной частью зоны разломов; 4 — платформенные неметаморфизованные отложения; 5 — мусковитовые пегматиты; 6 — редкометальное и редкоземельное оруденение; 7 — редкометальное высокотемпературное оруденение; 8 — прожилково-вкрапленное и жильное кварцевое и кварцево-сульфидное оруденение золота; 9 — флогопитовые пегматиты; 10 — полиметаллическое оруденение; 11 — глубинные зоны повышенной проницаемости; 12 — ось субмеридионально ориентированной зеркально отраженной симметрии

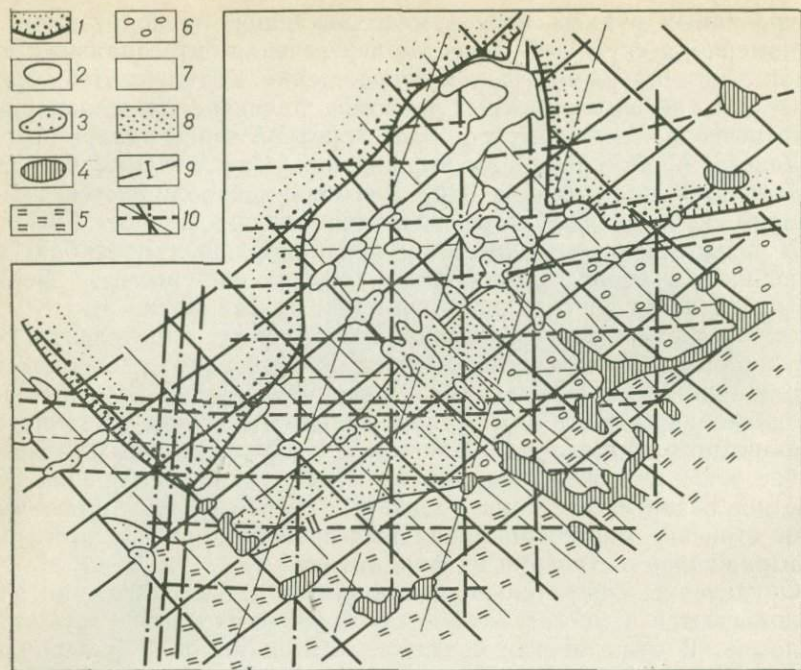


Рис. 9. Роль глубинных разломов в размещении метаморфогенного и иных генетических типов оруденения в разновозрастных геотектонических сооружениях. По В. А. Буряку [6].

1 — верхний осадочный чехол платформы и ее краевой шов; 2—4 — узлы развития минерализации: 2 — метаморфогенно-гидротермальной, 3 — постмагматически-гидротермальной, 4 — субвулканической близповерхностной; 5—8 — разновозрастные складчатые сооружения: 5 — герциниды, 6 — нижнепротерозойские, 7 — байкалиды, 8 — каледониды; 9 — осевые зоны краевых геосинклинальных разломов; 10 — осевые линии глубинных зон повышенной проницаемости; I—II — структурные швы: I — Туркино-Бамбуйский, II — Монголо-Охотский

случаях, когда складчатые структуры иного — северо-восточного или северо-западного — простирания.

Выполненный анализ показал, что эта закономерность особенно хорошо проявляется в складчатом обрамлении древних платформ и отчасти на самих платформах (рис. 9). Важно отметить, что обрамляющие платформу провинции с метаморфогенно-гидротермальным оруденением и платформенные провинции с постмагматическим оруденением находятся на одних и тех же сквозных трансрегиональных субширотных разломах. По аналогии с регионами, где это хорошо доказано, логично допустить, что такие субширотные зоны явились длительно живущими рудоконцентрирующими трансрегиональными структурами глубинного типа. Рудоконцентрирующая роль субширотных разломов устанавливается, в частности, для всего Евро-Азиатского материка. Важная роль субширотных разломов в размещении золотой минерализации проявляется и в пределах других регионов, в том числе на Австралийском, Канадском и Африканском щитах. Очевидно, изучению этой системы разрывов следует уделять большое внимание.

Специфическая «рудоконцентрирующая» роль субширотных разломов, как и меридиональных, вероятно, вызвана иной по сравнению с диагональной системой разломов природой образования и пронизанностью — формированием в виде глубинных разрывов не скола, а отрыва. В то же время это одна из наиболее глубоких и древних систем разломов, на что прежде всего указывает частое контролирование этими разломами основных и ультраосновных магматических пород, четко выраженное развитие их в океанических впадинах и на древних щитах в виде субширотных трогов, а также плохая выраженность (в виде зон «скрытой» трещиноватости) в верхнем складчатом ярусе. Последнее в значительной мере, видимо, и приводит к тому, что эти разломы — хорошие рудолокализирующие структуры, которые трудно диагностируются.

Диагональная система глубинных разломов, вероятно, является сколовой, преимущественно менее глубокой — коровой. Поэтому влияние ее оказывается решающим главным образом в развитии палингенно-метасоматической гранитизации и процессов регионального метаморфизма. В то же время, как видно из приведенных рис. 8, 9, важная роль этих разломов в распределении оруденения несомненна.

Выполненный статистический анализ имеющихся данных по пространственному расположению рудоконтролирующих систем разломов показывает, что расстояние между зонами разломов, определяющими положение основных рудных районов и узлов, в региональном плане сохраняется, за редким исключением, практически одинаковым для обширных территорий, несмотря на гетерогенность их строения. Это определяет соответственно и достаточно выдержанное расстояние — шаг — между рудными районами и провинциями. Посредине между основными рудными районами и контролирующими их положение зонами разломов первого порядка проходят дополнительные системы разломов второго порядка, контролирующие размещение рудных районов второго порядка. В ряде случаев между этими дополнительными разломами и рудными узлами, опять-таки посредине, выделяются промежуточные разломы и рудные узлы третьего порядка и т. д. В итоге расстояние между глубинными разломами, рудными районами и узлами сохраняется кратным основному «шагу» и составляет (по направлению диагональной системы разломов) преимущественно 180—200 км, 90—100 или 45—50 и 20—25 км. Расстояние по меридиану между субширотными разломами и соответственно рудными районами и узлами обычно 400, 200, 100, 40—50 км, между рудными зонами — 40—50 и 20—25 км, реже 15—20 км.

По этой же причине расстояние между отдельными жилами, а в их пределах между рудными столбами, также проявляет отчетливую тенденцию к стабильности, несколько изменяясь в зависимости от конкретных условий. Очевидно, это обстоятельство является весьма существенным, поскольку дает возможность более эффективно, используя указанный шаг, выбирать площади под первоочередные поиски. Разумеется, при этом необходимо учитывать,

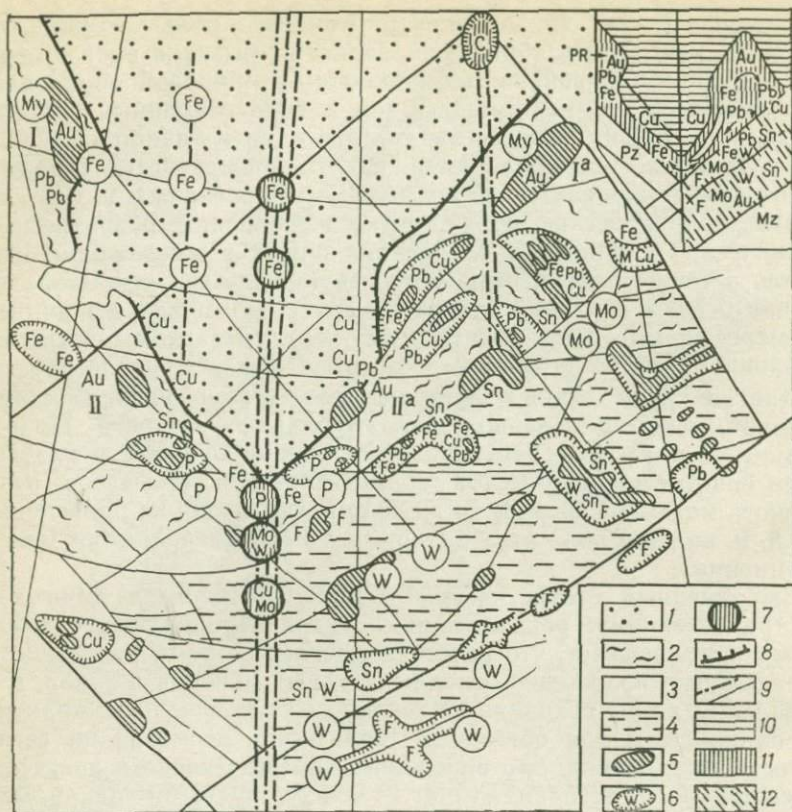


Рис. 10. Элементы зеркальной симметрии и асимметрии в размещении рудения. По В. А. Буряку [6].

1 — осадочный чехол платформы; 2 — байкалиды; 3 — каледониды; 4 — область герцинской и мезозойской активизации; 5 — узлы с проявлениями прожилково-вкрапленной минерализации; 6 — полиметаллические рудные узлы; 7 — прочие минерализованные узлы, расположенные в осевых зонах симметрии; 8 — краевой шов платформы; 9 — осевые зоны глубинных разломов; 10—12 — условные обозначения к врезке: 10 — чехол платформы, 11 — байкалиды, 12 — область герцинской и мезозойской активизации

что в каждом конкретном случае могут быть частные отклонения, вызванные особенностями геологического строения конкретного района или участка. Однако в целом, как свидетельствует достаточный фактический материал, эта закономерность проявляется достаточно отчетливо и может с успехом использоваться в практике.

Система рудоконтролирующих разломов не строго прямоугольна, хотя и близка к ней, она скорее ромбическая [6]. Разломы не всегда строго параллельны друг другу. Отмечается разветвление одной системы на сопряженные дугообразные. Особенно характерно это для северо-западной системы разломов при пересечении с субширотными линеаментами (см. рис. 9). При этом происходит постепенное выкручивание северо-восточной ветви со сменой северо-западного простирания на близкое к субширотному.

Помимо этой пространственной симметрии в расположении рудных районов и узлов, обусловленной симметричностью (равноудаленностью) зон разломов, отмечается зеркально-лучевая симметрия и асимметрия относительно трансрегионально выраженных линеаментов, прежде всего субмеридиональной ориентировки (рис. 10). Наиболее показателен линеамент, проходящий по 102—105 меридиану, разделяющий северо-западное и северо-восточное простирание складчатых структур и разрывов и оказывающий в региональном плане определяющее влияние на расположение многих месторождений, прежде всего уникальных. Этот линеамент фиксируется многочисленными геологическими данными и, в частности, отчетливо проявлен на тектонической карте Евразии, составленной под руководством А. Л. Яншина. Протягивается он начиная с Бирманско-Малайзийской складчатой области в меридиональном направлении через весь Азиатский материк. По геофизическим данным этот линеамент фиксируется в виде резко выраженной аномальной зоны в мантийном слое земной коры. Он является своеобразной плоскостью зеркально-отраженной симметрии. Действительно, если мысленно по нему перегнуть рисунок, то северо-западная (саянская) ветвь разломов совместится с северо-восточной (байкальской) и, соответственно, совместятся многие рудные провинции и районы западного и восточного секторов, в частности, Приангарская полиметаллическая провинция стратиформного типа (месторождение Горевское и др.) совмещается с Прибайкальской (месторождение им. Барвинского и др.), а керамические пегматиты Приольхонья с аналогичными по составу пегматитами Восточного Саяна и т. д. Зона линеамента характеризуется наличием своеобразных, часто крупных месторождений, обычно неповторимых за ее пределами, например Слюдянское месторождение флогопита. К этой зоне в региональном плане тяготеют и трубки взрыва Сибирской платформы с железорудными месторождениями и кимберлитами.

Параллельно рассмотренному субмеридиональному линеаменту, проходящему по 102—105 меридиану, располагаются «дочерние», подобные, но менее четко выраженные, играющие меньшую, но тем не менее важную роль в развитии и размещении различных минерально-морфологических типов оруденения, в том числе в Алдано-Становой зоне, определяя в региональном плане положение флогопитоносных пегматитов и других высокотемпературных метасоматитов и на востоке Якутии, обуславливая размещение стратиформного полиметаллического (свинцово-цинкового) оруденения (Сардана и др.).

Аналогичная симметрия относительно субмеридиональных зон повышенной проницаемости проявляется также в общем строении и металлогении метаморфических поясов. При этом вершина угла, образованного пересекающимися разломами диагональной системы, может быть обращена к северу или к югу (см. рис. 8, а и б). В этом проявляется своеобразная смещенная зеркально-лучевая сим-

метрия относительно субширотных линейментов, что дополнительно указывает на их связь с субмеридиональными.

В то же время из рис. 8, а, б видно, что зеркальная симметрия относительно субмеридиональных линейментов не во всем выдерживается. Так, для флюоритовой и редкометальной минерализации, связанной с мезозойской активизацией, этот линеймент, наоборот, является своеобразным ограничительным барьером в распределении данной минерализации в западном направлении и пр.

Важно отметить, что одна и та же система разломов часто является рудоконтролирующей для разновозрастных и, более того, для различных по генезису месторождений одного и того же элемента. Особенно хорошо это показано на примере кварцево-жильного и прожилково-вкрапленного золотого оруденения (см. рис. 10). В изображенном регионе в поперечных разломах северо-западного простирания постепенно в юго-восточном направлении, по мере перехода от байкалид к мезозоидам, метаморфогенно-гидротермальная минерализация, типоморфная для байкальской эпохи, сменяется постмагматически-гидротермальной в зоне каледонид и варисцид и, наконец, — близповерхностной субвулканической в полосе мезозойской и мезо-кайнозойской активизации. Аналогичное изменение генезиса минерализации устанавливается и вдоль разломов других направлений. Как видно из рис. 10, различное по генезису и возрасту оруденение, контролируясь одной и той же системой разломов, располагается в разных участках (сегментах) этой зоны разломов и редко пространственно совмещено.

Все это указывает, с одной стороны, на важную локализирующую роль глубинных разломов в размещении метаморфогенного оруденения, с другой — на глубинную первопричину металлогенической специализации тех или иных участков земной коры (рудных полей), весьма длительно и по-разному проявляющуюся в разные эпохи.

При этом устанавливается, что узлы сопряжения разломов с метаморфогенно-гидротермальным оруденением характеризуются повышенным кларком рудогенных элементов в осадочных и вулканогенных толщах и специфическими (неизохимическими) условиями метаморфизма.

Постмагматические месторождения развиваются в породах различного состава, независимо от процессов регионального метаморфизма, но ассоциируют с определенными интрузивными формациями. Все это свидетельствует о том, что влияние глубинных разломов на метаморфогенный рудогенез проявлялось длительно, начиная с накопления геохимически специализированных осадочных и вулканогенных толщ (первичный привнос рудогенных компонентов из глубинных частей Земли) и кончая эпохой метаморфизма и гранитизации (поступление по разломам потока метаморфизирующих и гранитизирующих флюидов, обуславливающих перераспределение сингенетичных породам рудогенных компонентов и, возможно, дополнительный привнос их в составе флюидов).

Роль складчатых структур и синскладчатых разрывов в локализации оруденения

Миогеосинклинальные прогибы и «зеленокаменные трюги» в период рудообразования представляли собой в крупном плане сложные по строению синклинорные структуры, заложенные вдоль систем глубинных разломов. В результате последующих наложенных тектонических и магматических процессов они в отдельных случаях утратили синклинорную форму и были превращены в складчато-глыбовые блоки или в так называемые горст-антиклинории и сложные куполовидные поднятия. Однако и в этих случаях первичная синклинорная природа таких структур в момент формирования и основной складчатости проявляется довольно отчетливо.

Четко выраженную синклинорную структуру имеют прежде всего миогеосинклинальные прогибы, заложенные вдоль глубинных разломов на платформенном основании. Возраст толщ, слагающих такие прогибы и соответственно самих прогибов, различен — от нижнепротерозойского до мезозойского.

Синклинорная природа палеопротозойских «зеленокаменных трюгов» выражена не всегда достаточно четко, а некоторые исследователи (К. Анхойсер, А. Гликсон, А. Гудвин и др.) вообще ее отрицают. Они считают, что рассматриваемые «трюги» возникли в узких прогибах между тонкими сиалическими блоками непосредственно на океанической коре основного или ультраосновного состава, т. е. представляют собой типичные эвгеосинклинальные трюги. Этой точки зрения придерживается С. Д. Шер. Поэтому им исключается возможность развития процессов гранитизации в основании «трюгов», а золото генетически связывается с базитовой магмой. Однако, как показал Л. И. Салоп [31], представления о трюговой природе «зеленокаменных поясов» не могут быть приняты. Можно утверждать, что к концу архейской эры уже была сформирована достаточно мощная сиалическая кора, а последующие процессы в течение протозоя и фанерозоя только увеличивали ее мощность. Везде в основании «трюгов» под зеленокаменными толщами палеопротозоя залегают гнейсовые или гнейсово-гранулитовые комплексы архея. Л. И. Салоп [31] указывает, что «зеленокаменные пояса» далеко не везде слагают узкие зоны. Во многих рудоносных районах, как, например, в Зимбабве, где с ними связаны золоторудные месторождения, они занимают широкие поля, расчлененные более древними архейскими породами, обнажающимися в ядрах куполов и антиклиналей. Даже там, где зеленокаменные породы занимают узкие зоны, отчетливо видно, что эти прогибы представляют собой сложные, сжатые синклинали, разделенные большими и широкими антиклиналями, в которых выходят реактивированные породы архейского фундамента и граниты.

В пределах синклинориев оруденение преимущественно локализуется в наиболее прогнутых участках — в дополнительных синклинальных прогибах и мульдах, осложняющих синклинории, а в пре-

делах мульд и прогибов — главным образом в ядерных частях антиклиналей. Особенно благоприятны мелкие антиклинали, осложняющие крупные, прежде всего флексуобразные изгибы их осей и шарниров. Эта же закономерность проявляется и в региональном плане: основные проявления минерализации находятся в местах изгибов простирающихся складчатых систем, например, с северо-западного или северо-восточного на субмеридиональное и широтное. Это же устанавливается в отдельных минерализованных зонах и жилах. Повышенная сульфидная (особенно золото-сульфидная) минерализация приурочена к сложноскладчатым участкам, в основном к ядерным частям и к пологим крыльям асимметричных сжатых антиклиналей высоких порядков. Те места, где породы смяты в выдержанные линейного типа складки, не подверженные изгибам и не осложненные более мелкой сопряженной складчатостью, — обычно не рудоносны. Изгибы (в плане) складчатых структур, контролируемые участки повышенного оруденения, могут быть весьма незначительными: простирающиеся пород в них изменяется всего на $5-15^\circ$, однако влияние на размещение оруденения оказывается значительным. Очевидно, для выделения таких структур необходимы детальные работы.

Среди антиклиналей оруденение развивается в приядерных частях, реже на крыльях, локализуясь в зонах интенсивного расщепления. В плане и по падению последние согласны с общим положением складчатых структур и обусловлены частым развитием послойных, межслоевых, диагональных и послойно-кливажных трещин. В литологическом отношении зоны повышенного расщепления с золото-сульфидной и кварцево-жильной рудоносной минерализацией приурочены к горизонтам «углистых» филлитовых и алевросланцевых пород, расположенных среди более грубозернистых (менее пластичных) пород — песчаников, алевролитов и известняков. При фаціальном выклинивании пелитовых пород и смене их более грубозернистыми отложениями интенсивность минерализации уменьшается по мере ослабления расщепления и через ореол редких прожилков и вкрапленников сменяется регионально метаморфизованными породами с раннеметаморфическими сульфидами. Повышенные концентрации жил отмечаются также на контактах пород, особенно отличающихся по механическим свойствам. Наиболее благоприятны контакты сланцев с песчаниками или известняками, а также сланцев с алевролитами. Строго послойные штокверки, локализующиеся избирательно в горизонтах грубозернистых алевролитов и кварцитовидных песчаников, имеют относительно большое распространение, но слабо рудоносны или вообще не минерализованы. Рудоносны чаще всего послойно-секущие штокверковые зоны.

В минерализованных зонах сульфидные прожилки и вкрапленники располагаются в меж- и внутрислоевых, кливажных и позаднескладчатых трещинах. При этом в зависимости от степени регионального метаморфизма вмещающих толщ роль этих разрывов в распределении минерализации существенно изменяется.

В биотит-хлоритовой зоне (самые нижние горизонты развития золото-сульфидной минерализации) и в нижних частях хлорит-серицитовой зоны прожилки и крупные линзы сульфидов постоянно располагаются в послойных трещинах. В то же время слагающие их отдельные мелкие линзовидные прожилки и линзочки сульфидов отмечаются преимущественно в трещинах главного и межслоевого кливажа и редко в послойных трещинах. Крайне редко вкрапленность кристаллов пирита в ассоциации с незначительным количеством кварца отмечается в продольных и поперечносекущих крутопадающих трещинах, образованных в завершающий период складчатого этапа деформаций. В диагональных по отношению к осям складок позднескладчатых сколовых трещинах сульфидная минерализация вообще не отмечается или наблюдается, но крайне редко. Все разновидности постскладчатых разрывов не минерализованы.

Кристаллы пирита имеют резко выраженные угнетенные формы роста, закономерно ориентированные по отношению к послойно-кливажным трещинам. В виде идеально образованных кубов пирит встречается редко. Выделяется пять основных групп кристаллов в зависимости от их формы и характера ориентировки относительно послойно-кливажных трещин. Наиболее распространены кристаллы в виде сжатых по L_2 таблитчатых и удлинённых параллелепипедов со скошенными или прямоугольными гранями, вытянутые длинными гранями или максимальными диагональными сечением вдоль послойных или кливажных трещин. Часто встречаются уплощенные по L_3 кристаллы, по форме близкие к ромбоэдрам, вытянутые вдоль этих трещин. Тщательное изучение метакристаллов под микроскопом показало, что данные угнетенные формы роста кристаллов первичны и не обусловлены «раздавливанием» их при наложенных тектонических процессах. Общая вытянутость кристаллов максимальным диагональным сечением или удлинёнными гранями вдоль послойных и кливажных трещин обусловлена: 1) асимметрией питающей среды; 2) ростом кристаллов в энергетически наиболее выгодном направлении — от вершин и ребер в сторону контролирующих трещин; 3) значительным односторонним давлением, ориентированным субперпендикулярно слоистости в момент рудообразования.

В хлорит-серицитовой зоне (средние и верхние горизонты размещения минерализации) послойно-кливажные трещины продолжают играть основную роль в размещении минерализации (рис. 11). Однако роль кливажных трещин несколько менее четко выражена, а послойных, наоборот, возрастает. В то же время большую роль начинают играть субвертикальные кварц-пиритовые и особенно пирито-кварцевые прожилки неправильной, извилистой формы и небольшие кварцевые жилы и прожилки, локализующиеся во внутрислоевых и позднескладчатых субвертикальных трещинах отрыва. Хотя и в незначительных количествах, но распространены пирито-кварцевые и реже кварцево-пиритовые прожилки в диагональных по отношению к осям складок сколовых трещинах.

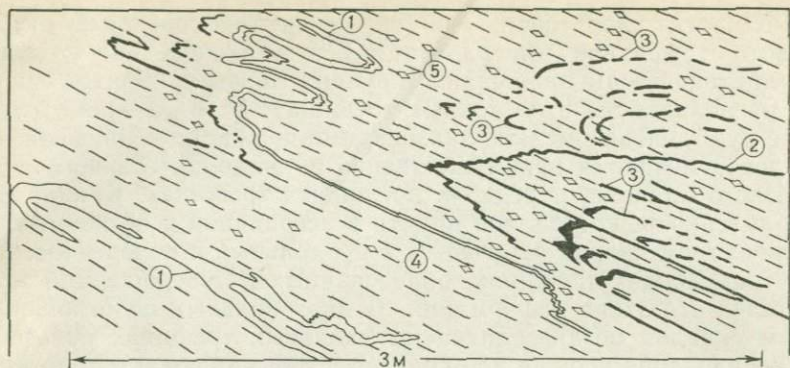


Рис. 11. Морфология золотоносной прожилково-вкрапленной и сопутствующей кварцево-жилевой минерализации.

Цифры в кружках: 1 — кварцевые жилы и прожилки; 2 — пирито-кварцевые золотоносные прожилки; 3 — кварцево-пиритовые прожилки; 4 — кливаж осевой поверхности складки; 5 — магнезиально-железистые карбонаты

Повышенное избирательное развитие этих трещин в антиклиналях второго и более высоких порядков, постоянное выдержанное диагональное простирание к осям складок, изменяющееся по мере изменения ориентировки последних, — все это однозначно указывает на генетическую связь данных трещин с процессами складкообразования.

Кварцевые жилы и прожилки также часто располагаются в послойно-кливажных и послойных трещинах. Однако, в отличие от прожилково-вкрапленной сульфидной и золото-сульфидной минерализаций, большую роль начинают играть позднекладчатые диагональные трещины скола — следствие более позднего образования жил по сравнению с прожилково-вкрапленной минерализацией. Диагональные к осям складок рудоносные жилы хотя и встречаются реже послойных и послойно-седловидных, но тем не менее распространены довольно широко. Часто наблюдаются взаимопереходы послойных жил в диагональные. Четкие пересечения одних жил другими отсутствуют. Наблюдаются лишь незначительные внутриминерализационные подвижки. В редких случаях кварцевые жилы развиты в позднекладчатых крутопадающих трещинах отрыва, субперпендикулярных простиранию складок, прежде всего в относительно хрупких породах — песчаниках и грубозернистых алевролитах.

Обратим особое внимание на то обстоятельство, что диагональные трещины скола, в которых располагаются золото-сульфидные прожилки и кварцевые жилы, как правило, плохо выражены, особенно по сравнению с пострудными. В отличие от последних, они устанавливаются лишь при детальном геолого-геофизическом наблюдении в виде узких зон повышенного расщепления иногда с глиной трения; из геофизических методов обнаруживаются электропрофилеированием, иногда магнитометрией. Тем не менее, роль их в размещении оруденения весьма важна: рудоносные уз-

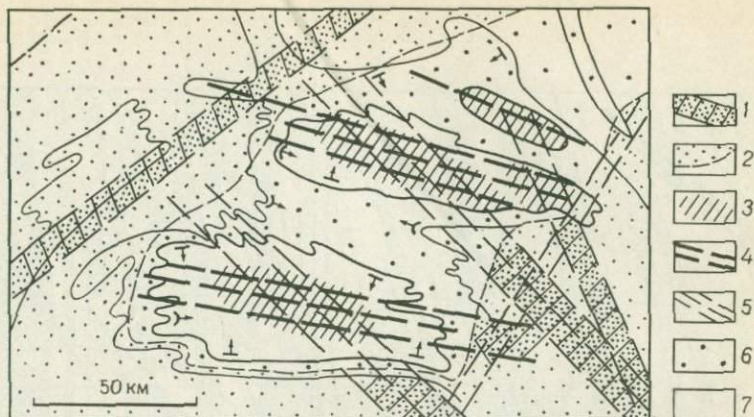


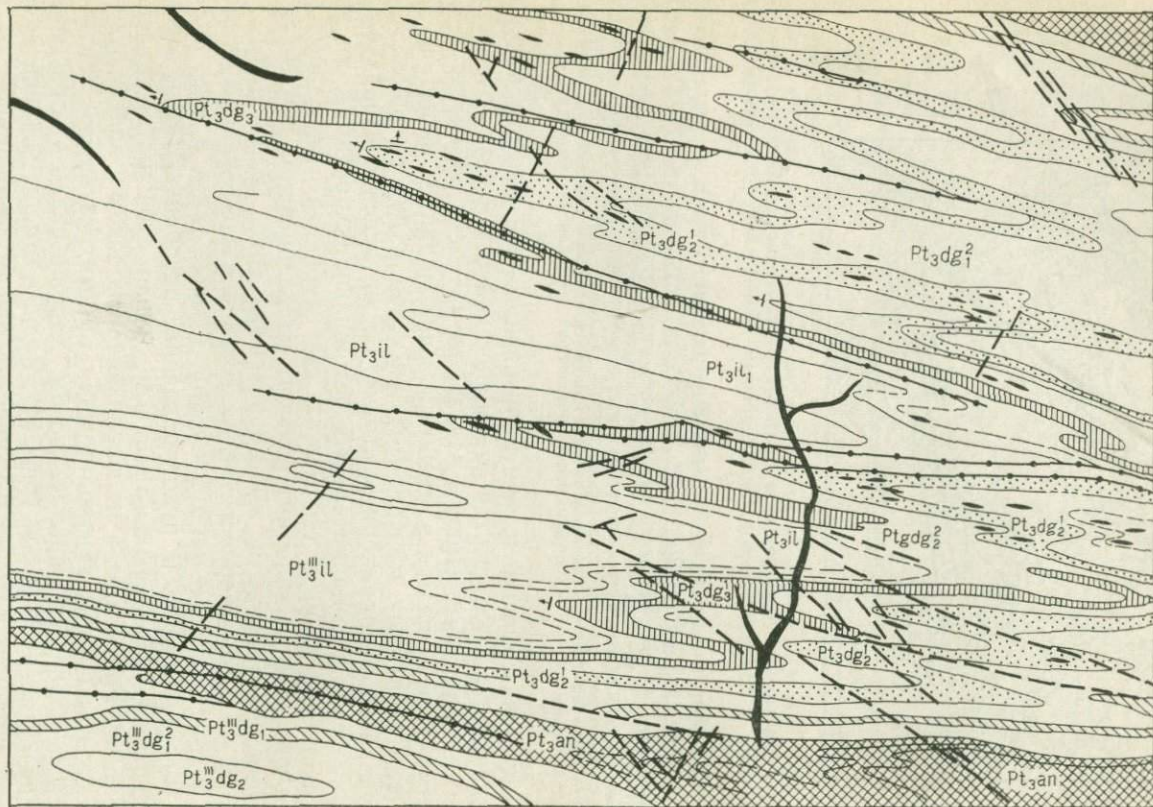
Рис. 12. Положение оруденения в пределах синклиорий — избирательная приуроченность к дополнительным синклинальным прогибам, осложняющим синклиорий.

1 — линейно-выраженные зоны гранитизации и пегматитообразования; 2 — кристаллические сланцы (эпидот-амфиболитовая и более высокотемпературные зоны метаморфизма); 3 — основная продуктивная прожилково-вкрапленная кварцево-сульфидная и кварцево-жильная минерализация; 4 — внутрисинклиорийные трогового типа продольные глубинные разрывы, фиксируемые по геофизическим данным в фундаменте складчатого основания; 5 — внутрикоровые секущие диагональные глубинные зоны повышенной проницаемости, контролирующие осложняющую кулисообразную складчатость, а также развитие процессов метаморфизма и гранитизации; 6 — антиклинальное поднятие в пределах синклиория (безрудность); 7 — синклинальные прогибы, осложняющие синклиорий (рудоконцентрирующие)

лы в пределах продольно минерализованных зон повышенного рассланцевания располагаются преимущественно в местах сочленения с этими разрывами. Причем эта закономерность проявляется как в региональном плане, в масштабе синклиорийных прогибов, так и среди отдельных минерализованных зон и даже рудных жил. В рудоносных синклиорийных структурах оруденение избирательно локализуется в дополнительных осложняющих прогибах, но преимущественно лишь в тех местах, где глубинные продольные хорошо выраженные зоны интенсивного рассланцевания сочленяются с этими диагональными зонами разрывов (рис. 12, 13. а, б).

Эта же закономерность проявляется и в локализации отдельных рудных узлов и месторождений. Рудные узлы, а в их пределах месторождения и рудопроявления, располагаются в местах сочленения продольных (в данном случае субширотных) зон с секущими. Более того, в минерализованных зонах и жилах отдельные столбы обычно контролируются такими разрывами, располагаясь (в плане) субпараллельно им. Хорошо видно это на примере представленной жилы (рис. 14). Рудные столбы в плане имеют северо-западное ($316-320^\circ$) простирание — диагональное по отношению к жиле и вмещающей ее антиклинали. Подобная картина намечается на другом месторождении с прожилково-вкрапленным золото-сульфидным оруденением: при общем субширотном положении минерализованной зоны, согласном с простиранием оси складки, отдельные обогащенные участки, составляющие зо-

a



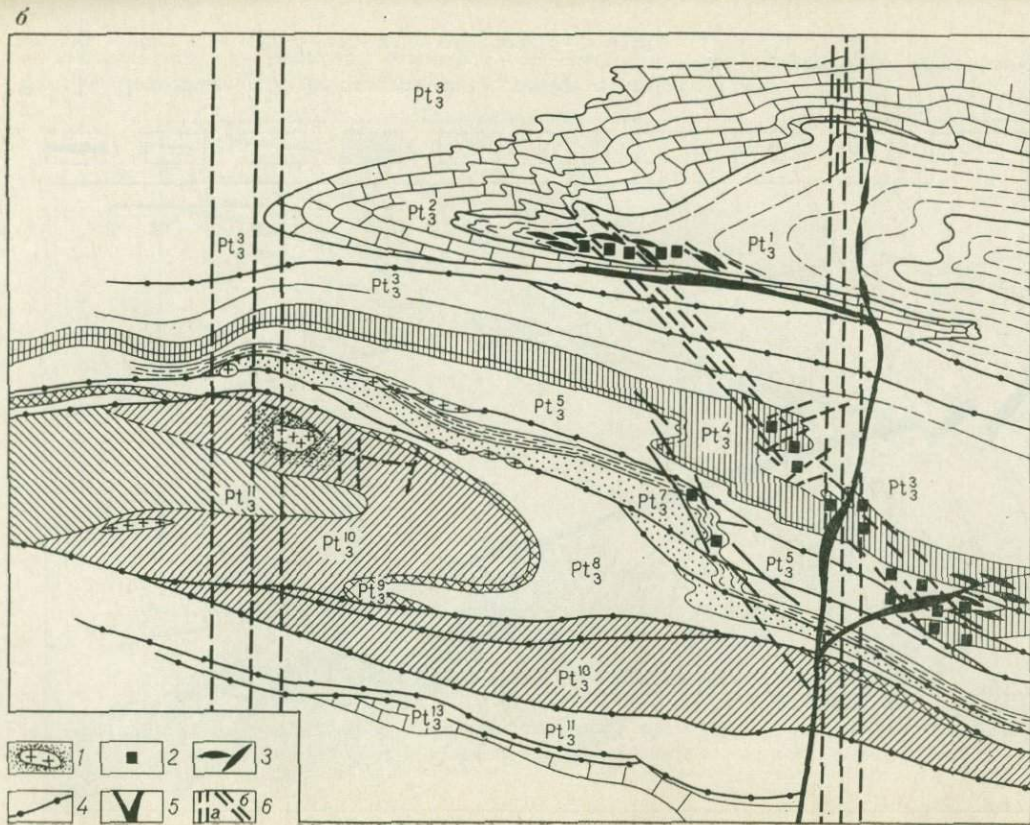


Рис. 13. Структурное положение оруденения в синклинальных прогибах, осложняющих синклинорий.

а — нижние структурные горизонты хлорит-серицитовой зоны метаморфизма, определяющая — прожилково-вкрапленная минерализация; б — верхние структурные горизонты, определяющая — кварцевожильная минерализация.

1 — интрузивные граниты, окруженные роговиками; 2 — прожилково-вкрапленная минерализация; 3 — кварцевые жилы; 4 — продольные пострудные разрывы; 5 — россыпи; 6 — секущие разрывы: а — субмеридиональные пострудные, б — диагональные рудоконцентрирующие

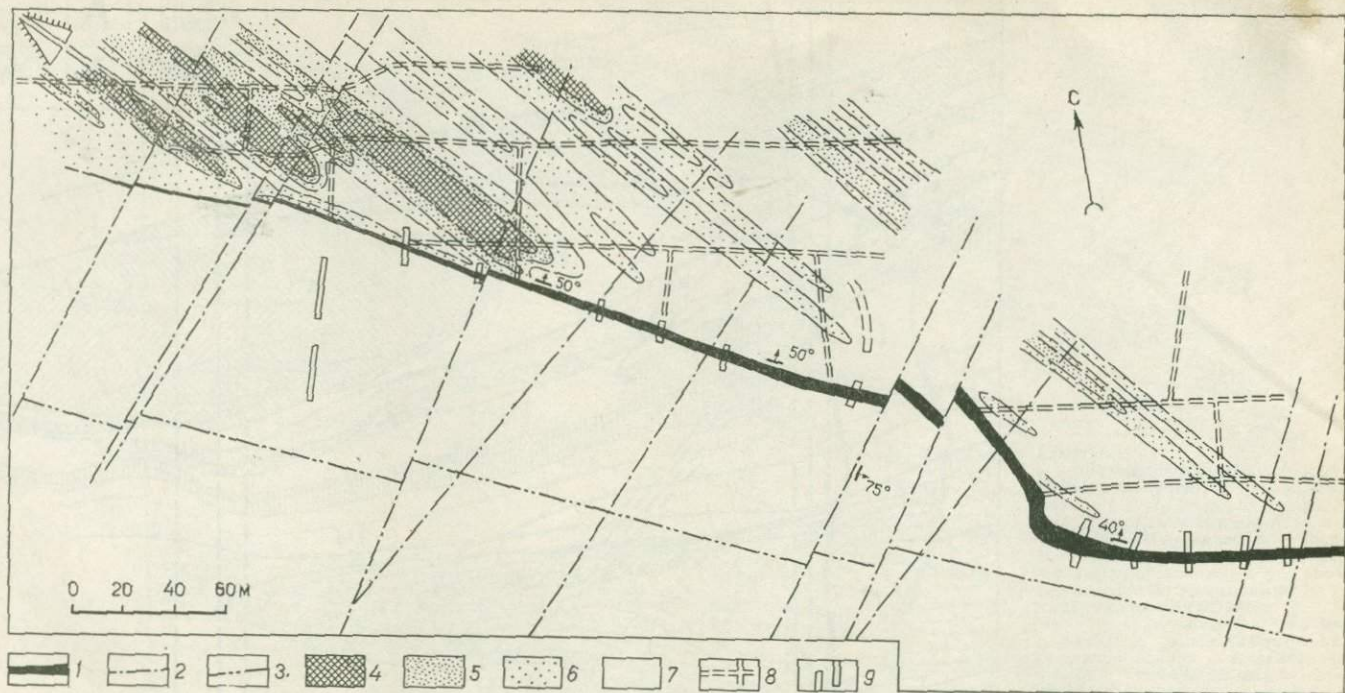


Рис. 14. Положение в плане золоторудных столбов в кварцевой жиле.

1 — кварцевая жила; 2 — пострудные разрывы; 3 — ось складки; 4-7 — в различной мере золотоносные участки жилы, интенсивность минерализации убывает от 4 к 7; 8 — подземные выработки; 9 — канавы

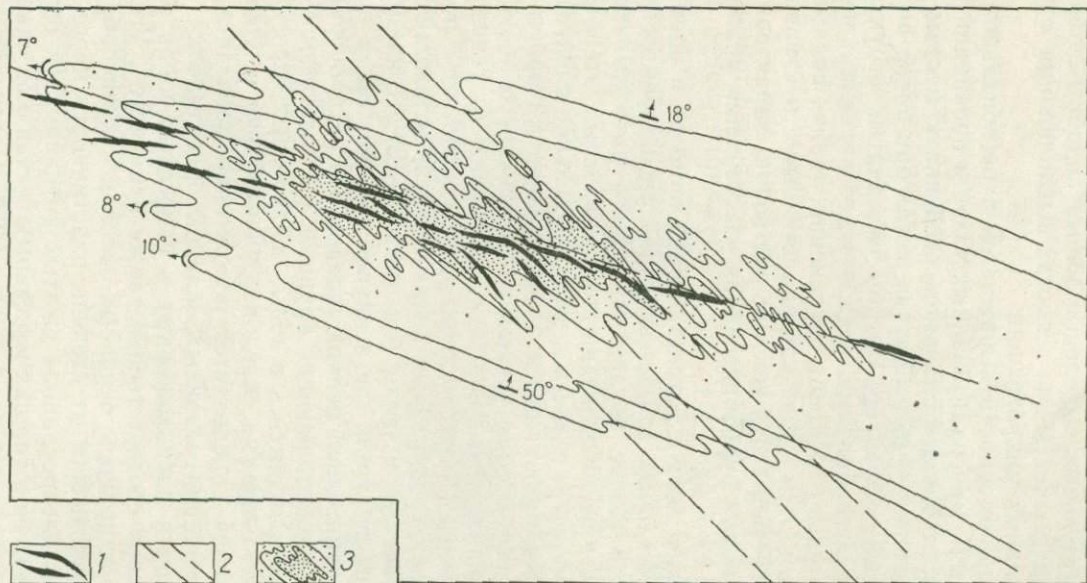


Рис. 15. Положение в плане золоторудных столбов в зоне прожилково-вкрапленной кварцево-сульфидной минерализации. 1 — кварцевые жилы; 2 — диагональные по отношению к простиранию оси складки зоны разрывов; 3 — изоконцентраты золота; интенсивность минерализации соответствует частоте вкрапленности

ну, имеют вид левых кулис северо-западного простирания (рис. 15), а кварцевые жилы этого направления наиболее минерализованы. При этом важно подчеркнуть, что рудоносные зоны располагаются не просто в узлах пересечения продольных (субширотных) разрывов с северо-западными, а там, где последние, сочленяясь с субширотными, выклиниваются или разветвляются на более мелкие. Отдельные выделения золота подобным образом располагаются преимущественно в местах выклинивания и разветвления внутрижильных микротрещин.

Данная закономерность выражается в региональном плане — в приуроченности минерализованных узлов и провинций к фланговым участкам глубинных разломов, особенно к местам их сочленений и пересечений — в том случае, когда они плохо выражены и имеют «скрытый» характер. Изгибы складчатых структур, в том числе крупные дугообразные, прежде всего антиклинальные, к которым избирательно тяготеют оруденения, также, видимо, следует рассматривать в этом плане как аналогичные структурные ловушки — зоны нагнетания рудоносных растворов, характеризующиеся благоприятным для рудообразования «застойным» режимом растворов.

Весьма важен вопрос о генетической природе и времени образования диагональных зон повышенной трещиноватости, контролирующей размещение оруденения. Часто высказываются представления, что они обусловлены постскладчатым этапом тектонических деформаций и в связи с этим оруденение следует рассматривать как сформировавшееся в постскладчатый орогенный этап. Вместе с тем необходимо учитывать следующие особенности этих разрывов, позволяющие подойти к пониманию их генезиса и времени образования. Пространственно они совпадают с положением осевых зон флексуорообразных антиклиналей, осложняющих более крупные рудоносные складки (см. рис. 12, 13). Причем эти закономерности проявляются как в крупном плане, так и на примере отдельных, сравнительно мелких складок. По распространению эти мелкие складки, осложняющие крупные, располагаются кулисообразно в плане, группируясь в зоны, оси которых строго согласны с простиранием основных складок. Ориентировка в плане кулисообразных складок определяется положением последних. При изменении простирания основных складок ориентировка кулисообразных складок и расположенных в их осевых зонах рассматриваемых разрывов соответственно также изменяется. Угол (в плане) между простиранием основных складок и кулисообразных изменяется в зависимости от степени пластичности пород и сжатости складок. В алевросланцах сжатых антиклиналей он наименьший (до 20—30°), а в толщах массивных песчаников слабо сжатых антиклиналей наибольший (близок к 45°). Повышенное развитие кулисных складок и разрывов отмечается в местах интенсивной складчатости, прежде всего там, где происходит воздымание и погружение шарниров основных складок или изгибаются их осевые поверхности. Диагональные зоны разрывов в рудовмещающем

структурном ярусе преимущественно короткие, мало-мощные, соизмеримые с параметрами основных и кулисных складок. Постскладчатые нарушения смещают кулисные складки и соответствующие им разрывы.

Все это вполне определенно указывает на тесную генетическую связь рассматриваемых диагональных разрывов с заключительными периодами складчатого этапа деформаций. Кулисные складки, с которыми наиболее тесно связаны эти разрывы, типоморфны для рудоносных поясов напряженной складчатости и развиваются в заключительный позднескладчатый, а не в постскладчатый этап. Яркими примерами могут служить рудовмещающие складчатые структуры Австралии на месторождениях Копшерхед и Калгурли. Характерным примером является также месторождение Колар в Индии. Оно расположено в той части «зеленокаменного трога», где общая выдержанная линейная складчатость субмеридионального простирания осложнена дополнительными кулисообразно расположенными складками левой и правой ориентировки (рис. 16).

Что касается причин образования кулисообразно расположенных мелких складок и соответствующих им зон трещиноватости, диагонально ориентированных относительно простирания

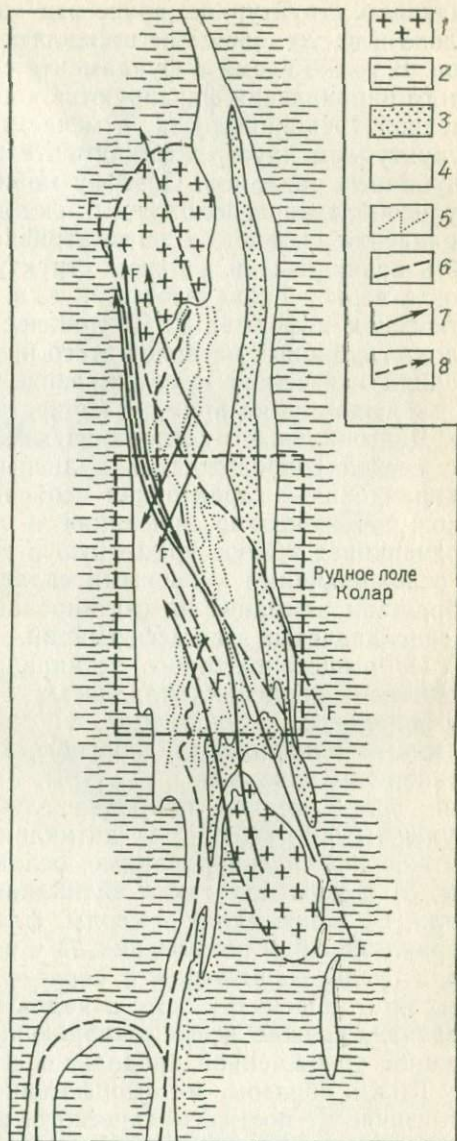


Рис. 16. Структурный контроль рудных залежей в пределах сланцевого пояса Колар. По С. Нарайянасвами и др.

1 — граниты; 2 — гнейсы Пеннисула; 3 — гнейсы Чемпион; 4 — сланцевый пояс Колар; 5 — золотоносные залежи; 6 — разломы; 7 — оси кулисообразных наложенных складок; 8 — ось первичной синклинали складки

основных складок, можно отметить следующее. В верхнем рудовмещающем структурном ярусе эти зоны трещиноватости выражены плохо и часто вообще не проявляются в виде протяженных разрывов. В то же время в фундаменте складчатого основания разрывы этого направления фиксируются контрастно. Основные пояса повышенной трещиноватости, отмечаемые в верхнем рудовмещающем структурном ярусе, в фундаменте находят отражение в виде зон глубинных разломов. Поэтому можно полагать, что формирование кулисообразно расположенных складок, осложняющих главное направление складок и рассматриваемых диагональных разрывов, есть проявление в верхнем структурном ярусе глубинных расколов в период складчатости, т. е. в условиях преобладающих пластических деформаций. Тектонические подвижки, происходившие вдоль глубинных расколов этого направления (как и других), приводили неизбежно к усложнению пликативных деформаций, что и наблюдается на примере конкретных участков.

Диагональные рудолокализирующие трещины скола образуются, не всегда сопровождаясь кулисными складками. Сколы такого направления — характерная особенность различных складчатых поясов, неоднократно описанная в литературе. В данном случае, подчеркивая тесную временную и генетическую связь этих сколов с осложняющими кулисными складками, мы тем самым еще раз обращаем внимание на формирование их не в постскладчатый, а в вискладчатый этап деформаций.

Из вышеизложенного устанавливается следующая смена рудоконцентрирующих складчатых структур по мере перехода от региональных к локальным: 1) древние «зеленокаменные трюги» и миогеосинклинальные прогибы, 2) в их составе синклинории и грабен-синклинорные структуры, 3) осложняющие эти синклинории более мелкие, более глубокие синклинальные прогибы, мульды и погружения, 4) антиклинальные складки, прежде всего интенсивно дислоцированные, осложняющие эти мульды и прогибы, 5) в пределах таких антиклиналей дополнительные антиклинали, 6) в последних — своды, флексуорообразные изгибы осей и периклинальные погружения, 7) в периклинальных прогибах и сводах — узлы сопряжения и пересечения диагональных и продольных по отношению к осям складок позднескладчатых зон расланцевания, прежде всего совпадающих с местами наиболее напряженной усложненной продольной и кулисообразной складчатости.

Таким образом, метаморфогенно-гидротермальное оруденение, в отличие от постмагматического, связанного с интрузивным магматизмом, избирательно приурочивается к наиболее прогнутым структурам, а в их пределах — к зонам расланцевания в осложняющих прогибы антиклиналях (рис. 17, а, б, в). Эта особенность рассматриваемого оруденения весьма любопытна и наиболее легко объясняется миграцией вод в структурах артезианского типа. На это обстоятельство уже обращалось внимание [3]. Рудолокализирующие зоны расланцевания в осложняющих прогибы антиклиналях можно рассматривать как зоны разгрузки рудообразующих

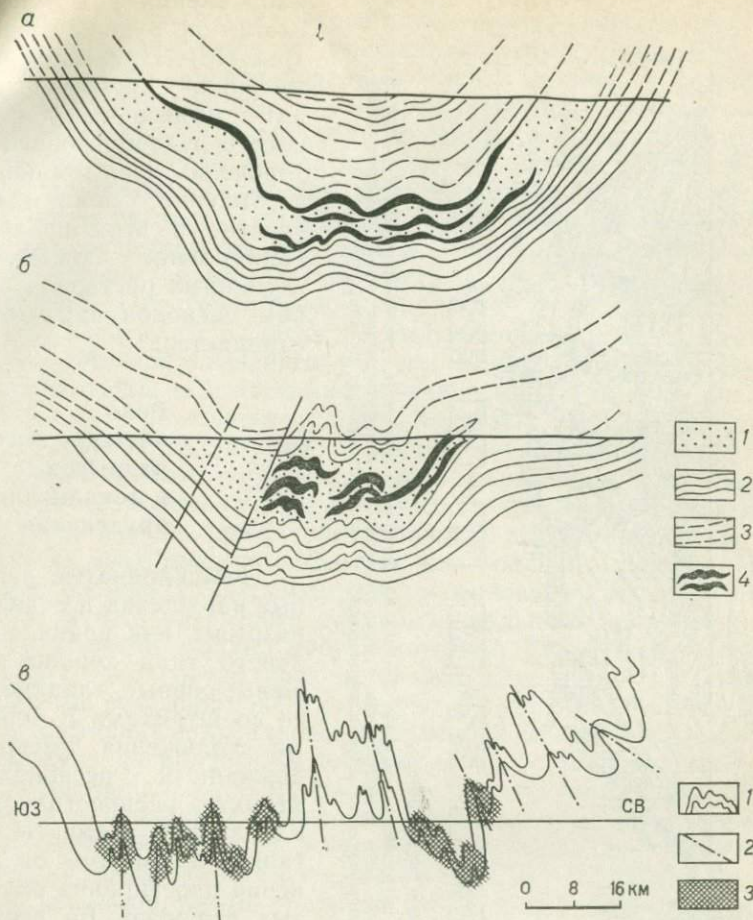


Рис. 17. Типоморфные структуры, локализирующие метаморфогенно-гидротермальное золотое оруденение:

а — мульдообразная сложная синклираль со стратиформными кварцевыми жилами, *б* — сложнопостроенная синклинозная структура с жильно-прожилковыми зонами штокеркового типа.

1 — рудовмещающий горизонт (углеродсодержащие алевролиты); 2 — подстилающие породы; 3 — перекрывающие породы; 4 — рудные тела;

в — поперечный разрез через сложнопостроенный синклинорий с кварцево-жильным и прожилково-вкрапленным оруденением, по С. Д. Шеру. 1 — рудовмещающие породы; 2 — зоны расщелачивания; 3 — оруденение

растворов — своеобразные дренажные структуры. Окружающие прогибы зоны высокотемпературного метаморфизма и гранитизации являются основными предполагаемыми зонами генерации рудогенных растворов. Они представляют собой относительно поднятые блоки, характеризующиеся наиболее высокими значениями $P_{общ}$ и T . Избыточные давления и температуры в них в совокупности с фактором гравитационной дифференциации и могли привести к указанной миграции метаморфогенных растворов на значительные расстояния по латерали в нисходяще-восходящем

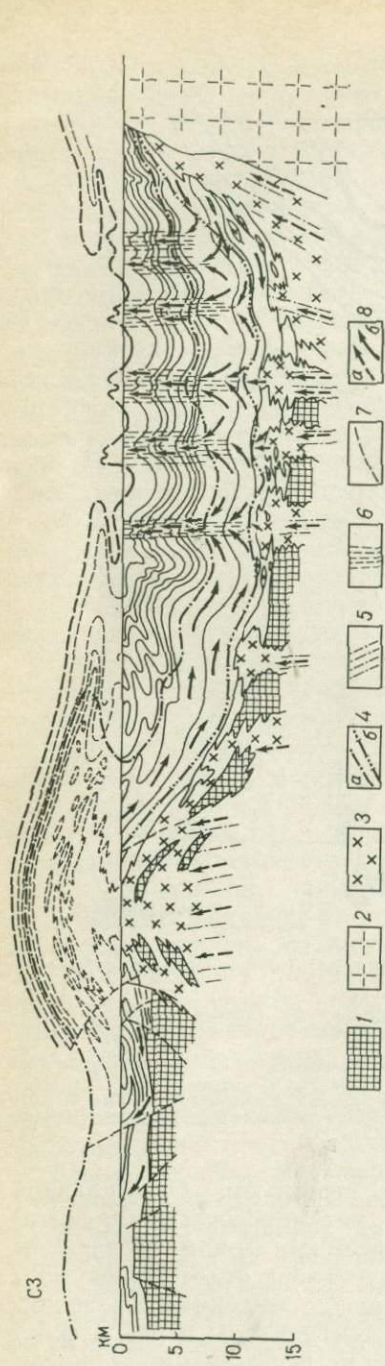


Рис. 18. Поперечный разрез через рудоносный синклиниорий. 1 — кристаллический фундамент (А-Рt); 2 — интрузивные граниты; 3 — метаморфозные пегматиты, гнейсо-граниты; 4 — метаморфические изограды; а — граната, б — дистена; 5 — глубокие зоны проницаемости и гранитизации; 6 — рудовмещающие зоны расслаивания; 7 — разрывы; 8 — пути миграции растворов; а — метаморфизирующих интрателлурических, б — рудообразующих метаморфогенных

направлении и в конечном итоге — к рудообразованию (рис. 18). При такой схеме миграции растворов находит объяснение важная роль в рудообразовании захороненных подземных вод, несомненно, принимающих участие в этих процессах. Поступление ювенильных глубинных растворов по зонам расколов при этом не отрицается.

Роль постскладчатых разрывов в локализации оруденения

Постскладчатые разрывные нарушения и отдельные разрывы, как правило, склового типа хорошо выражены, ровные, гладкие, часто со штрихами и бороздами скольжения, имеют выдержанный региональный характер распространения и одинаковые элементы залегания независимо от изменения простирания складчатых структур. Во всех наблюдаемых случаях рудоносная минерализация в них не была установлена, если не считать развитую иногда в незначительных количествах переотложенную нерудоносную, преимущественно тонкопленочным пиритом, карбонатами и кварцем.

Одновременно повсеместно наблюдается, что рудоносные, в том числе золото-сульфидные и сульфидные прожилки, отдельные кристал-

лы и линзочки сульфидов, постоянно пересекаются, растаскиваются, дробятся и смещаются этими разрывами. В них присутствуют разнообразные по размеру остроугольные обломки сульфидов и глина трения темно-серого или черного цвета с тонкорастертыми пиритом и пирротином, а также обломки жильного кварца и других минералов. Мощностъ, морфология, элементы залегания, минеральный состав и характер рудоносности кварцевых жил и сульфидных выделений при подходе к этим разрывам не изменяются. Зоны золото-сульфидной вкрапленности постоянно залегают согласно с простиранием складчатых структур. Пространственное положение и частота встречаемости их не зависят от наличия рассматриваемых постскладчатых разрывов. Минерализованные участки в пределах рудоносных зон залегают согласно с послойно-кливажными разрывами, контролируются ими и не зависят от постскладчатых нарушений. Окварцевание, перекристаллизация и прочие метасоматические изменения осадочных толщ, сопровождающие образование минерализации, также не зависят от этих секущих трещин и смещений. Отчетливое пересечение, часто со смещением, и дробление ими золото-сульфидных прожилков и кварцевых жил хорошо выражено на многих месторождениях. Так, смещение золотоносных кварцевых жил постскладчатыми разрывами субмеридионального направления, обычно исключено хорошо проявленными в различных регионах и в связи с этим контролирующими гидросеть и, как следствие, золотоносные россыпи, показано на рис. 14. На рис. 13 видно, что золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация и кварцевые жилы размещаются независимо от постскладчатых разрывов субмеридионального направления, контролирующих гидросеть. Субмеридиональные сульфидные прожилки, которые можно было бы рассматривать как результат использования постскладчатых трещин скола, отсутствуют. Встречающиеся в небольшом количестве кварц-пиритовые прожилки такой ориентировки короткие, невыдержанной формы и контролируются позднескладчатыми трещинами отрыва, преимущественно внутрислового типа. В то же время пересечение и дробление сульфидов постскладчатыми разрывами хорошо выражено.

Аналогичное соотношение с оруденением имеют постскладчатые разрывы и других направлений, в том числе субширотные и диагональные. Все это вполне определенно указывает на более позднее образование их по отношению к оруденению.

В то же время зоны повышенного развития постскладчатых нарушений, прежде всего субмеридиональные, нередко приурочены к участкам повышенного развития оруденения. Наблюдается на первый взгляд довольно необычное явление: разрывы как таковые сформировались в верхнем рудолокализирующем ярусе позже процессов рудообразования, но одновременно часто (хотя и далеко не всегда) пространственно совмещены с ореолами его повышенного развития. Обратим внимание также и на то обстоятельство, что повышенное развитие постскладчатых разрывов часто отмечается

там, где наблюдается изгиб (в плане) складчатых структур или их усложнение, где чаще всего и отмечается повышенная рудоносная минерализация. Геофизические наблюдения показывают, что в таких местах, где постскладчатые (пострудные) разрывы пространственно совпадают с ореолами повышенной рудоносности, они хорошо фиксируются в фундаменте складчатого основания в виде смещений, вертикальная амплитуда которых может достигать 0,5—2 км и более. В поясах пострудных нарушений часто фиксируются дайки магматических пород гранитного и основного состава, которые, являясь пострудными по времени внедрения, в то же время преимущественно (хотя и далеко не всегда) пространственно совпадают с рудоносными площадями.

Из вышеизложенного, очевидно, можно сделать один вывод: к моменту развития оруденения постскладчатые нарушения как разрывы в верхнем рудовмещающем ярусе еще не образовались. В это время они проявились в виде зон повышенных пластических деформаций как следствие наличия на глубине — в фундаменте складчатого основания — дорудных и глубинных расколов. Видимо, к началу минералообразования осадочно-метаморфические толщи еще не утратили повышенной пластичности и в процессе складчатости и рудообразования реагировали на тектонические подвижки вдоль зон древних глубинных разломов фундамента главным образом пликативными складчатыми деформациями и сопряженными с ними позднекладчатыми мелкими трещинами. Субмеридиональные и прочие постскладчатые тектонические зоны влияют на положение рудных узлов лишь в общем региональном плане. Расположение в пределах последних месторождений, и особенно отдельных рудных тел, определяется совокупным влиянием складчатых структур и сопряженных с ними послонно-кливажных зон повышенной трещиноватости. Следовательно, субмеридиональные тектонические зоны (в совокупности с глубинными разрывами других направлений) нужно оценивать как регионального типа рудоподводящие структуры, проявленные в виде разрывов в нижнем структурном ярусе, а складчатые и послонно-кливажные — как «рудораспределяющие» и «рудовмещающие» — проявленные в верхнем ярусе. В верхнем структурном ярусе субмеридиональные и прочие постскладчатые разрывы, в том числе новообразованные и «активизированные» зоны повышенных дорудных пластических деформаций, сформировались уже после рудообразования, когда в связи со снятием повышенных $P_{общ}$ и T породы утратили высокую пластичность. Судя по тому, что субмеридиональные зоны контролируют размещение палеозойских и мезозойских гранитоидов и дайковых комплексов и одновременно рассекают их и даже четвертичные аллювиальные россыпи, можно полагать, что образование и активизация этих нарушений происходили неоднократно, начиная с палеозоя и кончая мезо-кайнозоем.

Выводы

1. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение контролируется складчатыми структурами и синскладчатыми разрывами. Оно формируется в складчатый этап деформаций, в завершающие периоды этого этапа, в момент смены преобладающих пластических деформаций разрывными. Если же учесть, что процессы складкообразования и регионального метаморфизма взаимосвязаны и развиваются одновременно или, точнее, близодновременно (основные метаморфические процессы завершают складчатость), то следует заключить, что золоторудная минерализация образовалась в самые поздние периоды складчатого этапа деформаций в тесной временной связи с завершающими метаморфическими преобразованиями вмещающих толщ.

2. Постскладчатые разрывы, в том числе представляющие собой активизированные доскладчатые «скрытые» зоны повышенных пластических деформаций и вновь образованные, являются порудными. Эти разрывы в верхнем рудовмещающем структурном ярусе образовались в тот момент, когда рудовмещающие осадочные и вулканогенные толщи потеряли повышенную пластичность, а оруденение было сформировано. Частая приуроченность их к дорудным зонам повышенной проницаемости и интенсивных пластических деформаций — следствие пространственной совмещенности и унаследованности в образовании разновременных дислокаций. Соответственно, наличие их, в том числе и в виде пояса даек, далеко не всегда свидетельствует о существовании дорудной (рудоконцентрирующей) зоны разлома.

3. Оруденение формируется в синклинорных структурах, а в их пределах — в наиболее погруженных осложняющих прогибах и мульдах. В последних рудолокализирующими выступают антиклинальные складки, которые можно рассматривать как своеобразные дренажные структуры — зоны разгрузки метаморфогенных гидротерм. Миграция последних происходит в значительной мере в соответствии с принципом движения подземных вод в структурах артезианского типа.

4. Наиболее интенсивно дислоцированные рудоносные складчатые структуры с флексуорообразными (в плане) изгибами и кулисообразнорасположенными рудовмещающими складками типоморфны прежде всего для древних палеопротозойских прогибов и в меньшей мере — для позднедокембрийских. В мезопалеозойских структурах рудовмещающими являются более простые антиклинальные складки, осложняющие синклинорные прогибы и мульды. В целом, по мере перехода от древних к молодым металлогеническим эпохам, рудолокализирующие складчатые структуры становятся более простыми, однако избирательная приуроченность оруденения к прогнутым синклинорным структурам сохраняется неизменной.

Глава IV

РОЛЬ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ФОРМИРОВАНИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Вмещающие породы в развитии метаморфогенно-гидротермального оруденения играют весьма важную роль. Помимо химического и минерального состава большое влияние оказывают физико-механические свойства пород.

Влияние физико-механических свойств пород, включая зернистость, пористость, общую проницаемость, пластичность в условиях повышенных значений P и T , отвечающих этапу метаморфизма, проявляется отчетливо для месторождений большинства металлов. Особенно благоприятны для развития как прожилково-вкрапленного, так и жильного морфологических типов оруденения тонкозернистые разности пород (глинистые сланцы, филлиты, тонкозернистые алевролиты, алевросланцы), а также толщи и пласты основных эффузивов, легко рассланцовывающиеся и превращенные в так называемые зеленые сланцы.

Все эти породы, имея высокую пластичность, обладают повышенной способностью к рассланцеванию и в условиях метаморфизма и складчатых деформаций являются своеобразными пластичными прокладками, по которым происходит разрядка напряжений. Поэтому толщи алевросланцев и основных эффузивов наиболее часто содержат интенсивную жильную и прожилково-вкрапленную минерализацию различного состава, в том числе золота, урана, свинца, цинка, меди, ванадия, вольфрама и олова. В таких породах наиболее интенсивно развиты различные виды кливажа, послойные и межслоевые трещины, полости отслоения, микроскладки волочения, флексурообразные изгибы осей и шарниров складок и прочие мелкие структурные формы, благоприятные для локализации оруденения. В связи с этим такие породы оказываются тонко-рассланцованными, пронизанными сплошной сетью мелких весьма сближенных послойно-квиважных трещин и микротрещин, трудно-проницаемых для быстрой миграции растворов и поэтому наиболее благоприятных для рудоотложения. В структурно-тектоническом отношении пласты и пачки тонкозернистых пород можно рассматривать как локализаторы зон мелкой тонкой трещиноватости, или как локализаторы неконтрастного крупнообъемного оруденения.

Рудолокализирующая роль тонкозернистых пород контрастно проявляется в тех случаях, когда они залегают в ядрах или крыльях антиклиналей в виде мощных, но не выдержанных по простиранию линзовидных пластов среди более грубозернистых пород. В минерализованных зонах по мере фациальной смены пород —

перехода тонкозернистых разностей в более грубозернистые (например филлитов в алевролиты) интенсивность трещиноватости ослабевает и соответственно ослабевает минерализация. При этом данная закономерность наблюдается и в тех случаях, когда по химическому и минеральному составу разномзернистые породы одинаковы.

Из-за повышенной пластичности и низкой проницаемости в направлении, перпендикулярном напластованию, обусловленных высоким содержанием слоистых силикатов и алюмосиликатов, алевросланцевые толщи и рассланцованные основные эффузивы часто выступают также в роли структурных экранов, препятствующих субвертикальной миграции растворов, задерживают их и тем самым создают застойный длительно термостатированный режим, благоприятный для метаморфогенного рудообразования.

Горизонты и пачки кварцитовидных песчаников, пересланяющихся с алевролитами и сланцами, характеризуются развитием штокверковой минерализации, в связи с повышенной их хрупкостью и раздробленностью в таких условиях. Мощные толщи однородных по физико-механическим свойствам пород не благоприятны для метаморфогенного рудообразования. Хорошими локализаторами оруденения выступают поверхности внутрiformационных перерывов и размывов, угловых и стратиграфических несогласий, особенно в тех случаях, когда контактирующие породы отличаются по физико-механическим свойствам и химическому составу. Особенно часто к таким поверхностям внутрiformационных и стратиграфических перерывов приурочены стратиформные золотоносные кварцевые жилы, прослеживаясь почти без перерывов вдоль поверхности контакта на 15—20 км и более, залегающая согласно с перекрывающимися породами. В ядерных частях складок мощность таких жил достигает 3—6 м, в крыльях уменьшается до 5—10 см. В морфологическом отношении эти жилы можно рассматривать как пласты пород изменчивой мощности.

Пласты и пачки известняков и известковистых сланцев в условиях глубинной складчатости весьма пластичны, легко перекристаллизовываются с залечиванием разрывов. Открытые зоны дробления и рассланцевания в связи с этим в них отсутствуют, а рудоносные минерализованные зоны не характерны.

Влияние химического и минерального состава пород

Активное влияние состава вмещающих пород на рудообразование отмечается повсеместно, проявляется многообразно и является наиболее резко выраженной особенностью метаморфогенного рудогенеза, на которое следует обращать внимание при его изучении.

Содержание и последовательность кристаллизации минералов в жилах и в зонах рудной вкрапленности определяются, в соответствии с представлениями Д. С. Коржинского [17], прежде всего первичным содержанием слагающих их компонентов в исходных

породах. Высокое содержание компонента затрудняет его выщелачивание из породы и ускоряет последующее осаждение, а низкое — обуславливает раннее выщелачивание и позднее отложение. В связи с этим в интенсивно альбитизированных плагиогранитах и лейкократовых ортосланцах, развивающихся по плагиоклазовым габброидам и основным эффузивам, в жилах и сопутствующих метасоматитах широко представлен альбит. Он значительно преобладает над другими минералами и кристаллизуется первым, слагая эндоконтактные части жил и прожилков. Ближе к центру жил сменяется, иногда слабо замещаясь, Mg-Fe карбонатами, а затем кварцем.

В обычных меланократовых ортосланцах, обогащенных Mg-Fe компонентами, и в парасланцах с Mg-Fe карбонатами соотношение между альбитом и жильными карбонатами обратное: первым кристаллизуется анкерит, вторым — альбит и затем кварц. В известковистых породах первым кристаллизуется кальцит.

Жилы, развитые в кварцево-серицитовых сланцах и в олигомиктовых кварцитовидных песчаниках с редкими зернами кальцита, сложены практически мономинеральным кварцем с незначительным количеством серицита и кальцита. Эти же жилы, но в местах пересечения пиритоносных основных эффузивов и полимиктовых кварц-серицитовых песчаников, содержащих зерна кислых и средних плагиоклазов и пирит, кроме кварца, серицита и кальцита, содержат альбит и пирит. При этом содержание последних увеличивается по мере уменьшения мощности жил и увеличения количества сингенетичного пирита и плагиоклазов во вмещающих породах. Если в последних дополнительно появляются осадочные или раннеметаморфические Mg-Fe карбонаты, хлорит, мусковит, то, помимо отмеченных минералов, жилы содержат анкерит, хлорит и мусковит.

При переходе минерализованных зон и жил в известковые породы в них резко возрастает содержание кальцита и соответственно уменьшается количество кварца, вплоть до образования мономинеральных кальцитовых жил в известняках. Кварц в этих случаях отмечается лишь в виде небольших выделений, приуроченных к центральным частям жил и прожилков. За счет внутриминерализационных подвижек он проникает по плоскостям спайности в кальцит в виде секущих микропрожилков. Переотложенные из боковых пород минералы (пирит, альбит, карбонаты, серицит) располагаются преимущественно у зальбандов жил и в местах их выклинивания и кристаллизуются не позже, а несколько раньше жильного кварца или одновременно с ним. В связи с этим такие минералы следует относить к «раннещелочной» (по Д. С. Коржинскому) стадии минералообразования. Жильный кварц выполняет промежутки между кристаллами этих минералов или слабо метасоматически их замещает, слагая центральные части жил. Кальцит и альбит, кристаллизующиеся позже кварца, — минералы «позднещелочной» (по Д. С. Коржинскому) стадии минерализации — присутствуют в ничтожных количествах или вообще не

развиты. В этом заключается одна из отличительных особенностей метаморфогенного минералообразования¹.

Переотложенные из боковых пород сульфиды кристаллизуются также преимущественно в эндоконтактных частях жил раньше жильного кварца, в меньшей мере входят в состав «позднещелочной» ассоциации, выполняя совместно с золотом промежуток между кристаллами кварца или проникая в них по внутриминерализационным трещинкам. Благодаря этому жилы, залегающие в полимиктовых и карбонатных породах, имеют такое зональное строение: центральные части сложены кварцем, а краевые, примыкающие к зальбандам, и верхние части жил в местах выклинивания — альбитом (в полимиктовых песчаниках), кальцитом (в известковистых породах) и анкеритом (в алевросланцах с осадочными и раннеметаморфическими Mg-Fe карбонатами) (см. рис. 5). Хорошо выражена последовательность переотложения раннеметаморфических Mg-Fe карбонатов, образующих обычно равномерно рассеянную вкрапленность в осадочных толщах, через укрупненные линзы и линзовидные прожилки в околожильноизмененных породах в «жильные» карбонаты, которые входят в состав жил или слагают крупные самостоятельные линзовидные выделения и прожилки. В процессе переотложения состав карбонатов меняется: количество железа уменьшается за счет вытеснения его кальцием, а содержание магния остается практически неизменным (см. табл. 5). В результате рН карбонатов повышается с 8,5—8,9 (для раннеметаморфических) до 9,2—9,5 (для ранних жильных).

При дальнейшем развитии метасоматических процессов ранние жильные карбонаты замещаются кварцем (рН 6,25—6,35), который постепенно сменяет мономинеральную зону карбонатов через соподчиненную зону² совместного развития карбонатов и кварца, или же, при наличии интратрудных тектонических движений, слагает самостоятельные прожилки и даже жилы, рассекающие мономинеральные скопления карбонатов. Характерно, что в местах выклинивания такие прожилки и жилы имеют аналогичное зональное строение, заканчиваясь выделением подобных ранних карбонатов (см. рис. 5). Это указывает, что жильные карбонаты и кварц в данном случае — образования единой метасоматической колонки (одной волны растворов), характеризующейся в различных сечениях различным режимом щелочности-кислотности, и потому не являются разностадийными (в понимании А. Г. Бетехтина и С. С. Смирнова) образованиями. Пересечения мелких прожилков карбонатов или краевых частей жил, сложенных карбонатами и кварцем, жильным кварцем внутренних зон этих же жил, принимаемые нередко за доказательства полистадийности, в действительности обусловлены внутриминерализационными подвижками

¹ В постмагматических рудоносных жилах карбонаты позднещелочной стадии развиты, как правило, в больших количествах.

² В пределах этой зоны карбонат и кварц не вполне одновременные образования: кварц метасоматически замещает карбонаты.

ми, сопровождающими, как известно, любой длительно развивающийся процесс минералообразования.

То же относится и к плагиоклазу, содержащемуся в повышенном количестве в жилах, залегающих в полимиктовых плагиоклазовых песчаниках и среди основных эффузивов. Он кристаллизуется совместно с кварцем или несколько раньше его, но в пределах одной стадии минерализации и независимо от состава в боковых породах представлен альбитом, слагающим внешнюю призалобандовую часть жил. Очевидно, при переотложении плагиоклазов происходит вытеснение кальция натрием, вследствие меньшей энергетичности соединений Na по сравнению с Ca.

Минерально-морфологические особенности оруденения также в большой степени определяются составом вмещающих толщ. Среди тонкозернистых алевросланцев, содержащих примесь органического вещества, осадочно-диагенетические магнезиально-железистые карбонаты и пириты, развивается прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение. Содержание SiO_2 в таких породах (табл. 9) умеренно низкое — 50—63%, преимущественно 56—61%, $C_{\text{орг}}$ (по химическим анализам) 0,1—5%, осадочного пирита 0,5—6%, Al_2O_3 от 14 до 20%, обычно 15—17%, K_2O 2,5—4%, преимущественно 2,9—3,2%, Na_2O 0,8—2%, т. е. отношение K/Na, как правило, значительно больше единицы (1,7—2). Характерно несколько повышенное содержание магния (MgO 2,5—3,5%) и железа ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ около 6%) и пониженное кальция (Ca 0,1—1%), что является результатом развития в таких породах не известковистых, а магнезиально-железистых карбонатов. Последние весьма благоприятны для рудообразования и достигают 5—15% и даже более высоких концентраций. Отношение Mg/Ca изменяется от 3 до 6. Более известковистые отложения не благоприятны для развития золото-сульфидного оруденения. По первичному составу алевросланцы, вмещающие золото-сульфидную прожилково-вкрапленную минерализацию, относятся к монтмориллонит-гидрослюдистым, образующимся в восстановительных условиях при сероводородном заражении. Умереннонизкое содержание SiO_2 , наличие Mg-Fe карбонатов, $C_{\text{орг}}$ и пирита — типоморфные палеогеохимические особенности таких пород.

В более тонкозернистых отложениях с содержанием SiO_2 42—55% осадочно-диагенетические сульфиды отмечаются, но повышенная золоторудная минерализация вообще не встречена. Повышенное прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение не проявлено и в более высококремнистых углеродсодержащих фазах отложений. В таких породах (табл. 10) развивается иное по минерально-морфологическому типу оруденение — системы сближенных золотоносных кварцевых жил и прожилков малосульфидной формации штокверкового типа, в ряде случаев с повышенным содержанием шеелита. Осадочные магнезиально-железистые карбонаты в этих отложениях отсутствуют, либо отмечаются, но в крайне незначительных количествах. Содержание SiO_2 составляет 70—90%. Натрий преобладает над калием, либо содержится

Химический состав углеродсодержащих метаалевросланцев с метаморфогенно-гидротермальным золото-сульфидным оруденением прожилково-вкрапленного типа, %

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	C _{орг}	H ₂ O ⁻	П.п.п.	Σ
1	57,90	1,07	20,16	3,99	1,66	0,06	2,99	0,50	1,69	4,03	2,63	0,12	2,40	0,80	—	—	4,93	100,00
2	60,52	1,04	15,23	4,30	1,14	0,12	3,03	1,37	1,42	2,76	3,43	0,10	3,35	0,14	1,29	0,38	—	99,62
3	59,54	0,93	16,70	4,13	1,78	0,12	2,87	0,86	1,93	2,93	2,88	0,12	3,61	0,14	0,8	0,40	—	99,74
4	58,50	0,84	18,00	5,62	1,17	0,08	3,12	0,33	1,20	4,00	4,10	0,21	3,03	0,19	0,27	—	—	100,66
5	58,00	0,82	17,21	2,88	4,52	0,05	2,05	0,63	0,72	4,57	He опр.	0,15	1,64	3,28	He опр.	0,28	He опр.	96,80
6	57,27	0,97	16,86	5,72	2,95	0,41	1,58	0,37	0,24	3,53	—	0,13	4,57	1,10	1,08	0,03	2,58	99,39

1 — филлиты, содержащие золотоносную вкрапленность пирротин-пиритовую и прожилки. Верхний протерозой. Среднее по 15 анализам. Восточная Сибирь.
2, 3 — алеврофиллиты, несущие прожилково-вкрапленную золотоносную пирито-кварцевую и кварцево-пиритовую минерализацию. Верхний протерозой. Среднее по 60 анализам. Восточная Сибирь.
4 — алевролиты, несущие прожилково-вкрапленную пирит-арсенопиритовую золотоносную минерализацию. Нижний палеозой. Данные Ч. Х. Арифудова. Один анализ. Средняя Азия.
5 — эти же породы по данным А. К. Воронкова. Среднее по 9 анализам. Средняя Азия.
6 — алевролиты с прожилково-вкрапленной золотоносной пирит-полиметаллической минерализацией. Нижний карбон. Анализы Ю. А. Кузнецова. Украина.

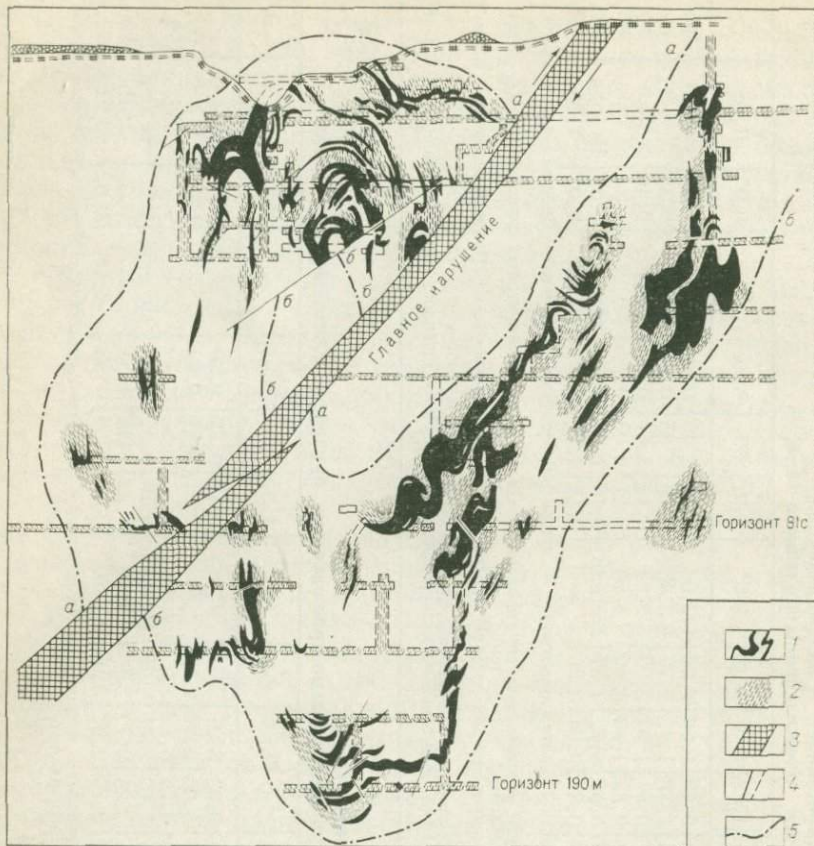
Таблица 10

Химический состав углеродсодержащих алевролитов с метаморфогенно-гидротермальным золото-кварцевым жильно-прожилковым оруденением штокверкового типа

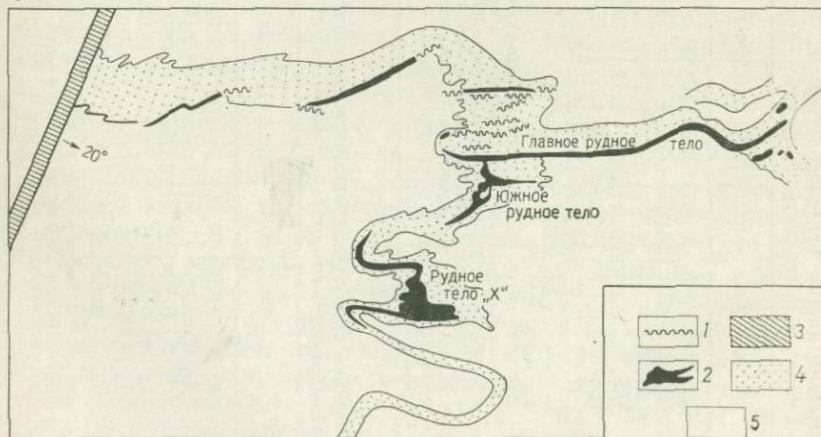
Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	CO ₂	S _{общ}	C _{орг}	H ₂ O	П. п. п.	Σ
1	80,60	0,60	9,11	1,53	0,19	0,01	0,64	0,83	3,21	2,16	—	0,12	0,25	0,10	—	—	—	99,35
2	76,02	0,64	11,40	1,80	0,86	0,06	1,28	1,03	2,97	2,69	—	0,21	0,21	0,42	—	—	—	99,59
3	70,98	0,70	12,30	2,85	2,16	0,04	1,54	0,70	3,32	2,72	—	—	0,52	—	—	—	2,23	99,54
4	74,59	0,57	10,01	1,69	1,52	0,02	1,21	1,69	2,41	2,50	He опр.	0,16	0,87	1,03	He опр.	0,23	He опр.	98,50
5	62,68	0,72	16,11	3,85	1,34	0,06	2,91	1,24	2,72	3,99	1,70	0,22	0,48	1,51	—	—	1,47	99,91
6	66,61	0,72	15,25	3,97	1,58	0,05	1,41	0,71	2,61	3,03	2,16	0,14	1,30	1,53	0,48	0,12	3,77	99,84

1, 2 — кремнистые очень слабо биотитизированные алевролиты, вмещающие золотоносные кварцевые прожилки и жилы малосульфидной формации. Нижний палеозой. Анализы С. Д. Шера. Средняя Азия.
3 — эти же породы по данным А. П. Никольского. Групповая проба.
4 — аналогичные рудовмещающие алевропесчаники по данным А. К. Воронкова. Среднее по 10 пробам.
5, 6 — алевросланцы углеродистой формации, вмещающие золотоносные кварцевые жилы малосульфидной формации. Средний (?) палеозой. Среднее по 6 и 9 анализам. Приамурье.

а



б



почти в равных с ним количествах. Осадочно-диагенетические сульфиды содержатся в незначительных количествах, редко составляют 0,5—1%. Среди них, наряду с пиритом, отмечается арсенопирит, во многих случаях резко преобладающий над пиритом.

Примерами золотого оруденения, развитого в палеопротозойских осадочных породах кремнисто-железисто-карбонатной формации, являются месторождения Морру-Велью и Рапосос в Бразилии и Хомстейк в США. Оруденение избирательно локализуется в горизонтах сидеритовых кварцитов или кварц-хлорит-сидеритовых, сидероплезитовых и хлорит-куммингтонитовых сланцев. При этом оно располагается не на всем протяжении благоприятных пластов пород, а только в вышеотмеченных структурно-благоприятных участках — в местах напряженной складчатости и в позднескладчатых зонах скальвания (рис. 19, а, б). Это обстоятельство не позволяет присоединиться к точке зрения геологов [36, 44], относящих такие месторождения к осадочным и осадочно-метаморфизованным.

В позднедокембрийских и более молодых миогеосинклинальных прогибах избирательная приуроченность прожилково-вкрапленного оруденения к углеродсодержащим пиритоносным пачкам алевролитов выражена также четко (рис. 20, а, б). Однако и в этих случаях оруденение развивается не на всем протяжении пластов, а только в структурно-благоприятных участках — прежде всего во флексуорообразных изгибах антиклиналей, фиксируемых узлами сопряжения глубинных разрывов. Благоприятный состав пород выступает, таким образом, в роли обязательного, но не единственного фактора, контролирующего распределение месторождений. Характерно также, что повышенные содержания сульфидов и золота локализуются не в максимально обогащенных углеродистым веществом пластах, а в тех, которые содержат его в незначительных количествах (0,5—5%). Это видно на рис. 20. Пласты пород с наиболее высоким содержанием $S_{орг}$ здесь не рудоносны.

Повышенная золото-сульфидная минерализация отмечается также в пачках железистых кварцитов, прежде всего в «зеленокаменных трогах», где они переслаиваются с пластами основных эффузивов, метаморфизованных в «зеленые сланцы», и непосредственно в самих «зеленых сланцах». Например, золоторудные месторождения Африки, Канады, Индии и Австралии, расположенные в «зеленокаменных трогах», в том числе Колар, Рамагири, Глоб-Фе-

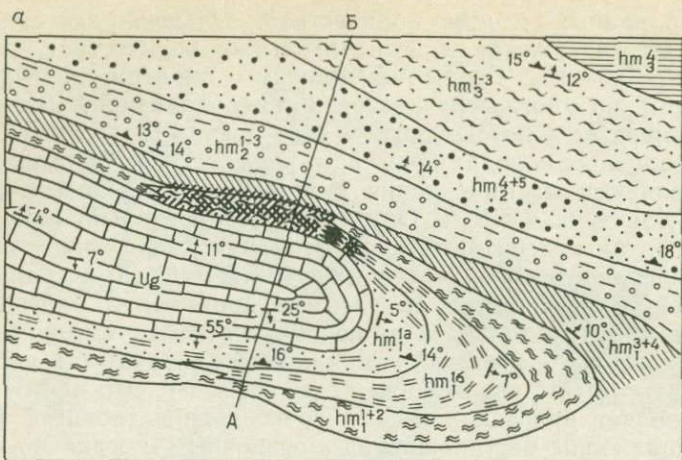
Рис. 19. Избирательная приуроченность оруденения к благоприятным литолого-стратиграфическим горизонтам.

а — характерный пример размещения оруденения, представленного золотоносными кварцевыми жилами и прожилками. По В. Г. Григорову и В. А. Филоноу. Вертикальный разрез вкост простирания складчатой структуры.

1 — кварцевые жилы; 2 — квиваж или сланцеватость; 3 — зоны дробления; 4 — разрывы; 5 — контуры рудного горизонта.

б — сложной формы жильные тела. Геологический план 20-го горизонта рудника «Морру-Велью». По Ч. Ф. Парку и Р. А. Мак-Дормиду.

1 — зоны скальвания; 2 — рудные тела; 3 — диабазы; 4 — кремнистая рудовмещающая порода; 5 — сланцы



Разрез по линии А-Б

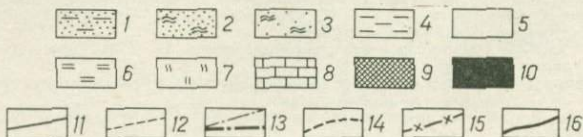
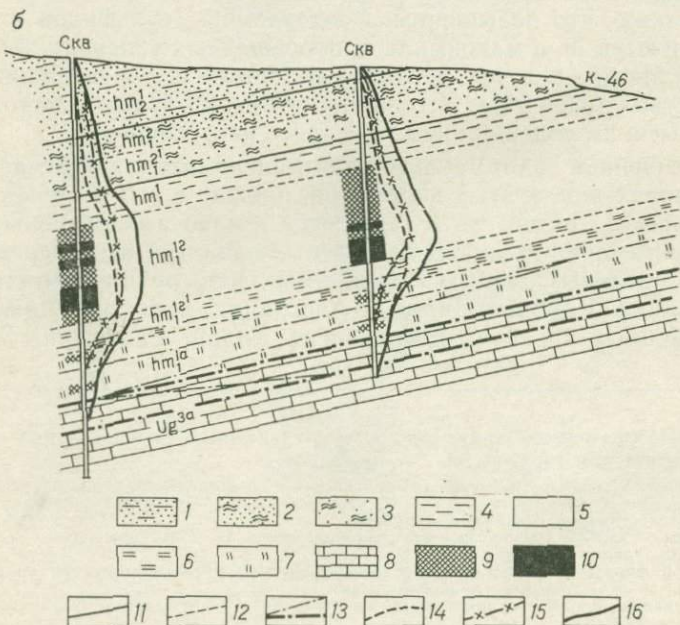
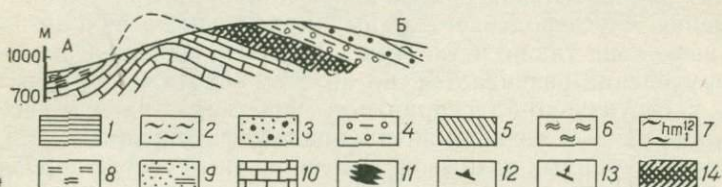


Рис. 20. Литолого-стратиграфический контроль в локализации прожилково-вкрапленного золото-сульфидного оруденения — избирательная приуроченность к пачке умеренноуглистых ($C_{орг}$ 0,5—5%) низкокремниевых (SiO_2 46—51%) филлитов. В высокоуглистых ($C_{орг}$ более 6%) и в более грубозернистых и высококремнистых (SiO_2 более 62%) породах (алевролитах и песчаниках) оруденение не развито.

a — геологический план. Рудовмещающая пачка (7), представленная умеренноуглистыми филлитами, по простиранию фациально выклинивается и сменяется на флангах месторождения высокоуглистыми сланцами (9), умеренноуглистыми филлитовидными алевролитами (8) и алевролитами (6). Перекрывающие безрудные породы представлены алевролитами с маломощными прослоями филлитов (1), алевролитами, переслаивающимися с песчаниками и маломощными прослоями сланцев (2), песчаниками с прослоями филлитов (3), кварцитовидными песчаниками (4) и песчаниками с прослоями алевролитов (5). Подстилающие породы — известковистые высокоуглеродистые сланцы и известняки (10), 11 — обогащенный золотом участок, располагается в местах фациального выклинивания пачек пород, 12 — кливаж осевой поверхности складки, 13 — элементы залегания слоистости пород, 14 — сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация, частая штриховка — с повышенным содержанием сульфидов (3—6%), редкая — с низким (менее 3%).
b — поперечный разрез через минерализованную зону. Перекрывающие породы, не содержащие примеси углеродистого вещества: 1—3 — существенно песчаные разности пород, 4 — песчаные филлиты с прослоями алевролитов; 5 — умеренноуглистые филлиты; 6 — сажистые с повышенным содержанием $C_{орг}$ слабоизвестковистые алевросланцы и филлиты; 7 — известковистые высокоуглистые ($C_{орг}$ 5—7% и более) алевросланцы и филлиты; 8 — углистые известняки, 9—10 — золото-сульфидная минерализация; 9 — слабозолотоносная, 10 — умереннозолотоносная; 11 — стратиграфические контакты; 12 — литологические контакты; 13 — межслоевые и внутрипластовые разрывы; 14 — кривая изменения содержания пирита; 15 — кривая изменения содержания пирротина; 16 — суммарная кривая содержания сульфидов

никс, Калгурли, Кулгарди, Норсмен и Холлингер. При переходе из основных эффузивов в кислые золотоносность рудных тел, как правило, резко уменьшается, одновременно уменьшается и содержание сульфидов, прежде всего, пирита. Например, на месторождении Холлингер жила, имеющая в эффузивах среднее содержание 12 г/т, в порфирах кислого состава становится непромышленной [36]. Другая жила, содержащая 75 г/т, проникая в порфиры, имела промышленное содержание только на протяжении 15—30 м.

Существенно лейкократовые породы, лишенные сингенетичных сульфидов, — кварцитовидные песчаники (в том числе с повышенным содержанием органики), плагииграниты, кислые эффузивы и прочие кремнекислые породы — благоприятны для развития кварцевых жил и прожилковых форм типа штокверков, но золото в них в повышенных количествах, как правило, не содержится. Известняки и известковистые сланцы, особенно не содержащие примеси углистого материала, слабо минерализованы сульфидами, а золото в них не отмечается вообще или же присутствует в крайне незначительных количествах. В то же время из-за хорошей подверженности химическому выветриванию эти породы слагают отрицательные формы рельефа и потому часто контролируют гидросеть, в том числе с золотоносными россылями.

Содержание сульфидов и золота в кварцевых жилах по сравнению с зонами сульфидной вкрапленности проявляет меньшую зависимость от состава вмещающих пород, однако она также достаточно четко фиксируется. Существенные концентрации золота отмечаются прежде всего в жилах, развитых среди кремнистых железосодержащих пород, — полимиктовых песчаников, основных

эффузивов и алевросланцев, содержащих Mg-Fe карбонаты и сингенетичный породам пирит. Среди осадочных пород наиболее благоприятны горизонты «углистых» алевросланцев с сингенетичной сульфидной минерализацией. Содержание сингенетичных сульфидов может быть различным (от 0,1—0,5 до 5—6% и более). Кварц-кальцитовые жилы с повышенным количеством кальцита (от 8—10% и выше), образующиеся среди известковых сланцев, содержат золото в весьма малых количествах или же вообще незолотоносны. В то же время для них характерна полиметаллическая минерализация. Кальцитовые жилы, формирующиеся среди известняков (в том числе и в «углистых» разновидностях), никогда не содержат золота.

Избирательная приуроченность золотого оруденения к железосодержащим кремнекислым породам с органикой и к толщам основных рассланцованных эффузивов особенно хорошо отражается на размещении золотоносных россыпей. Они отмечаются только в тех реках и ручьях, которые проходят среди железосодержащих кремнекислых песчано-сланцевых толщ или основных эффузивов. Наиболее золотоносны долины, развитые в пиритизированных «углистых» филлитах, содержащих Mg-Fe карбонаты. На участках речных систем, где бассейны полностью сложены известняками, золотоносные россыпи не развиты.

Кларковые содержания золота. Важно установить причины, обуславливающие влияние состава пород на размещение оруденения. Рассмотрим это на примере золота. Как известно, в последние годы в литературе опубликовано много данных, характеризующих кларковые содержания золота в различных породах. Они основаны на определении золота нейтронно-активационным и спектрохимическим методами. Однако, как показали выполненные контрольные анализы и сопоставления материалов различных авторов, в большинстве случаев опубликованные данные не могут быть признаны достаточно надежными и объективными. Причин много. Главная из них — сложность выполнения анализов, приводящая во многих случаях к значительным систематическим и случайным ошибкам. На точность анализа оказывает влияние совокупность различных факторов, не всегда достаточно учитываемых, в том числе квалификация и опыт аналитиков, чистота и качество реактивов, степень истертости и состав материала проб и пр. Кроме того, при отборе материала проб из-за различных причин, в том числе объективного характера, не всегда исключаются образцы с признаками наложенных метасоматических процессов. Вся сульфидная минерализация, имеющая литологический контроль, считается в этих случаях без достаточных оснований сингенетичной породам. В действительности же она, как правило, полигенна. В связи с этим так называемые «кларковые» содержания в большинстве случаев характеризуют измененные породы, в том числе околожилные метасоматыты, как это, например, было в работе [10], которая часто используется для иллюстрации высоких содержаний золота в углеродистых толщах. В итоге расхо-

ждения в величинах содержаний для одних и тех же пород одних и тех же районов по данным разных авторов достигают 500—1000%. Показательны в этом отношении верхнепротерозойские углеродсодержащие сланцы и алевролиты патомской серии. По данным А. Е. Гапона, В. В. Поликарпочкина, С. Е. Волосковой [10], первичные содержания золота в этих породах резко повышенные — достигают 0,1—0,2 г/т, т. е. на два порядка превышают обычные кларковые концентрации. По Б. В. Петрову и др. [29], содержания золота в этих породах, наоборот, пониженные — 0,9—1,5 мг/т.

В своих исследованиях автор уделял исключительно большое внимание качеству и представительности рассматриваемых анализов. В общей сложности выполнено более 7000 определений нейтронно-активационным и спектрохимическим методами. Большинство спектрохимических анализов выполнено постоянно закрепленными специалистами по единой методике, разработанной Н. Г. Воскресенской и дополненной В. Г. Цимбалист. Для повышения надежности и сопоставимости анализов эта методика была несколько уточнена, что достигнуто использованием внутреннего стандарта и приготовления рабочей смеси с учетом исходного состава проб. Все пробы анализировались путем отбора не менее двух—трех навесок по 10 г каждая. Все спектрохимические определения дублировались статистически достаточным количеством нейтронно-активационных анализов и контролировались единой эталонной пробой, многократно проанализированной в различных лабораториях СССР (ЦНИГРИ, ТНИИЯФ, ГЕОХИ и ИГГФ СО АН СССР) и показавшей одинаковые содержания — 2,4—2,7 мг/т. Проба эта представляла собой крупный кристалл микроклина с кварцевой эвтектикой из мусковитоносных пегматитов Мамского региона. Породы с наложенными метасоматическими процессами, в том числе метаморфогенными, исключались.

Полученные анализы приведены в табл. 11. Наиболее низкие содержания имеют известковистые породы, повышенные — «углистые» пиритоносные, а также основные эффузивы, особенно содержащие сингенетичные сульфиды. Все это согласуется с избирательной приуроченностью к таким породам золоторудных месторождений. В то же время обращают внимание низкие содержания золота в алевросланцах с повышенным содержанием Mg-Fe карбонатов, во многих случаях вмещающих золоторудные месторождения, и одновременно отсутствие этих месторождений в кварцитовидных песчаниках, имеющих повышенный кларк золота.

Четкой прямой корреляционной связи между содержанием $C_{орг}$ и Au не устанавливается, хотя в целом углеродсодержащие толщи и имеют чаще всего более высокий кларк по сравнению с неуглеродистыми. Более заметно влияние в этих случаях сингенетичных сульфидов, прежде всего наиболее распространенного из них — пирита. Он выступает основным носителем повышенных концентраций золота: при его отсутствии содержания золота в алевросланцах, в том числе в углеродистых, на уровне стандартных

Кларковые содержания золота в породах рудоносных миогеосинклинальных прогибов

Породы	Средние содержания, мг/т (в скобках указаны пределы колебаний отд. анализов)
Известковистые сланцы, известняки	0,8—1,5 (0,2—3)
«Углистые» рудовмещающие алевролиты, филлиты, алевросланцы	2—5 (1—8)
Пиритсодержащие разности этих пород	3—8 (2—120)
«Углистые» рудовмещающие алевросланцы с повышенным содержанием Mg-Fe карбонатов, в том числе с вкрапленностью сингенетичного пирита	0,5—2 (1—3)
Хлорит-серпичитовые алевросланцы	2—3 (1—4)
Метакремни	3—6 (1—500)
Песчаники	1—8 (1—20)
Кварцитовидные «углистые» пиритоносные песчаники	4—8 (2—20)
Основные эффузивы	2—5 (2—200 и выше)
Интрузивные внутриформационные плагиограниты	1—2,5 (0,1—3)
Линзы, конкреции и прожилки осадочно-диагенетического пирита	30—80 (20—1200)
Линзы, конкрециевидные скопления и прожилки гидротермально-осадочного пирита	80—5000 (30—130 000)

кларковых 1—4 мг/т, при наличии золота возрастают до 6—8 мг/т.

В более грубозернистых породах — песчаниках — концентрирующая роль сульфидов проявляется менее четко, но также является определяющей для сверхфоновых (4—8 мг/т) содержаний. Особенно заметно возрастают содержания золота, серебра, свинца, цинка и других металлов при наличии сингенетических толщ осадочно-гидротермальных (подводно-гидротермальных) разностей сульфидов. В основных эффузивах повышенные кларки золота, бария, марганца, серы, свинца, цинка, меди и других металлов, также устанавливаются в тех случаях, когда имеются признаки проявления сингенетических сульфидов. Углеродсодержащие осадочные формации и основные эффузивы — главные носители сингенетических сульфидов, в связи с этим в них и отмечаются повышенные кларки золота.

Содержание золота непосредственно в самих осадочно-диагенетических пиритах в целом на порядок выше по сравнению с вмещающими породами 50—70 мг/т, в отдельных случаях 100—200 мг/т, очень редко выше. В то же время в осадочно-гидротермальных пиритах и арсенопиритах содержание золота может достигать значительно более высоких концентраций — 10—15 г/т. Общее содержание сингенетических сульфидов в породах, вмещающих золоторудные месторождения, невысокое — 0,1—2%, редко достигает 5—6%. Постоянной избирательной приуроченности месторождений только к пластам с повышенным количеством сингенетических сульфидов не наблюдается: они отмечаются в структур-

но благоприятных участках среди умеренно-, слабо- и интенсивно пиритизированных пород. Чаще даже наоборот — прослои и пачки с обильными осадочно-диагенетическими пиритами не содержат повышенных концентраций золота. Явно повышенные новообразованные концентрации золота тяготеют лишь к участкам развития осадочно-гидротермальных разностей сульфидов — пирита и арсениопирита. Среди рудоносных рассланцованных основных эффузивов и магнезиально-железистых алевросланцев, которые являются главными рудовмещающими формациями, сингенетичные сульфиды вообще могут отсутствовать.

Аналогичным образом для свинцово-цинкового оруденения весьма благоприятны горизонты «высокоуглистых» известковистых сланцев и известняков, имеющих повышенный кларк Pb и Zn. Однако промышленное оруденение развито в пределах этих пород лишь в тектонически напряженных участках. Отмечается повышенное свинцово-цинковое оруденение и в других породах — слабоуглеродистых и неуглеродистых сланцах, известняках и даже в песчаниках.

Все это, очевидно, указывает на то, что первичные кларковые содержания рудообразующих элементов, в данном случае Au, Pb и Zn, при формировании метаморфогенно-гидротермального оруденения играют важную, но вместе с тем далеко не единственную роль. Повышенные содержания их непосредственно на уровне локализации оруденения благоприятны для образования месторождений, но тем не менее не являются обязательными. На это, например, указывают многочисленные случаи развития золоторудных месторождений среди алевросланцев с повышенным содержанием Mg—Fe карбонатов, имеющих пониженный кларк золота. Жилы и минерализованные зоны, залегающие в одних и тех же породах, могут иметь совершенно различные содержания рудных компонентов.

Следует также иметь в виду, что устанавливаемые в настоящее время содержания золота и других металлов в метаосадочных и вулканогенных породах далеко не всегда представляют собой первичные истинные кларковые концентрации на момент отложения осадков. Это, по существу, остаточные «отработанные» концентрации, сохранившиеся в твердой фазе осадков после их литификации и метаморфизма. Существенная, а в ряде случаев (при благоприятном составе вод бассейнов цементации и захороненных поровых вод) основная часть первичных концентраций, была мобилизована захороненными поровыми и гидратационными водами и переотложена в местах их разгрузки в виде новообразованных метаморфогенных концентраций, принимаемых за явно вторичные, обычно постмагматические. Для золота, в частности, активными растворителями в процессе диагенеза и катагенеза осадков являлись S, F, органические кислоты и Cl, несомненно присутствующие в поровых водах в существенных количествах, особенно в углеродсодержащих пиритиносных фациях, представляющих собой лагунные прибрежные морские отложения. Именно

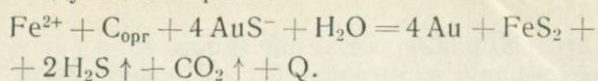
в связи с этим такие толщи, выступая основной рудовмещающей формацией для золоторудных месторождений метаморфогенного типа, характеризуются в то же время сравнительно низкими, почти на уровне кларковых, содержаниями золота. Еще в большей мере это касается полиметаллических и урановых месторождений стратиформного типа. Роль подземных захороненных вод в их образовании устанавливается более определенно и уже неоднократно предполагалась многими исследователями [19, 33].

Содержание железа в породах также оказывает важное влияние на развитие процессов рудообразования. Это проявляется в общеизвестной приуроченности золота к наиболее магнетизально-железистым разностям скарнов, в том числе обогащенных магнетитом, и к толщам основных эффузивов (зеленых сланцев) и габброидов. В осадочных толщах повышенное содержание Fe, особенно при наличии органики, также благоприятно для формирования месторождений золота, прежде всего древнего (протозойского) возраста. Например, месторождение Хомстейк в Северной Америке, многие месторождения района Керкленд-Лейк в провинции Онтарио, Морру-Велью в Бразилии и другие расположены среди отложений карбонатно-железистой формации [36].

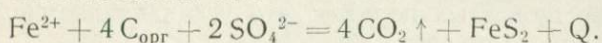
В более молодых многоэпиклинальных прогибах золоторудные месторождения явно тяготеют к «углистым» алевросланцевым толщам, обогащенным железом, содержащим осадочный пирит и Mg-Fe карбонаты. Докембрийские толщи железистых кварцитов, имеющие пирротин-пиритовую вкрапленность, также, как известно, часто золотосны. Все это, разумеется, не случайно и вызвано близостью геохимических свойств Au и Fe, их сидерофильностью. Эта связь не прямая, резко выраженная, а в значительной мере опосредствованная через S, поскольку Fe и Au одновременно обладают как сидерофильными, так и халькофильными свойствами. С одной стороны, это выражается в повышенном кларке золота в железосодержащих породах, с другой (главное) — в избирательной приуроченности к ним повышенных концентраций новообразованного пирита, так как для его формирования благоприятны повышенные содержания железа. Пирит, являясь хорошим осадителем золота, способствует его отложению из гидротермальных растворов, что неоднократно отмечали многие исследователи и экспериментально доказано М. С. Сахаровой. Основная причина состоит в том, что в золотосодержащих растворах пирит обладает самым высоким окислительно-восстановительным потенциалом в широком диапазоне pH (2—12). А чем выше Eh сульфиды, тем сильнее он осаждает золото.

В соответствии с существующими представлениями в рудообразующих гидротермах золото переносится, вероятнее всего, в виде сульфидных комплексов типа AuS^- . Помимо экспериментальных и термодинамических данных по растворимости золота, на это указывает и постоянная ассоциация самородного золота с сульфидами. Там, где сульфиды полностью отсутствуют, золото не отмечается. Исходя из этого отложение его в ассоциации с пиритом

том в «углистых» железосодержащих породах можно представить следующим образом:



Роль органического вещества в образовании пирита может быть показана так:



Как видно, «сгорает» органическое вещество и восстанавливается сульфатная сера до сульфидной с образованием пирита (при наличии в породе железа). Этим, видимо, и можно объяснить избирательную приуроченность повышенной золото-сульфидной минерализации к «углистым» породам. Кроме того, органическое вещество, как доказано экспериментально, непосредственно само приводит к отложению Au: часть его сорбируется активированным углеродом, а часть образует золотоорганические соединения. Таким образом, преимущественную приуроченность золото-рудной минерализации к алевросланцевым толщам, содержащим органическое вещество, осадочные сульфиды и Mg-Fe карбонаты, и к основным эффузивам с вкрапленностью сингенетичных сульфидов совокупно обуславливают следующие основные факторы.

1. Благоприятный химический состав этих пород — повышенное содержание Fe, S, SiO₂ и Au при относительно низком или умеренном содержании Ca, Mg — способствующий, по принципу взаимного усиления активности кислотных компонентов [17], развитию кислотного выщелачивания и последующего сопряженного отложения привнесенных и местных выщелоченных рудных компонентов, а именно Au, S, Fe в виде пирита и самородного золота. В связи с повышенным содержанием в толщах S, As, Au, Co, CO₂, SiO₂, Fe создавались благоприятные условия для возникновения рудогенерирующих метаморфогенных углекисло-сернистых растворов.

2. Повышенная способность органического вещества и осадочно-диагенетических сульфидов (в осадочных породах) и сингенетичных сульфидов (в основном эффузивах) осаждать из гидротермальных растворов сульфиды и золото.

3. Благоприятные физико-механические свойства этих пород — способность к интенсивному рассланцеванию и трещинообразованию.

Известковистые отложения, наоборот, неблагоприятны для развития оруденения за счет следующих факторов: 1) высокой пластичности в условиях повышенных значений P и T, препятствующей образованию разрывов; 2) наиболее низкого исходного содержания Au и, главное, Fe (десятые доли процента); 3) высокой первичной щелочности (известковистости), обуславливающей из-за кислотно-основного взаимодействия в растворах, усиление активности оснований и, как следствие, почти полное отсутствие кислотного выщелачивания и сопряженного осаждения привнесенных

и местных выщелоченных рудных компонентов; 4) общей повышенной инертности этих пород по отношению к золотоносным углекисло-кальциевым растворам.

Ионы Са и Mg значительно повышают устойчивость Au в растворах. В частности, тиосульфат и полиотионат Са и Mg повышают устойчивость сульфидных и хлоридных комплексов золота. В период осадконакопления это, вероятно, и приводит к наиболее низкому кларку Au в известковистых породах, что устанавливается в различных районах Земного шара.

Характер и размеры выделений золота в существенной мере зависят от состава вмещающих пород, в частности, от содержания Mg и Fe. В кварцевых жилах и в зонах сульфидной вкрапленности, развитых среди измененных основных эффузивов и габброндов, золото в основной массе сконцентрировано в пирите и, как правило, имеет мелкие размеры (сотые-тысячные доли миллиметра и менее). Так, по результатам тщательно отобранных под биноклем 92 мономинеральных проб среднее содержание его в пирите одного из районов составило 25 г/т, а по отдельным пробам 0,4—150 г/т. Наиболее высокие содержания характерны для пирита из интенсивно метасоматически измененных ортосланцев и приконтактных частей жил, содержащих магнетитово-железистые карбонаты (табл. 12). В то же время в золотоносных кварцевых жилах этих же минерализованных зон, но расположенных не среди основных ортосланцев, а в филлитовидных сланцах и песчаниках, золото более крупное (сотые-десятые доли миллиметра и крупнее), но содержится в значительно меньших количествах как в целом по жилам, так и в самом пирите (в среднем 1,5—2,6 г/т).

Очевидно, в данном случае мы имеем дело с ярко выраженным влиянием состава пород не только на минеральный состав жил, но и на степень их золотоносности и, главное, — на крупность и количество самородного золота, находящегося в пирите. Это явление еще не получило освещения в геологической литературе и потому заслуживает особого внимания. Неодинаковые пробность, размеры и содержание Au, присутствующего в пирите отдельных месторождений, обычно объясняются различиями в термодинамических условиях минералообразования.

Приведенные выше данные указывают на необходимость учета при этом и состава пород, прежде всего сидерофильных элементов, а именно Fe. По-видимому, повышенное его количество в исходных породах не только способствует золотоносности минеральных новообразований, особенно пирита, но и кристаллизации в нем Au в виде мелких выделений. Поэтому можно предположить, что повышенная концентрация Au в пирите колчеданных месторождений и его тонкодисперсная форма в значительной мере обусловлены повышенной сидерофильностью вмещающих основных эффузивов.

Существенное влияние на характер вхождения золота в сульфиды оказывали, видимо, также и кинетические факторы [20], в

Содержание элементов-примесей в пиритах в зависимости от их генезиса и состава вмещающих пород

Характеристика пиритов	Число анализов	Co, %			Ni, %			Ni/Co	As, \bar{x} , %	$\frac{Au, \text{г/т}}{\bar{x}}$
		\bar{x}	$\lg \bar{x}$	$\sigma \lg \bar{x}$	\bar{x}	$\lg \bar{x}$	$\sigma \lg \bar{x}$			
<i>Вмещающие породы — габброиды</i>										
Позднемагматическая вкрапленность пирита в габброидах	2	0,092			0,025			0,272	0,0060	
Раннеметаморфический пирит в рассланцованных габброидах	14	0,120	-0,81	0,18	0,020	-1,55	0,15	0,167	0,0020	$\frac{0,2-4,0}{0,8}$
Метаморфогенно-гидротермальный пирит из измененных габброидов	41	0,036	-1,05	0,15	0,038	-1,32	0,22	0,576	0,0003	$\frac{0,4-143,0}{20}$
Аналогичный пирит из золотоносных кварцевых жил	337	0,078	-1,12	0,35	0,058	-1,10	0,13	0,744	0,0015	$\frac{1,4-150,0}{30}$
<i>Вмещающие породы — кварц-серпичитовые парасланцы</i>										
Метаморфогенно-гидротермальный пирит из околожильноизмененных пород	10	0,026			0,012			0,461	0,1510	$\frac{0,01-40,0}{2,6}$
Аналогичный пирит из золотоносных кварцевых жил	15	0,028			0,030			1,071	0,064	$\frac{0,01-3,6}{2,4}$

Примечание. В числителе пределы колебаний отдельных анализов, в знаменателе — среднее значение содержаний.

частности, значительно бóльшие значения изобарных потенциалов (ΔZ_t) основных породообразующих Mg-Fe силикатов эффузивов и габброидов по сравнению с абсолютными значениями ΔZ_t породообразующих минералов слабо метаморфизованных осадочных толщ. В итоге все это вызывает более быстрое остывание (потерю энергии) метасоматизирующих растворов в породах, сложенных энергоемкими Mg-Fe силикатами и, как следствие, спонтанное выпадение Au в них, преимущественно в пирите, в виде «ранних» мелких выделений.

Содержания элементов-примесей в пирите также в значительной мере зависят от состава вмещающих пород (см. табл. 12). Так, содержания никеля и кобальта в пиритах из измененных габброидов существенно выше, чем из подобных пиритов, развитых среди парасланцев. Содержания мышьяка, наоборот, значительно выше в пиритах из осадочных толщ. Причем низкое содержание мышьяка в пирите из ортосланцев, развивающихся по габброидам, отмечается и в том случае, когда в них присутствует повышенное количество золота.

Очевидно, содержание золота в пирите можно использовать в качестве геохимического индикатора повышенной золотоносности лишь при сравнении минеральных образований, генетически однотипных и развитых в одинаковых по составу породах.

Выполненные анализы и литературные данные показывают, что мышьяк постоянно содержится в пиритах гидротермальных и вулканогенных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом и кислыми эффузивами. Постоянно, хотя и в незначительных количествах, мышьяк присутствует и в осадочных пиритах, в том числе развитых в виде конкреционных стяжений в глинистых и угленосных толщах различных районов СССР, например, в пирите из углей юрского Черемховского бассейна, плиоценовых глин Северного Кавказа, докембрийских осадочных толщ Витимо-Патомского нагорья и других регионов. В то же время он отсутствует или отмечается в крайне незначительных количествах в пиритах, генетически связанных с основным магматизмом, например в пиритах из лампрофиров центральной части Витимо-Патомского нагорья и из кимберлитовой трубки «Мир». В связи с этим можно предположить, что основным первоисточником мышьяка при формировании эндогенного оруденения, вероятно, явились осадочные толщи, из которых он переходил в гранитоиды и гидротермы в процессе палингенеза и гидротермального метаморфизма.

Состав и содержание сопутствующих золоту редких минералов, присутствующих в золотоносных жилах и зонах в небольших количествах, также зависит от состава вмещающих толщ. Прежде всего это касается теллуридов золота, шелита и платиноидов.

Как показал сравнительный анализ различных регионов, теллуриды встречаются лишь в тех случаях, когда в составе разреза рудовмещающих толщ, в том числе в основании разреза, не участ-

вующего непосредственно в составе рудовмещающих толщ, или в самих рудовмещающих породах присутствуют основные эффузивы или интрузивы. В миогеосинклинальных золотоносных провинциях, в которых основные эффузивы отсутствуют, теллуриды не отмечены.

Аналогичным образом шеелит в золотоносных жилах наблюдается в тех месторождениях, где разрез рудовмещающих толщ имеет одну общую специфическую особенность — сложен вулканогенными или осадочно-терригенными углеродистыми песчано-сланцевыми отложениями, содержащими вулканогенные образования. При этом последние распространены непосредственно на уровне размещения оруденения (древние «зеленокаменные пояса»), выполняя совместно с осадочно-терригенными отложениями роль боковых пород, либо находятся только в основании разреза (палеозойские и мезозойские миогеосинклинальные прогибы). Вулканогенные породы могут быть различного состава, в том числе основного, среднего и кислого. Однако наиболее ярко выражено влияние вулканитов основного состава. Характерно наличие силицитов, содержащих большое количество кремнезема (97—98%), пространственно тесно связанных с метаморфизованными вулканитами («зелеными сланцами», лиственитизированными амфиболитами), а также горизонтов или отдельных прослоев алевролитов и сланцев с существенной примесью вулканомиктового (пеплового) материала. Среди осадочно-терригенных толщ основную роль играют полевошпато-серицито-кварцевые и существенно кварцевые (кремнезема до 70—90% и более) алевролиты и алевросланцы с умеренной (0,5—6%) примесью углеродистого вещества. В отдельных прослоях $C_{общ}$ достигает 7—8%. Отмечается повышенное содержание марганца, стронция, бария, характерны аутигенный турмалин, апатит, сфен, и во многих случаях сульфиды (пирит, пирротин, арсенипирит). В золотоносных провинциях, где в общем разрезе осадочно-метаморфических толщ вулканогенные породы не наблюдаются, в том числе в основании разреза, непосредственно не вмещающем рудные тела, золото-шеелитовая минерализация не развита.

Платиноиды в золотоносных рудных телах встречаются крайне редко при наличии в составе пород, слагающих рудные поля, базитов и гипербазитов. В то же время в золотоносных россыпях они могут накапливаться в существенных количествах и извлекаться попутно с золотом. При развитии во вмещающих толщах осадочно-диагенетических магнезиально-железистых карбонатов переменного состава в золотоносных жилах присутствует хлорсодержащий апатит. Турмалин фиксируется в турмалиносодержащих осадочно-метаморфических толщах. Кварцевые и кварц-карбонатные жилы и прожилки, развитые в углеродсодержащих породах зеленосланцевой фации метаморфизма, несут антраксолит. Пегматиты и высокотемпературные кварцевые жилы в таких же по составу, но высокометаморфизованных породах содержат графит.

Роль вулканогенно-осадочных и гидротермально-осадочных процессов

При определении металлогенической специализации толщ, вмещающих метаморфогенно-гидротермальное оруденение, и выявления общих закономерностей его размещения особенно важно установить причины, вызывающие обогащение пород теми или иными компонентами. Проведенные исследования показали, что наряду с осадочными процессами, приводящими к осаждению рудных компонентов из эродированных пород областей сноса, большое значение имеют конседиментационные вулканогенные и сопряженные подводно-гидротермальные явления. Их влияние отражается как в составе пород, вмещающих оруденение, так и в развитии сингенетичной этим породам рудной минерализации.

Гидротермально-осадочные процессы, в отличие от собственно осадочных, играют значительно большую роль в создании первичных повышенных концентраций, в том числе не только в вулканогенных, но и в терригенно-углеродистых отложениях. Особенно это показательно для докембрия. Осадочные докембрийские месторождения характерны в основном для меди, но и для них отсутствие важной роли подводно-гидротермальных процессов не доказано. Развиваются эти месторождения в нетипичных для углеродистой формации сероцветных терригенных и карбонатно-терригенных отложениях — в различных по минеральному и гранулометрическому составу песчаниках и сланцах, содержащих, как правило, незначительную (до 0,1—0,2%) примесь $S_{орг}$. В медистых сланцах и песчаниках совместно с медью в существенных количествах отмечается примесь серебра, свинца, цинка, иногда никеля, кобальта, германия, молибдена, рения, ванадия и других элементов.

Показательно, что в рудоносных породах содержание $S_{орг}$ обычно в 1,5—2 раза выше, чем в нерудоносных, хотя и остается в целом незначительным. Типичны в этом отношении протерозойские медистые сланцы и песчаники Восточной Сибири.

Среди древних известково-углистых сланцев и углеродистых известняков докембрия и раннего палеозоя, содержание в которых $S_{орг}$ достигает 0,5—3% и даже выше, довольно многочисленны проявления свинцово-цинковой минерализации, в том числе в ассоциации с пиритом, флюоритом и баритом. Однако достаточно крупных промышленных собственно осадочно-диагенетических месторождений урана, свинца, цинка и других металлов в таких толщах, видимо, не образуется, по меньшей мере, они не характерны. Ранее рассматривавшееся как осадочное свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл — метаморфизованное вулканогенно-осадочное. Медно-серебро-свинцово-цинковые месторождения Маунт-Айза и Хилтон, ранее отнесенные к собственно осадочным, также в значительной степени обусловлены процессами конседиментационного вулканизма и должны, несомненно, рассматриваться как вулканогенно-осадочные. Оруденение локализуется в пирит-туффи-

товых углистых доломитовых сланцах и кремнистых осадках. Медно-ванадиево-урановые месторождения плато Колорадо (США) залегают в русловых песчаниках триаса. Широко известные высокоуглеродистые мансфельдские медистые сланцы с высоким содержанием меди и других металлов не являются представителями рассматриваемой древней терригенно-углеродистой формации: они залегают в виде маломощных слоев среди мелководных отложений пестроцветной формации и, главное, имеют более молодой пермский возраст. Кроме того, весьма вероятно, что и в развитии оруденения среди битуминозных сланцев, как и вообще в формировании медистых сланцев и песчаников, существенную роль оказывали подводный вулканизм в виде конседиментационных эксгалций и растворов, а также глубинные и вадозные термальные растворы — рассолы и флюиды.

В докембрийских и нижнепалеозойских осадках, в том числе и терригенно-углеродистой формации, осадочные процессы, не сопровождающиеся поступлением глубинных гидротерм, синхронных осадконакоплению и их литогенезу, не приводят к существенно повышенным концентрациям металлов, особенно промышленным. Процессы осадконакопления в углеродистых толщах обуславливают лишь повышенные по сравнению с неуглеродистыми толщами кларковые содержания металлов, которые приводят при наложенных метаморфогенных или магматогенных процессах к образованию промышленных концентраций. Как показывает анализ фактических данных, те высокие концентрации рудных элементов, которые установлены в таких отложениях и часто принимаются за первичные осадочно-диагенетические, являются осадочно-гидротермальными, либо новообразованными вторичными, обусловленными в решающей мере метаморфогенными процессами. Это, в частности, касается отмеченных в литературе повышенных концентраций золота в углеродистых алевросланцах СССР и других стран. В таких случаях оруденение контролируется конседиментационными разрывами, либо складчато-разрывными структурами, возникшими в процессе тектонических деформаций и метаморфизма пород, и поэтому не может считаться первичным, сингенетичным осадкам, образованным без участия конседиментационных или метаморфогенных гидротерм.

Для стратиформных месторождений урана, локализованных в углеродистых толщах, в частности, для крупнейших месторождений Австралии Мери Кетлин и Аллигейтор Риверс метаморфогенная природа промышленного оруденения устанавливается довольно однозначно [1, 19].

Конседиментационные вулканогенные и подводно-гидротермальные процессы, в отличие от осадочно-диагенетических, играют большую роль в формировании оруденения в различных толщах, в том числе и непосредственно в отложениях терригенно-углеродистой формации, относимых к осадкам миогеосинклинальных зон складчатых поясов. Прежде всего они характерны для вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, приводя к образованию

широко распространенных крупных осадочно-гидротермальных колчеданных, медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений с сопутствующей золотой, серебряной и другой минерализацией. В последнее время установлено, что как собственно колчеданное (пиритовое), так и медноколчеданное оруденение с сопутствующей золотоносной минерализацией, заслуживающей практического внимания, развивается не только в вулканогенных, но и в терригенно-углистых породах, переслаивающихся с вулканогенными. Такие проявления колчеданной и медноколчеданной минерализации с сопутствующей золотой установлены, в частности, среди докембрийских и более молодых толщ.

К этому типу относятся и крупнейшие в мире месторождения богатых свинцово-цинковых руд Брокен-Хилл и Маунт-Айза (Австралия). Золотые месторождения осадочно-гидротермального генезиса в древних докембрийских и нижнепалеозойских толщах пока не выявлены. Однако в более молодых толщах такие месторождения известны. К ним может быть отнесено прожилково-вкрапленное оруденение пирит-арсенипиритовой ассоциации, развитое в углеродсодержащих алевритах и сланцах нижнего карбона одного из районов Казахстана. Как уже отмечалось [4], важная роль вулканогенно-осадочных и осадочно-гидротермальных процессов устанавливается непосредственно и при формировании метаморфогенной золото-сульфидной минерализации в докембрийских сланцах многоосинклинальной углеродистой формации. Золотоносные сульфиды, которые считаются осадочно-диагенетическими и магматогенно-гидротермальными, в действительности в существенной мере осадочно-гидротермальные.

Роль вулканогенных процессов в формировании рудовмещающих толщ проявляется различно в зависимости от возраста и генетического типа рудоконтролирующих геотектонических структур. В древних протозойских прогибах и «трогах», сложенных зеленокаменными вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, исключительно важная роль этих процессов очевидна. Они обуславливают металлогеническую специализацию таких толщ и развитую в них сингенетичную сульфидную минерализацию. Черносланцевые и прочие осадочно-терригенные рудовмещающие комплексы многоосинклинальных прогибов считаются лишеными влияния вулканогенных и связанных с ним вулканогенно-гидротермальных проявлений. Вместе с тем, проведенные исследования показали, что и в этих комплексах вулканогенные процессы играли важную роль [4]. Особенно видно это на примере углеродсодержащих черносланцевых толщ с золото-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализацией.

Согласно традиционным представлениям, углеродсодержащие «черносланцевые» толщи — типоморфная формация складчатых областей многоосинклинального типа. Действительно, в типичных эвгеосинклинальных зонах повышенная золото-сульфидная минерализация в черносланцевых толщах пока не выявлена, да и сами черносланцевые фации в них распространены ограниченно. Типо-

морфная для эвгеосинклиналей — сульфидная минерализация колчеданного типа.

В то же время устанавливается, что многие золотоносные провинции, ранее отнесенные к миогеосинклиналям, не могут считаться таковыми в полном смысле этого термина, хотя в них черносланцевые и прочие осадочно-терригенные толщи резко преобладают. Дело в том что помимо собственно осадочно-терригенных пород, здесь значительно (до 3—10% и более от общей мощности минерализованной части разреза) распространены основные эффузивы (нередко с сингенетической сульфидной вкрапленностью колчеданного типа), превращенные в «зеленые сланцы», а также туфоалевролиты, туфосланцы, туффиты и прочие вулканомиктовые образования среднего, кислого и основного состава, в том числе черного или темно-серого цвета за счет существенной примеси углистого (органического) вещества. Характерно наличие линз и линзующихся горизонтов кремней, кварцитов и кварцитовидных песчаников, в том числе пиритовых, с признаками осадочно-гидротермального генезиса, ассоциирующих с «зелеными» сланцами и содержащих их микропрослойки и мелкие (мощность в доли миллиметра) линзочки. Очевидно, по фациальному типу золотоносные прогибы являются тектоноструктурами, переходными между типичными мио- и эвгеосинклиналями.

Устанавливается также, что и «типичные» миогеосинклинальные прогибы, в том числе докембрийские и палеозойские, в которых горизонты и пласты эффузивов отсутствуют, не являются полностью стерильными в отношении вулканогенного материала: в них отмечаются отдельные пласты или горизонты вулканомиктовых песчаников и алевролитов и, кроме того, что наиболее важно, осадочные породы с существенной сингенетической примесью пеплового материала — туфосланцы и туфоалевролиты, часто слабо известковистые. Выделяются мощные горизонты песчаников и алевролитов с примесью сингенетичного пеплового материала, содержащие арсенопиритовую, пиритовую и пирротиновую вкрапленность. Пепловый материал практически полностью раскристаллизован в процессе эпигенеза и регионального метаморфизма и поэтому весьма трудно диагностируется. По этой причине во многих регионах такие породы все еще продолжают считаться типично терригенными. Сингенетичная примесь вулканогенного материала в них отрицается.

Перечислим характерные признаки рудовмещающих осадочных пород, формирующихся при участии слабопроявленных вулканогенных процессов: 1) тонкозернистая структура цемента с реликтами пеплового материала, почти полностью замещенного хлорит-серицитовым агрегатом; 2) наличие реликтов пирокластического материала; 3) присутствие кремнисто-углеродистого цемента; 4) часто хорошо выраженный кварцитовидный облик пород (для кремнистых разностей), прежде всего песчаников, аналогичный раскристаллизованным подводно-вулканическим кремнистым образованиям; 5) сидерохалькофильный набор элементов — повышен-

ное содержание Ni, Co, Cr, V, Ti, Mn, Mg, Fe, S; 6) химический состав пород на петрохимических диаграммах занимает поле, промежуточное между собственно осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями; 7) присутствие в полимиктовых породах в существенных количествах хлорита, актинолита, эпидота, цоизита, сфена, рутила, лейкоксена и Mg-Fe карбонатов. В ряде случаев наблюдается повышенное содержание фосфора, бария и глинозема. Для отложений кремнисто-углеродистой и собственно кремнистой формации (селицитолитов) отмечается пространственная ассоциация с маломощными горизонтами и прослоями зеленых туфосланцев и туфоалевролитов или рассланцованных основных эффузивов. Встречаются иногда кератофиры и альбитофиры. В ассоциации с вулканитами присутствуют комагматические пластовые и пластово-секущие интрузии плагиогранитов, плагиоклазитов, диоритов, габброидов и даже ультраосновных пород.

При процессах метаморфизма и метасоматизма существенно плагиоклазовые туфы, туффиты и плагиоклазиты преобразовываются в кварц-мусковит-альбитовые, кварц-альбитовые и альбитовые сланцы, часто ошибочно принимаемые за высокметаморфизованные метаосадочные породы, образованные за счет процессов локальной метаморфической дифференциации вещества осадочных пород, либо за апосланцевые щелочные метасоматиты. В данном случае мы имеем дело с ярко выраженным влиянием исходного минерального состава пород на последующие процессы минералообразования. За счет отличия в физико-механических свойствах (меньшей пластичности по отношению к вмещающим углеродистым алевросланцам) и благоприятного состава осадочные породы с примесью вулканогенного материала часто являются локализаторами метасоматических процессов и сопутствующей кварцево-прожилковой минерализации. Это обстоятельство весьма существенно и может с успехом использоваться при поисках оруденения.

В различных многоэпиклинальных прогибах устанавливается единая общая закономерность — роль вулканогенных пород и примесь сингенетичного осадкам пеплового и туфового материала в общем разрезе углеродсодержащих толщ постепенно уменьшается снизу вверх по разрезу. Одновременно в осадочных породах несколько уменьшается общее содержание натрия и магния, возрастает — калия и глинозема.

Все это, очевидно, свидетельствует о существенной геохимической роли вулканогенных процессов в развитии черносланцевых толщ и проявленной в них минерализации. При этом, если непосредственно в рудовмещающих пачках и свитах вулканогенные образования не всегда фиксируются отчетливо и преимущественно слабо или очень слабо проявлены, то в основании продуктивной части разреза существенное развитие вулканогенных пород — частое явление. Это основные эффузивы, различные «зеленые» туфосланцы и туфоалевролиты, силициты и собственные терригенные отложения с примесью вулканомиктового материала. Характерно палеотектоническое положение районов распространения минера-

лизованных черносланцевых толщ, рассмотренное в первой главе, свидетельствующее о возможности влияния глубинных вулкано-генных производных на их литогеохимическую специализацию — они представляют собой своеобразные интрагеосинклинальные трогги грабен-синклиниорного типа, заходящие по системам глубинных разломов в основании платформ и щитов (см. рис. 1—3).

Роль вулканогенных процессов в развитии сингенетичной золото-сульфидной минерализации. Как показали проведенные исследования, в черносланцевых толщах так называемые сингенетичные сульфиды в генетическом отношении и по золотоносности не однородны [4]. Помимо собственно осадочно-диагенетических разностей, неоднократно отмеченных в работах многих исследователей, дополнительно выделяются еще две разновидности сульфидов — вулканогенно-осадочные и осадочно-гидротермальные. Эти сульфиды формируются в процессе осадконакопления при решающей роли подводных многокомпонентных мышьяково-сернистых металлоносных эксгаляций и термальных растворов-рассолов, в том числе глубинных и смешанных ювенильно-вадозных. Собственно терригенно-осадочные процессы играют при этом подчиненную, хотя и важную роль в обогащении осадков рудными элементами.

Вулканогенно-осадочные сульфиды локализуются в вулканогенных и вулканогенно-осадочных породах преимущественно в виде вкрапленности кристаллов пирита (в сланцах) и линзочек пирротина (в алевролитах и песчаниках). Характерна также рассеянная, преимущественно тонкая вкрапленность арсениопирита. В горизонтах известковистых туфоалевролитов, туфосланцев и туфопесчаников отмечается халькопирит, иногда в промышленных концентрациях — до 5—15% и более. Редко, но встречаются отдельные обломки кристаллов пирита, в том числе в сростании с вулканогенными породами. При наличии основных эффузивов в черносланцевых толщах отмечаются небольшие колчеданные линзы и залежи. Содержание золота в них и пластах пород, обогащенных сульфидами, как правило, низкое (сотые—десятые доли г/т). Осадочные породы со значительной примесью вулканомиктового материала, прежде всего пеплового, и вулканогенно-осадочных сульфидов устанавливаются во многих типичных многосинклинальных толщах, где ранее они вообще не отмечались. Характерны в этом отношении различные золотоносные районы.

Осадочно-гидротермальные сульфиды распространены значительно более локально; сосредоточены в пределах мелких впадин и мульдообразных прогибов, сложенных наиболее тонкозернистыми отложениями и контролируемых узлами сочленений и пересечений конседиментационных разломов и зон повышенной глубинной трещиноватости. В большинстве случаев осадочно-гидротермальные сульфиды пространственно приурочены к тем же местам, что и последующие метаморфогенно-гидротермальные разности сульфидов. Как и последние, в геосинклинальных прогибах они избирательно приурочены к наиболее прогнутым участкам —

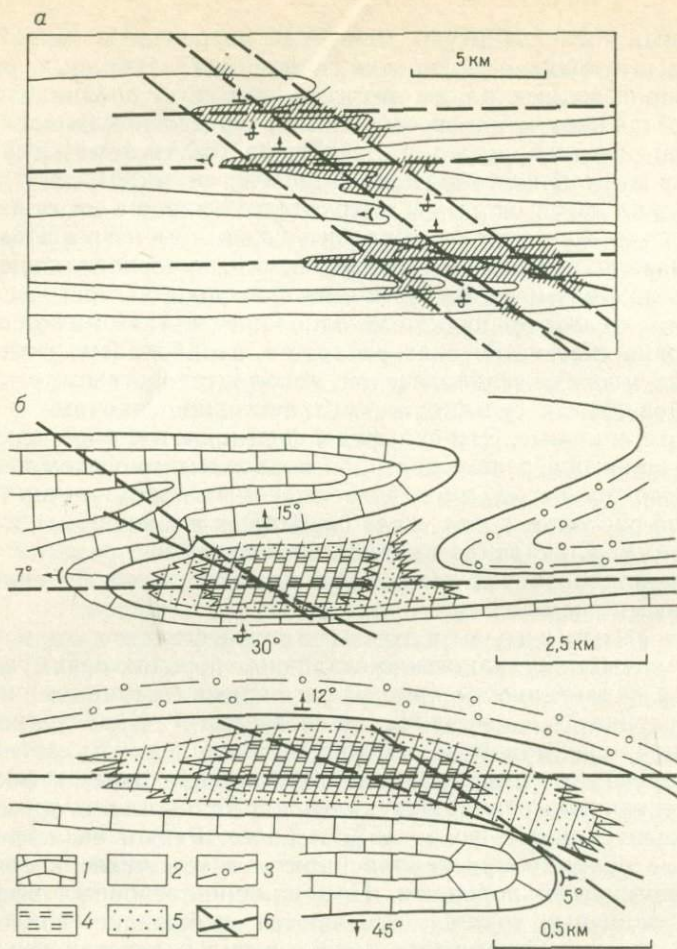


Рис. 21. Избирательная приуроченность осадочно-гидротермальной и метаморфогенно-гидротермальной минерализации к участкам напряженной складчатости и сопряжения конседиментационных разрывов.

a — положение рудных полей, *б* — положение отдельных месторождений. Повышенное оруденение приурочено к углистым пиритовосным филлитам, накапливающимся в наиболее прогнутых и специфичных участках — узлах сопряжения конседиментационных разрывов. 1 — известняки; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — углистые филлиты; 5 — филлитовые алевролиты; 6 — глубинные разрывы. Штриховкой показана золото-сульфидная минерализация (редкой — умеренная, частой — интенсивная)

синклиориям, в синклиориях — к дополнительным линейно-вытянутым синклинальным погружениям и в синклинальных погружениях — к продольным глубинным разломам типа интрагеосинклинальных трогов в местах сопряжений и пересечений их с более мелкими секущими глубинными разрывами (см. рис. 13). В более крупном плане, в пределах интрагеосинклинальных трогов, минерализованные узлы контролируются местами сопряжений и пересечений отдельных ветвей глубинных разломов. При этом в узлах

сопряжений разрывов отмечаются периклиналильное погружение и общее усложнение складок, а осадочно-гидротермальная и метаморфогенная минерализация избирательно локализуется в периклиналильных участках антиклиналей (рис. 21, а, б). Показательно также, что одновременно с усложнением складчатости в этих узлах, концентрирующих осадочно-гидротермальную минерализацию, отмечается и локальное изменение палеофациальных и палеогеохимических особенностей осадков. Здесь происходит их быстрое фациальное выклинивание. Пласты имеют наибольшую мощность, в то же время отмечается общее повышение содержаний в них сульфидов, а также сингенетичных осадкам анкерита, сидерита, лейкоксена, органического («углистого») вещества, Mg, Ti, V, Fe, Mn, Cr, Ni, Co, As, Au.

Важно отметить, что наиболее тонкозернистые пелитовые разности осадков, к которым избирательно приурочена повышенная осадочно-гидротермальная сульфидная минерализация, располагаются непосредственно в узлах пересечений разломов и слагают наиболее мощные пакки. По мере удаления от разрывов возрастают крупность осадков и содержание в них кремнезема, уменьшается количество глинозема, железа, марганца, ванадия и других элементов-примесей, резко ослабевает сульфидная минерализация. В результате этого в ее размещении одновременно отмечается как структурный, так и литолого-палеофациальный и палеотектонический контроль: избирательная приуроченность к углеродистым алевросланцевым комплексам, и в то же время в пределах последних неравномерное распределение во всей свите или пласте пород, что не свойственно обычным осадочным образованиям, а только к местам наличия конседиментационных разрывов, прежде всего к узлам их сопряжений. Разломы, контролирующие размещение осадочно-гидротермальной и метаморфогенно-гидротермальной минерализации, судя по геофизическим данным, отчетливо выражены в фундаменте складчатого основания, особенно продольные по отношению к простиранию складок. В то же время в верхнем складчатом комплексе, помимо повышенного развития пликтивных усложнений, они фиксируются лишь слабовыраженными зонами трещиноватости и отдельными, как правило, пострудными разрывами.

Все это, очевидно, указывает на конседиментационный характер таких разрывов и развитие по ним дополнительных подвижек в синскладчатый этап, что и привело в конечном итоге к образованию в зоне их влияния осадочно-гидротермальной минерализации, последующей напряженной складчатости и новообразованной метаморфогенно-гидротермальной минерализации.

На осадочно-гидротермальную природу рассматриваемых сульфидов помимо указанных литолого-структурных особенностей указывают: 1) их простой минеральный состав (кроме пирита, в углеродистых толщах отмечается в существенных количествах арсенопирит, в углеродистых известняках и известковистых сланцах — галенит, сфалерит, пирит, редко другие сульфиды); 2) слоистое,

ритмичнослоистое и слоисто-пластовое залегания отдельных линз, прослоев, прожилковидных скоплений и прожилков (часто имеющих прямолинейный нижний контакт и бугорчатый верхний), при одновременном наличии мелких секущих ответвлений, отходящих от основных прослоев по седиментогенным и диагенетическим внутри- и межслоевым отрывам и отслоениям; 3) слоисто-полосчатая текстура выделений, метаколлоидная, реже тонко- и мелкозернистая структура с наличием концентрически-зональных колломорфных стяжений и конкрецевидных скоплений, огибаемых слоистостью пород; 4) совместное смятие и будинирование прослоев сульфидов и вмещающих сланцев при складчатости; 5) хорошо выраженная перекристаллизация и переотложение в процессе регионального и дислокационного метаморфизма; 6) более ранний возраст по отношению ко всем трещинно-складчатым разрывам; 7) большие вариации состава изотопов серы (^{34}S изменяется от -15 до $+25\%$) и отношения Ni/Co от (2 до 0,5) даже в пределах одного прожилка, указывающие на одновременное участие в сульфидообразовании мантийной и биогенной серы; 8) повышенное по сравнению с другими разностями сульфидов содержание золота, свинца, цинка и меди при резко неравномерном распределении этих элементов даже в пределах одного прослоя и прожилка; 9) избирательная приуроченность повышенных скоплений в пределах благоприятных литокомплексов к местам развития текстур взмучивания, мутьевых потоков, конседиментационных перемывов, срывов, брекчий и оползневых явлений.

Таким образом, осадочно-гидротермальные сульфиды обладают одновременно признаками обычных осадочных сингенетических осадкам образований, имея четкий литолого-стратиграфический контроль в размещении, и в то же время являются явно гидротермальными образованиями, распределяясь не равномерно во всей свите или пласте, а только в тех местах, где отмечаются конседиментационные зоны разрывов, а состав осадков наиболее глубоководен, обогащен подводными сернистыми растворами и эманациями. Осадочно-гидротермальные сульфиды, подвергаясь процессам метаморфизма, перекристаллизуются, перераспределяются и переотлагаются, образуя более локальные повышенные концентрации в благоприятных синметаморфических складчатых и разрывных структурах — зонах разгрузки метаморфогенных гидротерм, что приводит к образованию метаморфогенного оруденения. Наряду с осадочно-гидротермальными сульфидами большую роль, естественно, играют и собственно осадочно-диагенетические разности сульфидов. Все это и обуславливает двойственность оруденения: четкий литолого-стратиграфический и одновременно структурный контроль в размещении.

Вулканогенно-осадочные и гидротермально-осадочные разновидности сульфидов широко распространены в полиметаллических и колчеданных месторождениях стратиформного типа. В черносланцевых толщах они только еще начинают привлекать внимание и в целом развиты значительно слабее. Судя по полученным дан-

ным, в различных регионах они распространены не одинаково. Обычно среди сингенетических сульфидов преобладают осадочно-диагенетические и гидротермально-осадочные разности, редко вулканогенно-осадочные. Относительная роль выделенных разновидностей сульфидов в формировании продуктивной золотоносной минерализации также значительно изменяется в различных регионах и районах. В большинстве проявлений, выявленных в типичных миогеосинклиналях, основную роль играют новообразованные метаморфогенно-гидротермальные разности, возникшие как за счет местного переотложения этих сингенетических сульфидов, так и в результате дополнительного привноса рудных компонентов из более глубоких зон (зон гранитизации и высокотемпературного метаморфизма). На отдельных месторождениях определяющей является непосредственно вулканогенно-гидротермальная золотоносная пирит-арсенипиритовая и пирит-полиметаллическая минерализация. Широко распространены ранее отмеченные полиметаллические месторождения стратиформного метаморфогенно-гидротермального типа, залегающие в черносланцевых толщах, со слабой сопутствующей золотоносной минерализацией.

Намечается в целом единый ряд близких образований от слабозолотоносных колчеданных месторождений, типоморфных для эвгеосинклиналей, до прожилково-вкрапленных золотосульфидных месторождений, характерных для соседних миогеосинклиналей. Несмотря на слабое развитие в последних вулканогенных образований и особенно основных эффузивов и дайковых пород (они если и отмечаются, то являются пострудными и крайне редко интрудными) и вулканогенно-осадочных и осадочно-гидротермальных процессов, роль их в формировании первичной полиметаллической и золото-сульфидной минерализации черносланцевых толщ может быть существенной. Очевидно, это, как и характер наложенных процессов метаморфизма, гранитизации и оруденения, необходимо учитывать при различных прогнозно-металлогенических исследованиях, особенно принимая во внимание общую очень слабую изученность рудоносности углеродсодержащих комплексов.

По генетическим особенностям золото-сульфидное оруденение в «черносланцевых» комплексах, видимо, во многом сходно с так называемым стратиформным колчеданным, золото-урановым и полиметаллическим оруденением. Прежде всего это, несомненно, полигенное оруденение при существенной роли осадочно-гидротермальных процессов минералообразования.

Выводы

1. Состав и последовательность кристаллизации минералов, общая интенсивность оруденения в большой мере зависят от состава вмещающих толщ, распространенных как на уровне развития оруденения, так и в основании разреза, ниже рудоносного горизонта. Чаще всего породы, характеризующиеся повышенным кларковым содержанием тех или иных металлов, имеют аналогичные по со-

ставу месторождения. Однако эта закономерность не всегда выдерживается. Нередки случаи, когда породы, имеющие низкое кларковое содержание металлов, являются рудовмещающими для месторождений этих металлов. Показательна в этом отношении избирательная приуроченность месторождений золота к пластам сланцев с повышенным содержанием Mg-Fe карбонатов, характеризующихся низкими (1—3 мг/т) первичными концентрациями золота. В пределах благоприятных литокомплексов оруденение развивается не повсеместно, а лишь в структурно благоприятных участках. Все это указывает, что его нельзя рассматривать как осадочное или осадочно-метаморфическое, т. е. как собственно метаморфогенное.

2. Устанавливается важная роль вулканогенных и подводно-гидротермальных процессов в формировании рудовмещающих толщ и развитой в них сингенетичной минерализации не только для древних «зеленокаменных поясов» и «трогов», но и более молодых многоэпизодных прогибов. Это влияние вулканогенных и подводно-гидротермальных процессов выразится: 1) в наличии в рудоносных терригенных осадках, в том числе углеродистой формации, сингенетичного вулканогенного, прежде всего туфогенного (пеплового) материала, 2) вулканогенно-осадочных и гидротермально-осадочных сульфидов, 3) в накоплении в таких толщах повышенных концентраций марганца, серы, мышьяка, меди, золота, урана и других рудогенных компонентов за счет поступления подводных эксгалиций и гидротерм, синхронных осадконакоплению либо завершающих эпигенез осадков. Эти эксгалиции и глубинные гидротермы явились, скорее всего, основным поставщиком рудогенных элементов и обусловили металлогеническую специализацию рудовмещающих толщ. Собственно терригенно-осадочные процессы, за редким исключением, играли, видимо, подчиненную роль.

3. Кларковые содержания элементов в метаморфизованных породах, в том числе серы, мышьяка, золота, урана, свинца, цинка и других металлов, не всегда отражают в полной мере первичные сингенетичные осадкам содержания. Они представляют собой «отработанные» концентрации, оставшиеся в твердой фазе осадков после ухода из них захороненных поровых и иловых вод, существенно обогащенных продуктами метаморфизма органического вещества, хлором, серой и другими активными природными растворителями и переносчиками металлов. Учет этого явления позволяет объяснить избирательную приуроченность месторождений металлов, прежде всего золота, к углеродсодержащим толщам, часто не характеризующимся повышенными их концентрациями.

4. Основным концентратором сингенетичных осадочным и вулканогенным породам повышенных кларковых содержаний золота является пирит. В породах различных регионов, но одного гранулометрического класса и лишенных сульфидов кларковые содержания близки, либо отличаются весьма незначительно.

Метасоматиты, сопутствующие метаморфогенно-гидротермальным рудам, мало описаны в геологической литературе и ранее детально не изучались. Широко распространены представления о том, что рассматриваемое оруденение практически не сопровождается метасоматическими преобразованиями вмещающих пород. Околорудные метасоматиты считают типоморфными лишь для постмагматического (магматогенного) рудообразования. Поэтому минеральные новообразования, сопровождающиеся метасоматическими изменениями вмещающих пород, обычно относят к постмагматическим, независимо от их генетических особенностей, подобно тому как сами рудообразующие и метасоматизирующие гидротермы именуется ювенильными магматогенными. Для выявления особенностей метаморфогенного рудообразования изучению сопровождающих его метасоматитов было уделено большое внимание.

Раннеметаморфические метасоматиты

Метасоматические преобразования вмещающих пород, которые приводят к развитию раннеметаморфической минерализации, кратко рассматривались ранее при их характеристике. На умеренных и значительных глубинах их можно относить к глубинной фации регионально развивающихся пропилитов. Изменения слабо выражены, охватывают обширные площади, не контрастны, минеральный состав их определяется составом и степенью метаморфизма исходных пород. Слабопроявленные метасоматические изменения типа глубинной фации пропилитов (парагенезис: кварц+серицит или мусковит+альбит+хлорит+эпидот±актинолит±кальцит±биотит) распространяются не только на вулканогенные породы основного состава, приводя к развитию так называемых «зеленых сланцев», но и на осадочно-терригенные вулканомиктовые комплексы, в том числе кислого состава, которые обуславливают развитие апосланцевых и апопесчаниковых пропилитов, пропилито-подобных пород хлорит-серицитовых, кварцево-серицит-альбитовых и кварцево-альбитовых сланцев. Эти изменения в пределах рудоносных узлов и районов характеризуют общий фон рудовмещающих толщ — внешние ореолы рудных полей и минерализованных зон.

Более интенсивно проявленные метаморфогенно-гидротермальные метасоматиты, сопровождающиеся в благоприятных участках рудоносной минерализацией, локализуются вдоль более узких тек-

тонических зон рассланцевания, но также характеризуются большой протяженностью по простиранию (50—200 км) и большими мощностями (десятки—сотни метров).

Осадочно-диагенетические карбонаты при раннеметаморфических изменениях перекристаллизуются, регенерируются, частично переотлагаются по послонно-квиважным трещинам. Образуются кварцево-серицит-анкеритовые и сидеритовые сланцы. По плагиоклазитам и вулканомиктовым разностям пород, обогащенных плагиоклазом, развиваются метасоматиты с повышенным содержанием альбита, вплоть до образования кварцево-альбитовых и собственно альбитовых сланцев (альбититов). Последние нередко ошибочно относят к апосланцевой фации щелочных метасоматитов.

В тесной связи с метаморфогенными куполами в гипабиссальных условиях среди песчано-сланцевых толщ развиваются биотититы. Их обычно принимают за проявления контактового метаморфизма и относят к биотитовой фации контактовых роговиков. Однако проведенные в последние годы детальные исследования показали, что предполагаемая пространственная связь их с нескрытыми интрузиями не подтверждается. Биотититы развиваются независимо от интрузивных магматических пород, приурочены к метаморфогенным купольным структурам и практически без изменения минерального состава, судя по результатам детального картирования и колонкового бурения, прослеживаются на глубины 1—2 км и более. Типоморфны в этом отношении биотититы, развитые в районах распространения палеозойской жильно-прожилковой золотоносной минерализации малосульфидной кварцевой формации, которая сопровождается шеелитом, а также мезозойские биотититы Приморья, сопровождающиеся оловянным оруденением, описанные Е. П. Сапрыкиным. Биотититы представляют собой наиболее ранние метаморфогенно-метасоматические преобразования пород, в зонах повышенного рассланцевания они постепенно сменяются метаморфогенно-гидротермальными метасоматитами — основными носителями оруденения.

Метасоматиты, сопровождающие дожилковую прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию

Сведения, имеющиеся по этим метасоматитам, основаны на изучении минерализации в пределах одного или сближенных горизонтов, т. е. в условиях, близких к изобарическим. В данной работе рассмотрены особенности рудообразующих метасоматических процессов (для однотипных пород) на различных горизонтах, в том числе отстоящих друг от друга по вертикали на 2,5—3 км, т. е. развившихся при явно неодинаковых РТ-условиях и на различном удалении от активизирующего источника растворов. Во всех случаях, помимо изучения направленности миграции химических компонентов, рассчитывался общий баланс химических изменений с

учетом состава и распространенности (удельной значимости) всех разновидностей пород и минеральных новообразований, в том числе различных сульфидных, кварцево-сульфидных и сульфидно-кварцевых прожилков и кварцевых жил [8]. Для получения объективной информации, исключающей случайности, опробование производилось по многочисленным разрезам с отбором большого статистически представительного числа проб (всего использовано 482 полных химических анализа). Во всех случаях сопоставлялись породы, имеющие один и тот же первичный исходящий состав. Было установлено следующее.

Золото-сульфидная минерализация, развитая в биотит-хлоритовой и более высокотемпературных зонах метаморфизма, в нижних и глубинных горизонтах сопровождается окварцеванием, что прежде всего определяется по возрастанию содержания SiO_2 во вмещающих породах по мере усиления в них минерализации. Интенсивность окварцевания неодинакова у сульфидов, имеющих различные состав и формы выделений. Рассеянная вкрапленность линзочек пирротина в ассоциации с кристаллами пирита (или без них) всегда сопровождается окварцеванием. Укрупненные линзы и прожилковоподобные скопления пирротинового и пирит-пирротинового состава, не приуроченные к крупным послойным трещинам, также сопровождаются окварцеванием. В то же время вкрапленность кристаллов пирита, крупные линзы и прожилки пирротинового, пирит-пирротинового и особенно пиритового состава, приуроченные к хорошо выраженным послойным трещинам, обычно не сопровождаются окварцеванием: новообразованный кварц в этом случае входит непосредственно в состав сульфидных прожилков, являясь «жилным» минералом.

Анализируя литературу по условиям кристаллизации сульфидов, можно заключить, что такая дифференцированная связь окварцевания с сульфидами не случайна и обусловлена кристаллизацией пирротина в более кислых растворах по сравнению с пиритом. При низкой или умеренной активности серы, характерной для высокотемпературного минералообразования, пирротин, в отличие от пирита, кристаллизуется в условиях пониженной щелочности растворов, что свидетельствует о пониженной химической активности кислорода в таких местах, поскольку активность его находится в прямой зависимости от щелочности растворов. В итоге это и приводит к образованию S^{2-} (пирротина), а не более окисленного аниона $[\text{S}]^{2-}$ (пирита). Этим и объясняется ранее отмеченная приуроченность пирротина в участках совместного развития пирита и пирротина (биотит-хлоритовая зона) к наиболее мелким и, следовательно, наименее проницаемым для кислорода и серы трещинам. В региональном плане, т. е. в явно неизотермических условиях, избирательная приуроченность окварцевания к высокотемпературным зонам метаморфизма в основном зависит от двух главных факторов — повышенной температуры и общего высокого давления, обуславливающих, с одной стороны, высокую активность в растворах летучих кислотных компонентов (CO_2 , Cl ,

F и др.), с другой — низкое парциальное давление серы и кислорода.

Интенсивность окварцевания в разных зонах метаморфизма неодинакова. В эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фациях оно наиболее интенсивно и приобретает региональный характер, что свидетельствует о развитии его в абиссальных условиях. Сильнее всего окварцевание проявляется в крупных зонах позднекладчатого расщепления вблизи полей гранито-гнейсов и гранит-пегматитов. Эти процессы кислотного выщелачивания аналогичны широко развитым в других районах среди толщ высокометаморфизованных протерозойских пород. Интенсивно окварцованные породы типа вторичных кварцитов часто имеют вид «стратиформных» образований и сопровождаются турмалином, дистеном, мусковитом и небольшим количеством пирротина. Золота в них обычно находится меньше (0,2—2 мг/т), чем во вмещающих исходных породах (2—7 мг/т), т. е. оно выносится.

В биотит-хлоритовой зоне окварцевание более локально. Выражено оно в развитии коротких (0,01—3 мм) линзочек мелкозернистого кварца, окруженных Mg-Fe карбонатами. Сульфиды расположены в центральных или краевых частях этих линзочек. Интенсивность сульфидной минерализации возрастает с усилением окварцевания (табл. 13). Среднее валовое содержание (\bar{x}) SiO_2 увеличивается по сравнению с исходным на 90—120 кг/м³, а в наиболее интенсивно окварцованных участках на 340—370 кг/м³. Наряду с привнесом из более глубоких горизонтов существенное значение имело местное перераспределение кремнезема в пределах минерализованных зон. На это указывает: 1) значительно более низкое содержание его (на 100—200 кг/м³) по сравнению с исходным в породах, контактирующих с окварцованными «прослоями»; 2) низкое (30—20% и менее) содержание SiO_2 в самих сульфидных прожилках и линзовидных скоплениях; 3) существенно более высокое (6,4) значение σ распределений x SiO_2 в минерализованных зонах по сравнению с ее значением (3,3) во вмещающих неизмененных породах.

Одновременно с SiO_2 в сульфидизированных зонах увеличивается содержания Fe и S (за счет сульфидов), Au, а также CO_2 , Ca и часто Mg (за счет новообразованных Mg-Fe карбонатов). Выносятся глинозем и щелочи. Причем вынос щелочей значительный: 40—50 кг/м³ K_2O и 20—25 кг/м³ Na_2O . Повышенное развитие серицита при окolorудных изменениях отмечается только в экзоконтактах сульфидных прожилков в виде оторочек серицитовых сланцев мощностью не более 1—3 мм и потому в существенной мере не влияет на общее содержание калия в измененных породах.

В хлорит-серицитовой зоне окolorудные изменения еще более специфичны. В зависимости от степени метаморфизма вмещающих толщ и характера минерализации они существенно различаются. Рассмотрим их отдельно для каждой разновидности сульфидных прожилков в порядке, соответствующем последовательности образования последних.

Изменение химического состава филлитов в процессе развития наиболее ранней дожилной золото-сульфидной минерализации пирит-пирротинового состава (биотит-хлоритовая зона метаморфизма)

Компоненты	Неминерализованные филлиты, зона I, $n=13$		Слабо минерализованные филлиты, зона II, $n=7$		Умеренно минерализованные филлиты, зона III, $n=10$		Интенсивно минерализованные филлиты, зона IV, $n=6$		Привнос (+), вынос (-) между зонами, г/100 см ³	
	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	I-III	I-IV
SiO ₂	57,90	150,54	59,26	160,00	63,31	185,31	50,42	161,34	+34,77	+10,80
TiO ₂	1,07	2,78	0,73	1,97	0,47	1,36	0,43	1,37	-1,42	-1,41
Al ₂ O ₃	20,16	52,42	18,22	49,19	10,86	31,49	8,98	28,73	-20,93	-23,69
Fe ₂ O ₃	2,17	5,64	0,65	1,76	1,25	3,63	0,70	2,24	-2,01	-3,40
FeO	3,08	8,00	1,14	3,08	1,67	4,84	0,69	2,21	-3,16	-5,79
MgO	2,99	7,77	2,92	7,88	2,70	7,83	2,93	9,37	+0,06	+1,60
CaO	0,50	1,30	1,66	4,48	2,16	6,29	3,57	11,42	+4,96	+10,12
Na ₂ O	1,69	4,39	0,90	2,43	0,83	2,41	0,54	1,72	-1,98	-2,67
MnO	0,06	0,16	0,05	0,13	0,03	0,23	0,09	0,28	+0,07	+0,12
K ₂ O	4,03	10,48	3,80	10,26	2,27	6,58	2,10	6,72	-3,90	-3,76
P ₂ O ₅	0,12	0,31	0,12	0,32	0,13	0,38	0,11	0,35	+0,07	+0,04
П. п. п.	4,13	10,74	1,21	3,27	0,99	2,87	0,64	2,05	-7,87	-8,69
Fe _n S _{n-1}	2,10	5,46	5,45	14,72	7,76	22,50	15,52	49,66	+17,04	+44,20
FeS ₂	—	—	3,89	10,50	5,52	16,01	13,28	42,50	+16,01	+42,50
Σ	103,00		100,00		99,95		100,00			
FeO+Fe ₂ O ₃	5,25	13,65	1,79	4,83	2,92	8,47	1,39	4,45	-5,18	-9,20
S	0,80	2,08	4,15	11,20	5,90	17,11	13,00	41,60	+15,03	+39,52
d		2,6		2,7		2,9		3,2		

Изменение химического состава алевролитов в контакте с ранними дожилыми линзовидными скоплениями пирита (хлорит-серицитовая зона метаморфизма)

Компоненты	Алевролиты в контакте с линзами пирита, зона I, n=13		На расстоянии 5—25 см от выделений пирита, зона II, n=12		На расстоянии 2,5 м от сульфидных скоплений, зона III, n=12		Вынос (-), привнос (+) между I и III зонами
	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	
SiO ₂	66,72	184,84	62,91	174,89	60,0	167,40	+17,44
TiO ₂	1,16	3,21	0,90	2,50	0,93	2,59	+0,62
Al ₂ O ₃	15,80	43,77	14,97	41,62	17,25	48,12	-4,35
Fe ₂ O ₃	1,59	4,40	0,40	1,11	1,78	4,97	-0,57
FeO	1,00	2,77	3,55	9,87	3,97	11,08	-0,31
MnO	0,04	0,11	0,09	0,25	0,12	0,33	-0,22
MgO	1,53	4,24	2,59	7,20	2,87	8,01	-3,77
CaO	1,52	4,21	1,79	5,00	0,90	2,50	+1,71
Na ₂ O	1,32	3,66	1,72	4,78	1,93	5,40	-1,74
K ₂ O	2,96	8,20	2,77	7,70	2,94	8,20	—
H ₂ O ⁻	0,03	0,08	0,14	0,39	0,40	1,12	-1,04
H ₂ O ⁺	3,22	8,92	2,46	26,84	2,89	8,06	+0,86
P ₂ O ₅	0,09	0,25	0,14	0,39	0,12	0,33	-0,08
CO ₂	2,19	6,07	5,31	14,76	3,62	10,10	-4,03
FeS ₂	0,94	2,60	0,26	0,72	0,28	0,78	+1,82
Σ	100,11		100,00		100,00		-0,11
FeO+Fe ₂ O ₃	2,59	7,17	3,95	10,98	5,93	16,55	-8,16
d		2,77		2,78		2,79	
S	0,50	1,38	0,14	0,39	0,15	0,40	+0,98

1. Изменения, связанные с наиболее ранними сульфидными линзовидными скоплениями и прожилками, типоморфными для нижней подзоны хлорит-серицитовой зоны, проявляются в окварцевании вмещающих пород. Однако, в отличие от сульфидной минерализации биотит-хлоритовой зоны, окварцевание выражено намного слабее: содержание SiO₂ в измененных породах возрастает на 150—170 кг/м³. В то же время в экзоконтактах прожилков и линз сульфидов сильнее развит серицит, появляется альбит. Одновременно увеличивается содержание Ca и уменьшается, особенно в контактах, Mg за счет возрастания известковистых Mg-Fe карбонатов (табл. 14). Содержание глинозема и щелочей уменьшается, но менее значительно, чем при образовании сульфидов более глубоких горизонтов. Вынос K₂O и Na₂O, например, в целом по зонам не превышает 10—15 кг/м³. Характерно отсутствие однонаправленности в миграции этих компонентов. В экзоконтактах прожилков за счет развития микрозонки серицитизации и альбита содержание их сохраняется на уровне с исходным или очень незначительно уменьшается. По мере удаления от контактов интенсивность серицитизации быстро ослабевает.

Изменение химического состава алевролитов в контакте с дожилыми кварцево-пиритовыми прожилками и прожилковоподобными скоплениями (средние данные по 4 частным размерам)

Компоненты	Пиритовые прожилки с включенными алевролитами, n=4		Интенсивно пиритизированные алевролиты, n=4		Алевролиты, расстояние от пиритовых прожилков									
					в контакте, n=4		0,35 м, n=4		0,5 м, n=4		1,5 м, n=4		более 2,5 м, n=9	
	X, %	X, г/100 см ³	X, %	X, г/100 см ³	X, %	X, г/100 см ³	X, %	X, г/100 см ³	X, %	X, г/100 см ³	X, %	X, г/100 см ³	X, %	X, г/100 см ³
SiO ₂	45,62	146,90	55,92	162,17	58,16	161,67	58,64	163,61	59,90	168,91	60,76	170,13	59,41	165,75
TiO ₂	0,56	1,80	1,08	3,13	0,95	2,64	0,98	2,73	0,96	2,71	1,04	2,91	0,93	2,59
Al ₂ O ₃	7,66	24,60	14,78	42,86	15,63	43,45	15,03	41,93	15,68	44,22	15,29	42,81	17,04	47,54
Fe ₂ O ₃	0,2	0,06	1,28	3,65	0,72	2,00	1,22	3,40	1,16	3,27	1,14	3,19	1,78	4,97
FeO	8,76	28,21	3,66	10,61	5,26	14,62	4,86	13,56	4,21	11,87	4,20	11,76	4,03	11,24
MgO	1,08	3,48	1,87	5,42	3,21	8,92	3,17	8,84	3,00	8,46	3,04	8,51	2,86	8,01
CaO	0,65	2,09	1,11	3,22	1,74	4,84	1,34	3,74	1,48	4,17	1,37	3,84	0,86	2,40
MnO	0,11	0,35	0,15	0,44	0,12	0,33	0,13	0,36	0,15	0,42	0,12	0,34	0,12	0,33
Na ₂ O	0,58	1,87	1,02	2,99	1,82	5,08	1,77	4,94	1,44	4,06	1,43	4,00	1,93	5,40
K ₂ O	1,65	5,31	3,02	8,76	2,56	7,12	2,44	6,81	2,71	7,64	2,77	7,76	2,94	8,20
N ₂ O ⁻	0,88	2,83	0,28	0,81	0,36	1,00	0,42	1,17	0,42	1,18	0,38	1,06	0,40	1,12
N ₂ O ⁺	1,00	3,22	3,01	8,73	4,03	11,20	3,36	9,37	3,35	9,50	3,44	9,63	2,89	8,06
P ₂ O ₅	0,33	1,06	0,10	0,29	0,13	0,36	0,12	0,33	0,10	0,28	0,10	0,28	0,12	0,33
CO ₂	1,18	3,80	2,52	7,31	3,90	10,84	4,18	11,66	3,54	9,98	3,36	9,41	3,62	10,10
C	0,49	1,58	1,00	2,90	1,35	3,75	1,55	4,32	1,41	3,98	1,30	3,64	0,80	2,23
FeS ₂	29,43	94,76	9,20	26,68	0,06	0,17	0,79	2,20	0,49	1,38	0,26	0,73	0,26	0,73
Σ	100,00		100,00		100,00		100,00		100,00		100,00		100,00	
d	3,22		2,90		2,78		2,79		2,82		2,80		2,79	
FeO+Fe ₂ O ₃	8,78	28,27	4,95	14,35	5,98	16,62	6,08	16,96	5,37	15,14	5,34	14,95	5,81	16,21
S	15,14	50,68	4,92	14,27	0,03	0,68	0,42	1,17	0,26	0,73	0,14	0,39	0,14	0,39

ет и уже в 10—20 см от прожилков содержание Na и K минимально, а затем снова возрастает, достигая исходного на расстоянии 0,4—0,7 м от контакта. Содержание железа обычно резко уменьшается при приближении к сульфидным агрегатам, указывая на заимствование его из боковых пород. Усложнение этой закономерности отмечается при развитии вокруг сульфидных линз ореола сопряженной пиритовой вкрапленности. В данном случае зона выноса железа располагается за пределами ореола рассеянной вкрапленности на расстоянии 0,5—1 м и более от сульфидных скоплений.

2. Околорудные изменения, связанные с более поздними кварцево-пиритовыми прожилками, типоморфными для нижней подзоны хлорит-серицитовой зоны, характеризуются отсутствием окварцевания (табл. 15). В экзоконтактах прожилков и на расстоянии до 0,4 м среднее содержание кремнезема не увеличивается по сравнению с исходным, как это присуще процессам сульфидообразования биотит-хлоритовой зоны и наиболее ранним линзовидным выделениям хлорит-серицитовой зоны, а остается без изменения или же уменьшается (до 30—40 кг/м³). Однако в 0,5—1,5 м от прожилков содержание чаще всего выше исходного на эту же величину; в самих прожилках на 5—6% выше, чем в сульфидных линзах, но на 10—15% ниже, чем во вмещающих породах. В итоге среднее содержание SiO₂ в сульфидизированных породах (с учетом сульфидных прожилков) остается, по существу, неизменным. В то же время происходит более значительный привнос Ca и Mg, обусловленный общим усилением интенсивности развития Mg-Fe карбонатов при переходе от нижних горизонтов к верхним. Соответственно в поведении глинозема и щелочей намечается менее значительный вынос за счет более интенсивного развития серицита и альбита. Суммарный вынос K₂O (с учетом сульфидных прожилков) 1—7 кг/м³, а Na₂O 10—14 кг/м³.

Поведение элементов-примесей в различной степени измененных вмещающих породах определяется рассмотренными процессами. В сульфидизированных зонах и особенно в сульфидных скоплениях средние валовые содержания Ni, Co, Cu, Zn, Pb, As, Au и Ag выше, чем в исходных породах. Однако вблизи сульфидных линз и прожилков содержание таких элементов обычно ниже, чем на удалении 0,5—1,5 м. Особенно хорошо эта местная мобилизация и переотложение выражены для Ni, Co и Cu, содержания которых в сульфидизированных зонах наиболее высокие по сравнению с другими элементами-примесями.

Содержания золота в кварцево-пиритовых прожилках достигают высоких концентраций, в экзоконтактах (на расстоянии до 5—20 см от прожилков) при отсутствии сульфидной вкрапленности — 0,5—2 мг/т, т. е. несколько меньше, чем во вмещающих исходных породах, где оно составляет 2—8 мг/т и более.

3. Околорудные изменения, связанные с пиритокварцевыми прожилками, типоморфными для нижней и

Изменение химического состава алевролитов в контакте с дожилыми пирито-кварцевыми золотоносными прожилками (средние данные по 4 частным разрезам)

Компоненты	Алевролиты на расстоянии				Зальбанды прожилков, зона III, $n=7$		Пирито-кварцевые прожилки, зона IV $n=4$		Вынос (-), привнос (+) между зонами, г/100 см ³	
	30 см от прожилков, зона I, $n=4$		15 см от прожилков, зона II, $n=4$							
	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	\bar{x} , г/100 см ³	I-III	I-IV
SiO ₂	61,02	169,03	61,00	168,36	61,36	167,38	60,87	178,96	-1,65	+9,93
TiO ₂	0,91	2,52	0,94	2,59	1,02	2,75	0,49	1,44	+0,23	-0,08
Al ₂ O ₃	15,15	41,97	15,08	41,62	15,62	42,17	5,71	16,79	+0,20	-25,18
Fe ₂ O ₃	0,60	1,66	0,62	1,71	0,95	2,56	—	—	+0,90	-1,66
FeO	4,72	13,07	4,55	12,56	3,76	10,15	4,33	12,73	-2,92	-0,34
MnO	0,07	0,19	0,08	0,22	0,08	0,22	0,26	0,26	+0,03	+0,07
MgO	3,04	8,42	2,98	8,22	2,66	7,18	0,02	0,94	-1,24	-2,48
CaO	1,44	3,99	1,57	4,33	1,54	4,16	1,62	4,67	+0,17	+0,68
Na ₂ O	1,75	4,85	1,87	5,00	1,77	4,78	0,54	1,59	-0,07	-3,26
K ₂ O	2,90	8,03	3,09	8,53	3,26	8,80	1,03	3,03	+0,77	-5,00
H ₂ O ⁺	2,77	7,67	2,93	8,09	3,06	8,26	1,31	3,85	+0,59	-3,82
P ₂ O ₅	2,09	0,25	0,10	0,28	0,09	0,24	0,06	0,18	-0,01	-0,07
CO ₂	5,48	15,48	5,21	14,38	4,68	12,64	4,58	13,46	-2,54	-1,72
FeS ₂	0,06	0,17	0,04	0,14	0,15	0,40	19,35	56,89	+0,23	+56,72
Σ	100,00		100,00		100,00		100,00		-5,31	+23,79
S	0,03	0,08	0,02	0,05	0,08	0,22	10,35	30,43	+0,14	+30,35
FeO+Fe ₂ O ₃	5,35	14,82	5,19	14,32	4,78	12,90		39,45		
d		2,77		2,76		2,70		2,94		

верхней подзон хлорит-серицитово́й зоны, характеризуются незначительным выносом SiO_2 как из призальбандовых частей прожилков, так и сульфидизированных зон в целом — в среднем 5—10 кг/м^3 (табл. 16). Одновременно усиливается экзоконтактовая серицитизация, приводящая к возрастанию содержания калия вокруг прожилков на расстоянии до 10—12 см и более. Однако на удалении 20—80 см от прожилков намечается зона выноса калия (за счет уменьшения содержания серицита), в которой содержание его меньше исходного на 6—10 кг/м^3 . В итоге суммарное содержание калия в зоне изменения (совместно с прожилками) сохраняется неизменным или уменьшается на 5—7 кг/м^3 . Количество Fe, как и при образовании сульфидов других групп, при усилении околорудных изменений уменьшается, а в прожилках резко возрастает. Содержание Mg в целом повышенное в зонах развития пирит-кварцевых прожилков, непосредственно в экзоконтактах прожилков не изменяется или незначительно уменьшается за счет усиленного развития серицита и увеличения Ca в составе Mg-Fe карбонатов за счет роста интенсивности околорудных изменений.

Поведение рудных элементов остается практически таким же, как и при развитии кварцево-пиритовых прожилков. Из экзоконтактов прожилков обычно выносятся Ni, Co, Cu и Au, концентрируясь в сульфидах. Интенсивность миграции элементов существенно различается в зависимости от их особенностей и степени метаморфизма вмещающих пород. Никеля, например, выносилось более чем достаточно для образования повышенных концентраций в сульфидах: среднее суммарное содержание его в сульфидизированных зонах ниже, чем во вмещающих исходных породах. Так, в детально изученной сульфидизированной зоне среднее содержание Ni 0,0037% ($n=168$), а во вмещающих (исходных) неизмененных алевролитах 0,0044% ($n=48$). В то же время среднее валовое содержание Cu и Co в исходных породах соответственно составило 0,0034 и 0,0009%, а в целом по зоне (с учетом всех в различной степени измененных пород) — 0,0053 и 0,0014%. Очевидно, Cu и Co в данном случае дополнительно привносились в процессе сульфидизации из более глубоких горизонтов. Валовое содержание золота в минерализованных зонах тоже постоянно значительно выше, чем в исходных породах.

Таким образом, рассмотрение околорудных изменений, связанных с образованием последовательно развивающихся разновидностей сульфидных прожилков, показывает (табл. 17—19), что характер этих метасоматических преобразований эволюционирует в соответствии с изменением интенсивности регионального метаморфизма вмещающих пород и общих PT-условий минералообразования. В сульфидных прожилках по мере их развития постепенно возрастает содержание кварца. Синхронно в насыщенных ими минерализованных зонах окварцевание и вынос шлещей, хорошо проявленные в биотит-хлоритовой и особенно в более высокотемпературных зонах, постепенно (через слабо выраженное окварцевание в низах хлорит-серицитово́й зоны) сменяются выносом крем-

Эволюция химизма метаморфогенно-гидротермального рудообразования

Минеральные образования, уровни их развития	Содержание кремнезема, %	Изменение содержаний компонентов в целом по всей минерализованной зоне по сравнению с исходными неминерализованными породами, кг/м ³			
		Кремнезем	Щелочи (Na ₂ O, K ₂ O)	Глинозем	FeO+Fe ₂ O ₃
Наиболее ранние дожилые сульфидные скопления; нижние структурные горизонты	20—30; меньше, чем во вмещающих породах на 25—40	+ 340—370	—K ₂ O — 40—50 Na ₂ O — 20—28	— 70—80	Увеличивается на 60—70
Ранние дожилые сульфидные линзы; нижние и средние горизонты	30—40; меньше, чем во вмещающих породах на 15—30	+ 150—170	— 10—15	— 50—60	Увеличивается на 15—20
Ранние дожилые кварцево-пиритовые прожилки; преимущественно средние горизонты	40—50; меньше, чем во вмещающих породах на 10—20	Очень слабый привнос или без изменения	—K ₂ O — 1—7 Na ₂ O — 0—14	— 30—45	Увеличивается на 5—10
Дожилые пирито-кварцевые прожилки; средние и верхние горизонты	60—70; равно или больше на 1—10, чем во вмещающих породах	Без изменения или — 5—10	— 5—7 или без изменения	Назначительный вынос	Без изменения или + до 4
Золотоносные кварцевые жилы; средние и, преимущественно, верхние горизонты	85—99	— 140—160	K ₂ O — 5—7 на нижних горизонтах, + 5—19 на верхних; Na ₂ O — вынос на нижних горизонтах, привнос или вынос на верхних	То же	— 10—24

Примечание. S, CO₂, CaO постоянно привносятся при образовании золото-сульфидных зон. По степени метаморфизма нижние горизонты соответствуют биотит-хлоритовой зоне, средние — нижней подзоне хлорит-серицитовой зоны, верхние горизонты — верхней подзоне этой зоны метаморфизма. Вынос (—), привнос (+).

Химический состав метаморфогенно-гидротермальных золотоносных зон, развитых на различных уровнях в породах различной степени регионального метаморфизма

Компоненты	I зона, нижний структурный горизонт; вмещающие породы—алевролиты биотит-хлоритовой субфации метаморфизма						II зона, средний структурный горизонт; вмещающие породы—алевролиты нижней части хлорит-серицитовой субфации							
	исходные породы, n=15			минерализованная зона, n=25			баланс, кг/м ³	исходные породы, n=80			минерализованная зона, n=90			баланс, кг/м ³
	\bar{x} , %	σ	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	σ	\bar{x} , г/100 см ³		\bar{x} , %	σ	\bar{x} , г/100 см ³	\bar{x} , %	σ	\bar{x} , г/100 см ³	
SiO ₂	57,90	3,30	150,54	57,50	6,43	161,00	+104,6	62,50	3,29	175,00	58,35	5,85	161,63	-133,70
TiO ₂	1,07	0,18	2,78	0,92	0,20	2,57	-2,1	1,15	0,14	3,22	1,08	0,24	3,00	+2,2
Al ₂ O ₃	20,16	1,35	52,42	15,80	5,06	44,24	-81,8	17,60	1,12	49,28	16,46	3,45	45,70	+10,3
FeO+Fe ₂ O ₃	5,14	2,50	13,36	4,31	5,30	12,07	-12,90	6,20	1,46	17,36	6,64	3,58	18,39	+10,3
MnO	0,06	0,05	0,16	0,06	0,06	0,17	+0,1	6,05	0,04	0,14	0,11	0,04	0,30	+1,6
MgO	2,99	0,70	7,77	2,80	0,60	7,84	+0,7	2,22	1,20	6,22	3,13	1,02	8,67	+24,5
CaO	0,50	1,15	1,30	0,80	1,72	2,24	+9,4	0,40	0,45	1,20	1,30	0,75	3,60	+24,0
Na ₂ O	1,69	0,35	4,39	0,80	0,45	2,24	-21,5	1,83	0,42	5,12	1,82	0,68	5,04	-0,8
K ₂ O	4,03	0,90	10,48	2,00	1,47	5,60	-48,8	3,13	0,62	8,76	2,90	0,71	8,03	-7,30
H ₂ O ⁺	2,63	1,30	6,84	2,50	1,9	7,00	+1,6	4,60	1,00	12,88	3,60	1,15	9,97	-29,10
P ₂ O ₅	0,12	0,07	0,31	0,11	0,08	0,31	-	0,12	0,06	0,34	0,12	0,09	0,33	-0,10
CO ₂	2,40	1,18	5,98	6,10	2,30	17,1	+111,2	0,20	0,82	0,56	4,20	2,09	11,63	+110,7
FeS ₂				2,62		7,34	+73,4							
Fe _n S _{n-1}	1,31		3,41	3,68		10,30	+68,9				0,29		0,80	+8,0
Σ	100,0			100,0			+202,8	100,00			100,00			-35,7
d			2,6			2,8				2,8			2,77	
MgO/CaO	6,0			3,5				5,2			2,4			
K ₂ O/Na ₂ O	2,5			2,5				1,7			1,6			
(K ₂ O+Na ₂ O)/Al ₂ O ₃			0,28			0,18				0,28			0,29	
S	0,8	0,40	2,08	2,8	5,2	7,84	+57,6			сл.	0,11	3,5	0,30	+3,0

Компоненты	III зона, верхний структурный горизонт, верхняя часть хлорит-серпичитовой субфации; вмещающие породы:													
	алевролиты							песчаники						
	исходные породы, n=15			минерализованная зона, n=52			баланс, кг/м ³	исходные породы, n=33			минерализованная зона, n=95			баланс, кг/м ³
	γ, %	σ	$\bar{x}, \text{г/100 см}^3$	γ, %	σ	$\bar{x}, \text{г/100 см}^3$		γ, %	σ	$\bar{x}, \text{г/100 см}^3$	γ, %	σ	$\bar{x}, \text{г/100 см}^3$	
SiO ₂	56,10	4,11	155,96	50,36	5,80	140,83	-151,3	63,23	2,81	173,88	57,94	3,60	159,33	-145,5
TiO ₂	0,94	0,18	2,61	0,93	0,25	2,58	-0,3	0,82	0,20	2,25	0,86	0,14	2,36	+1,1
Al ₂ O ₃	16,23	0,81	45,12	15,07	2,31	41,90	-32,2	13,36	1,06	36,74	12,85	1,04	35,34	-14,0
FeO+Fe ₂ O ₃	8,19	1,18	22,77	7,44	1,70	20,68	-20,90	5,67	1,45	15,59	5,45	1,15	14,99	-6,0
MnO	0,14	0,03	0,39	0,11	0,04	0,30	-0,9	0,09	0,048	0,25	0,09	0,02	0,25	-
MgO	4,97	0,73	13,83	4,97	1,14	13,81	-0,2	3,85	0,59	10,59	3,44	0,56	9,46	-11,3
CaO	3,20	1,25	8,90	4,23	2,34	11,75	+28,5	3,65	0,93	10,04	3,87	1,14	10,64	+6,0
Na ₂ O	2,30	0,66	6,39	2,63	0,75	7,32	+9,3	3,28	1,36	9,02	2,70	0,64	7,42	-16,0
K ₂ O	2,08	0,79	5,78	2,27	0,74	6,32	+5,4	1,07	0,51	2,94	1,76	0,57	4,84	+19,0
H ₂ O ⁺	3,41	0,9	9,48	3,69	1,45	10,27	+7,9	2,43	0,88	6,68	2,27	1,11	6,24	-4,4
P ₂ O ₅	0,16	0,08	0,44	0,15	0,10	0,43	-0,1	0,21	0,06	0,58	0,11	0,02	0,30	-2,8
CO ₂	1,62	1,07	4,50	7,25	3,15	20,17	+156,7	1,31	1,25	3,60	6,90	2,16	19,28	+156,8
FeS ₂				0,60		1,67	+1,67				1,76		4,84	+4,84
Fe _n S _{n-1}	0,66		1,83				-1,83	1,03		2,83				-2,83
Σ	100,0			100,0		100,0	+1,70	100,0			100,0			-15,09
d			2,78			2,78				2,75			2,75	
MgO/CaO	1,5			1,1				1,0			0,9			
K ₂ O/Na ₂ O	0,9			0,9				0,3			0,7			
(K ₂ O+Na ₂ O)/Al ₂ O ₃			0,27			0,32				0,32			0,35	
S	0,25	0,40	0,67	0,32	0,89	+0,89	+2,0	0,39	0,51	1,07	0,94	1,53	2,58	+15,1

Примечание. Расстояние по вертикали между зонами I-II не менее 400-450 м, между II-III - не менее 2,5-2,7 км.

Эволюция изменения отношения MgO/CaO в процессе метаморфогенно-гидротермального рудообразования

Минеральные образования, степень метаморфизма вмещающих пород	Сульфид- ные прожилки, линзы и кварце- вые жилы	Вмещающие породы (алевролиты)			
		в эк- зокон- такте	на расстоянии от контакта		
			5—25 см	0,5—1,5 м	2 м и более
<i>Сульфиды</i>					
Наиболее ранние дожилые прожилки пирит-пирротинового состава; биотит-хлоритовая зона метаморфизма	0,8	1,3	1,8	3,2	5,1—6,2
Ранние дожилые пиритовые линзы; биотит-хлоритовая и хлорит-серицитовая зоны метаморфизма	1,2	1,5	1,5	1,6	3,2—6,2
Дожильные кварцево-пиритовые прожилки; хлорит-серицитовая зона метаморфизма	1,7	1,9	2,4	2,5	3,3—5,5
Дожильные пиритово-кварцевые прожилки; хлорит-серицитовая зона метаморфизма	1,3	1,7	1,9	2,1	3,4—5,5
<i>Кварцевые жилы</i>					
Нижние горизонты хлорит-серицитовой зоны метаморфизма	1,4	2,9	3,0	3,1	3,7—5,2
Верхние горизонты хлорит-серицитовой зоны метаморфизма	1,5	0,6	0,7	0,9	1,1—1,6

незема и привносом щелочей — в верхней подзоне хлорит-серицитовой зоны. При усилении интенсивности метасоматических изменений магний замещается более щелочным элементом, — кальцием (см. табл. 19). Все это, очевидно, свидетельствует о постепенном возрастании щелочности растворов в процессе развития оруденения.

Синжилые метасоматиты

Околорудные изменения, связанные с кварцевыми жилами, отнесенными нами к метаморфогенно-гидротермальным, рассматривались различными исследователями. Наиболее детально они изучались С. Д. Шером [36]. Он пришел к выводу, что в процессе этих изменений K, CO₂ и S постоянно привносятся, а Na и SiO₂ выносятся. Отмечалось, что количество выносимого SiO₂ вполне достаточно для образования кварцевых жил. Содержание остальных компонентов, в том числе Mg, Ca и Fe, по мнению исследователя, сохраняется неизменным. Этот вывод С. Д. Шер сделал на основе изучения в различной мере измененных песчаников одного из участков. Другие разновидности пород детально им не рассмат-

ривались. Различные горизонты и уровни минералообразования не сопоставлялись.

Попытаемся восполнить этот пробел. Метасоматические процессы изучались на многих месторождениях, включая все переслаивающиеся породы и жильные производные в различных сечениях (горизонтах) минерализованных зон. В результате изучения установлено следующее.

Изменения химического состава вмещающих пород, связанные с образованием кварцевых жил, аналогичны тем, которые сопровождают формирование метаморфогенно-гидротермальных сульфидов, особенно пирито-кварцевых прожилков. Как и при развитии последних, при ослаблении регионального метаморфизма вмещающих толщ и уменьшении глубины рудообразования в жильных зонах¹ постепенно увеличивается содержание CO_2 , Ca, Mg и K. Уменьшаются по сравнению с вмещающими породами содержание Si, в небольшой степени Al и величина отношения Mg/Ca (см. табл. 19). В составе карбонатов повышается содержание Ca и уменьшается Fe при относительно стабильном поведении Mg.

Происходит постепенное повышение щелочности растворов на фоне уменьшения степени регионального метаморфизма и глубины минералообразования. В итоге среднее валовое содержание (\bar{x}) щелочных компонентов в жильных зонах находится в обратной зависимости от РТ-условий, характеризующих их образование. Наиболее заметно увеличивается среднее валовое содержание CaO. Так, в одном из районов распространения позднедокембрийской золото-сульфидной вкрапленной минерализации, развитой среди верхнепротерозойских алевросланцев, в минерализованной зоне нижних структурных горизонтов с пирит-пирротиновой минерализацией оно составило $22,4 \text{ кг/м}^3$, в соседней зоне с пирито-кварцевыми и кварцево-пиритовыми прожилками, расположенной стратиграфически выше на 400—450 м — 35 кг/м^3 и в следующей зоне, отстоящей от второй на 2,5 км выше — $117,5 \text{ кг/м}^3$ (см. табл. 18).

Коэффициент щелочности $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ в этих зонах соответственно возрастает от 0,18 до 0,32.

Очевидно, содержание CaO в минерализованных зонах в совокупности с другими отмеченными геохимическими показателями может служить одним из критериев глубины их эрозионного среза и глубины формирования оруденения. Естественно, сравнивать между собой можно объекты, развитые в одинаковых по химическому составу породах.

Данные по рудным районам других провинций хорошо подтверждают это положение: по мере понижения температуры и глубины минералообразования роль позднекарбонатной минерализации неизменно в них увеличивается. В близповерхностных и гипабис-

¹ Средний химический состав зон определялся в каждом случае исходя из среднего состава и степени распространенности (представительности) всех слагающих ее образований, в том числе кварцевых жил и в различной степени измененных пород.

сальных месторождениях это приводит к заключительной кварцево-кальцитовой или кальцитовой стадиям минерализации, как правило, отсутствующей в абиссальных месторождениях. С общетеоретических позиций данное положение согласуется с представлениями А. Г. Бетехтина о повышении активности Са и CO_2 в низкотемпературных условиях.

Среднее валовое содержание MgO возрастает значительно слабее при уменьшении глубины минералообразования. Для рассматриваемых жильных зон, развитых среди алевролитов (в порядке уменьшения глубины их образования), оно соответственно составило 78,4, 86,7 и 138,1 кг/м³. Аналогичным образом изменяется среднее валовое содержание Na_2O в алевролитах этих зон — от 22,4 через 36,0 до 73,2 кг/м³, что отражается прежде всего в усилении альбитизации в околожильно-измененных породах и увеличении содержания альбита в жилах и особенно в прожилках при переходе от нижних горизонтов минералообразования к верхним. Одновременно в жилах растет содержание апатита, кальцита, магнезиально-железистых и магнезиально-кальциевых карбонатов, халькопирита, галенита и особенно блеклых руд; уменьшаются содержания пирротина и арсенопирита. На самых верхних горизонтах появляются адуляр, самородное серебро, клейофан, уменьшается пробность золота.

Среднее валовое содержание калия в жильных зонах непостоянно и существенно изменяется в зависимости от исходного состава пород: сначала с уменьшением глубины образования зон оно возрастает, а затем падает в результате усиленного развития карбонатов в верхних частях зон.

При рассмотрении метасоматических процессов следует иметь в виду, что изменение химического и минерального состава боковых пород по мере усиления степени их околожильной метасоматической проработки может не соответствовать указанным общим тенденциям изменения среднего валового состава жильных зон (рис. 22). Так, например, содержание Na или Mg постепенно увеличивается в зонах по мере уменьшения глубины их образования. Однако это еще не означает, что в каждом конкретном случае в измененных породах содержание этих элементов будет выше по сравнению с исходным. Многие определяется первичным составом пород и термодинамическими условиями метасоматических процессов.

В полимиктовых песчаниках и гранодиоритах, характеризующихся повышенным содержанием Na по сравнению с обычными метасоматитами рассматриваемой формации (березитами), последний в процессе гидротермального метаморфизма не привносится, а выносятся. Причем, интенсивность выноса усиливается с возрастанием РТ-условий метасоматических процессов. В итоге это и обуславливает увеличение содержания Na в зонах с уменьшением глубины их эрозионного среза и степени метаморфизма вмещающих пород. В то же время в алевролитах с более низкими первичными содержаниями натрия из нижних горизонтов зон он также

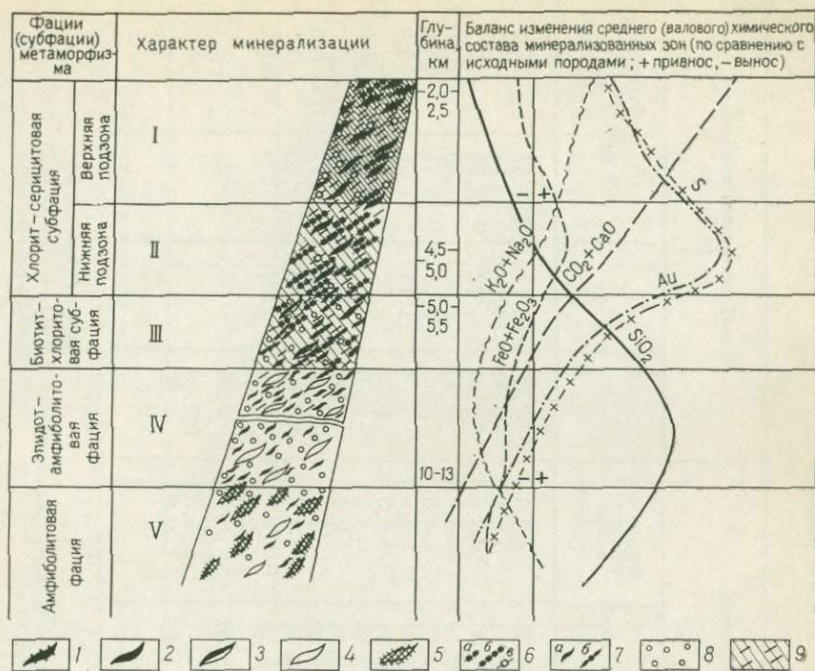


Рис. 22. Вертикальная зональность в развитии метасоматических процессов и оруденения.

Жилы: 1 — наиболее золотосные с синжильной сульфидной минерализацией в экзоконтактах, 2 — слабозолотосные (основная золото-сульфидная минерализация предшествует их образованию), 3 — весьма слабо золотосные, 4 — безрудные, не золотосные, 5 — пегматитовые жилы, в том числе мусковитовые, 6 — сульфиды: а — слабозолотосные пиритовые и кварцево-пиритовые прожилки и вкрапленники, б — золотосные пирито-кварцевые прожилки, в — рассеянная слабозолотосная пиритовая вкрапленность и редкие прожилки, 7а — крайне слабо золотосная вкрапленность пирротина, 7б — слабозолотосные пирротинные прожилки и вкрапленность. Метасоматические процессы, сопровождающие минералообразование (частота знака соответствует интенсивности): 8 — окварцевание, 9 — Mg-Ca метасоматоз (апосланцевая лиственизация и березитизация)

выносятся, но в верхние — привносится. Показательна представленная в табл. 18, 20, 21 жильная зона. Содержание Na_2O в ее песчаниках во время метасоматической проработки уменьшается с 3,28% (9 г/100 см^3) до 2,7% (7,4 г/100 см^3), а в алевролитах, переслаивающихся с песчаниками, наоборот, возрастает с 2,63% (6,4 г/100 см^3) до 2,6 (7,32 г/100 см^3). Очевидно, между этими породами происходил инфильтрационно-диффузионный взаимный обмен компонентами с миграцией Na из песчаников в алевролиты из-за градиента исходных концентраций. Аналогичным образом проявляется Mg.

Содержание Ca и CO_2 в рассматриваемых процессах постоянно возрастает в различных породах, за исключением известняков и известковистых сланцев. Как и при образовании прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации, величина отношения Mg/Ca последовательно уменьшается по мере уменьшения

Химический состав песчаников, в различной степени подверженных метаморфогенно-гидротермальным изменениям (верхний структурный горизонт)

Компоненты	I зона, исходные песчаники, $n=33, \bar{d}=2,75$			II зона, слабо измененные, $n=30, \bar{d}=2,77$				III зона, интенсивно измененные, $n=55, \bar{d}=2,78$			
	$\bar{x}, \%$	σ	$\bar{x}, \text{г}/100 \text{ см}^3$	$\bar{x}, \%$	σ	$\bar{x}, \text{г}/100 \text{ см}^3$	Вынос (-), привнос (+) между I-II зонами	$\bar{x}, \%$	σ	$\bar{x}, \text{г}/100 \text{ см}^3$	Вынос (-), привнос (+) между I-III зонами
SiO ₂	63.23	2.81	173.88	59.42	2.55	165.59	-82.9	56.25	4.14	156.37	-175.1
TiO ₂	0.82	0.20	2.25	0.81	0.14	2.24	-0.1	0.90	0.14	2.50	+2.5
Al ₂ O ₃	13.36	1.06	36.74	13.02	0.87	36.06	-6.8	13.14	1.12	36.53	+21.2
FeO+Fe ₂ O ₃	5.67	1.45	16.50	5.78	0.67	16.17	-3.3	5.36	1.40	14.90	-16.0
MgO	3.85	0.59	10.59	3.65	0.38	10.11	-4.8	3.40	0.65	9.45	-12.0
CaO	3.65	0.93	10.04	3.86	1.09	10.69	+6.5	4.14	1.16	11.51	+15.0
MnO	0.09	0.40	0.25	0.10	0.03	0.28	+0.3	0.09	0.02	0.25	-
Na ₂ O	3.28	1.36	9.02	3.20	0.69	8.86	-1.6	2.50	0.62	6.95	-21.0
K ₂ O	1.07	0.51	2.94	1.40	0.60	3.88	+9.4	1.99	0.55	5.53	+26.0
H ₂ O	2.43	0.88	6.68	2.49	0.99	6.90	+2.2	2.21	1.11	6.12	-6.0
P ₂ O ₅	0.21	0.06	0.58	0.13	0.02	0.36	-2.2	0.12	0.02	0.33	-3.0
CO ₂	1.31	1.25	3.60	5.35	2.29	15.18	+115.8	7.66	2.59	21.29	+187.0
Fe _n S _{n-1}	1.03		2.83				-2.83				
FeS ₂				0.79		6.20		2.24		6.23	+6.23
Σ	100.00			100.00			+29.67	100.00			+24.83
S	0.39		1.07	0.42		1.16	-0.09	1.20		3.34	+2.27
MgO/CaO	1.1			0.9				0.8			
	^r SiO ₂ -CO ₂ =-0,20			^r SiO ₂ -CO ₂ =-0,49				^r SiO ₂ -CO ₂ =-0,50			
	^r MgO-CaO=-0,07			^r MgO-CaO=-0,09				^r MgO-CaO=-0,17			
	^r Na ₂ O-K ₂ O=-0,44			^r Na ₂ O-K ₂ O=-0,38				^r Na ₂ O-K ₂ O=-0,55			

Химический состав алевролитов, в различной степени подверженных околорудным изменениям (верхний структурный горизонт)

Компоненты	I зона, исходные изменения, $n=13, \bar{d}=2,78$			II зона, слабо измененные, $n=13, \bar{d}=2,75$				III зона, интенсивно измененные, $n=31, \bar{d}=2,80$			
	$\bar{x}, \%$	$\bar{x}, \text{г/100 см}^3$	σ	$\bar{x}, \%$	$\bar{x}, \text{г/100 см}^3$	σ	привнос (+) вынос (-), кг/м ³	$\bar{x}, \%$	$\bar{x}, \text{г/100 см}^3$	σ	привнос (+) вынос (-), кг/м ³
SiO ₂	56,10	155,96	4,11	54,90	150,97	5,38	-49,9	46,58	130,42	5,94	-255,4
TiO ₂	0,94	2,61	0,18	0,99	2,72	0,20	+1,1	0,87	2,44	0,24	-1,7
Al ₂ O ₃	16,23	45,12	0,81	17,11	47,05	3,04	+19,3	14,3	41,97	2,08	-31,3
FeO+Fe ₂ O ₃	8,60	23,91	1,18	7,81	21,49	2,33	-24,3	7,92	22,19	1,50	-17,2
MnO	0,14	0,39	0,03	0,10	0,27	0,03	-1,2	0,14	0,39	0,04	-
MgO	4,97	13,83	0,73	4,98	13,69	1,65	-1,3	5,12	14,34	0,98	+5,2
CaO	3,20	8,90	1,25	2,15	5,91	1,39	-29,9	5,04	14,11	2,65	+52,1
Na ₂ O	2,30	6,39	0,66	2,35	6,46	0,80	+0,7	2,80	7,84	0,73	+14,5
K ₂ O	2,08	6,78	0,79	2,18	5,99	1,10	+2,10	2,37	6,44	0,62	+8,6
H ₂ O ⁺	3,41	9,48	0,90	4,35	11,96	1,40	+24,8	3,60	10,08	1,45	+5,6
P ₂ O ₅	0,16	0,44	0,08	0,13	0,36	0,09	-0,8	0,17	0,48	0,11	+0,4
CO ₂	1,62	4,50	1,07	2,40	6,60	2,31	+21,0	10,00	28,00	3,47	+233,0
S	0,25	0,70		0,32	0,88		+1,9	0,34	0,95		+26,0
Σ	100,00			100,0			+26,5	100,00			+1,84

$$r_{\text{SiO}_2-\text{CO}_2} = -0,34$$

$$r_{\text{MgO}-\text{CaO}} = -0,07$$

$$r_{\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}} = -0,008$$

$$r_{\text{SiO}_2-\text{CO}_2} = -0,42$$

$$r_{\text{MgO}-\text{CaO}} = -0,21$$

$$r_{\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}} = -0,82$$

$$r_{\text{SiO}_2-\text{CO}_2} = -0,34$$

$$r_{\text{MgO}-\text{CaO}} = -0,25$$

$$r_{\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}} = -0,47$$

глубины минералообразования, т. е. содержание Са возрастает быстрее, чем Mg. Происходит это на фоне общего повышения содержания карбонатов и возрастания в них роли Са и лучше всего выражено в зонах, локализованных в нижних и средних структурных горизонтах, характеризующихся наиболее высоким значением отношения Mg/Ca. Так, в нижней зоне величина отношения Mg/Ca изменяется от 5,2 в неизменных алевролитах до 3,7 в слабо измененных и до 2,9 — в интенсивно измененных. В более верхней зоне оно изменяется соответственно от 1,6 до 0,6 в алевролитах и от 1,1 до 0,6 — в песчаниках.

Окварцевание, хорошо проявленное в биотит-хлоритовой субфации метаморфизма, постепенно по мере его ослабления сменяется выносом SiO₂ одновременно с возрастанием содержания карбонатов. Причем SiO₂ выносится значительно больше, чем идет на образование жил. Так, из верхних частей зон (с учетом жил) выносится 140—150 кг/м³. Очевидно, в процессе рассматриваемых изменений в общей сложности было вынесено громадное количество SiO₂ в верхние эродированные горизонты жильных зон и за их пределы.

Подобная картина наблюдается у железа. В нижние части зон оно привносится, а из верхних выносится, что выражается в приуроченности повышенной золото-сульфидной минерализации к нижним частям зон. В верхних частях существенное повышение содержания Fe отмечается лишь непосредственно в экзоконтактах жил, залегающих среди песчаников, за счет усиленного развития Mg-Fe карбонатов и пирита во времени и генетически тесно связанного с формированием жил. Но уже на расстоянии 0,5 м от жил и более содержание Fe уменьшается или остается на одном уровне по сравнению с исходным.

Глинозем из жильных зон постоянно в незначительном количестве выносится; существенное увеличение его намечается лишь в экзоконтактах жил в связи с повышенной серицитизацией.

Калий и натрий из нижних частей метасоматических зон постоянно выносятся, причем в значительных количествах — соответственно 49 и 21,5 кг/м³, — а в верхние привносятся. Очевидно, происходит существенное перераспределение элементов, т. е., высвобождаясь в нижних горизонтах зон, характеризующихся повышенной кислотностью метаморфических растворов, они отлагаются в верхних в связи с тем, что растворы становятся более щелочными. Следовательно, нет необходимости предполагать гипотетический глубинный источник, поставляющий эти элементы при рассматриваемых процессах. Можно говорить о регионально выраженной зональности в минеральном составе метасоматитов, соответствующей метасоматической зональности, обусловленной, согласно исследованиям Д. С. Коржинского [17], вертикальной кислотно-щелочной гидротермальной дифференциацией.

Соединения K, Na, Mg, Ca, Pb, Zn, Au, Ag как более подвижные, т. е. легче фильтрующиеся по сравнению с Al, Fe, Ti и другими многовалентными металлами, испытывают тенденцию к по-

вышенным концентрациям в наиболее верхних частях минерализованных зон. Постепенное накопление их в верхних частях гидротермальной колонны наряду с одновременным уменьшением в растворах концентрации кислотных компонентов (главным образом CO_2) и общим падением температуры приводит к повышению щелочности гидротерм и в итоге — к отложению в жилах. И, наоборот, Fe, характеризуясь значительно меньшей миграционной способностью по сравнению с названными элементами, концентрируется в виде сульфидов, «осаждающих» часть Au, главным образом в нижних частях метасоматических зон. При этом величина привноса щелочных элементов, в частности K и Na, в верхние горизонты определяется прежде всего первичным содержанием их в исходных породах. При прочих равных условиях она имеет обратный характер. Так, в песчаники с первичным содержанием K_2O 1,07% (29,4 кг/м³) последнее привносилось 19 кг/м³, а в алевролиты с более высоким исходным содержанием — 2,08% (57,8 кг/м³) только 5,4 кг/м³. Na_2O еще более показателен. Из песчаников, где его содержание относительно повышенное (32,8 кг/м³), Na_2O выносилось 16 кг/м³, а в алевролиты, с более низким содержанием (23,0 кг/м³), наоборот, привносилось 9,3 кг/м³.

Таким образом, нет оснований утверждать, что в рассматриваемых метасоматических процессах K постоянно привносится, а Na выносится. Нет оснований считать, что остальные компоненты, за исключением SiO_2 и летучих, стабильны. Можно констатировать, что различные элементы ведут себя нестабильно, но величина их выноса—привноса во многом зависит от первичного исходного содержания в метаморфизируемых породах и РТ-условий метаморфизма, точнее от того, насколько их первичный состав отличается от состава метасоматитов, изофациального к конкретным РТ-условиям. Избыточные по отношению к этому составу компоненты выносятся, недостающие — привносятся.

Широко распространенные ранее представления [36] о том, что рассматриваемые процессы по химизму характеризуются исключительным постоянством, проявляются в постоянном привносе K и CO_2 и выносе SiO_2 и Na при относительной стабильности содержания других элементов, очевидно, не могут быть приняты. Как показывают приведенные данные, в нашем случае в метасоматические сульфидизированные зоны, локализованные в зеленосланцевой фации регионального метаморфизма, постоянно привносилось из более глубоких горизонтов CO_2 , Ca, S и Au. В нижние горизонты этой фации дополнительно еще привносилось железо. Калий перераспределяется в основном в пределах зеленосланцевой фации. Между содержанием его в исходных породах и величиной привноса в измененные разности этих пород устанавливается обратная зависимость. При метасоматозе высококалийевых сланцев, «пересыщенных» калием по сравнению с образующимися метасоматитами, он не привносится, а выносится, особенно в абиссальных фациях метасоматитов, характеризующихся повышенной кислотностью.

Что же касается Са и Mg, то их поведение еще менее стабильно. Они, как и другие компоненты, выносятся либо привносятся на разных горизонтах или в разных частях одного и того же месторождения в зависимости от РТ-условий метаморфизма, состава исходных пород и интенсивности метасоматических процессов. При наличии в пределах рудного поля толщ с различным первичным содержанием компонентов наряду с их направленной миграцией, обусловленной вертикальной кислотно-щелочной гидротермальной дифференциацией, идет существенный взаимный инфльтрационно-диффузный обмен с выравниванием состава пород.

Дисперсии содержаний компонентов (σ^2) и коррелятивные отношения между ними (r) отражают названное дифференцированное поведение элементов в процессе околорудных изменений (см. табл. 12, 14). Для компонентов (СаО, СО₂, S), которые привносятся, σ увеличивается по мере усиления этих изменений. Применительно к песчаникам верхних горизонтов намечаются, например, следующие особенности. В зоне наиболее слабого изменения σ уменьшается для Al, Fe и Na, которые выносятся, и возрастает для K, Са, СО₂, и S, которые привносятся.

Хорошо выявляется также дифференцированное поведение щелочей в породах различного состава. Так, для Na в измененных алевролитах σ возрастает в связи с развитием альбитизации и отсутствием его выноса, а в песчаниках уменьшается в результате выноса Na при разложении плагиоклазов. Величины коррелятивных отношений между элементами также неодинаковы для разных зон изменений. Наиболее сильно выражена в измененных песчаниках обратная корреляционная связь между K и Na.

Поведение золота в процессе околорудных изменений

Изучению подвижности золота при рассматриваемых метасоматических процессах уделялось особое внимание. Детально опробовались в различной степени измененные породы различных фациальных типов метасоматитов. Полученные данные суммированы в табл. 22—24. Устанавливается различная подвижность золота в зависимости от изменения Р—Т—Х-условий образования метасоматитов.

На нижних горизонтах минерализованных зон (нижняя половина хлорит-серицитовой зоны метаморфизма) оно выносится во внешних частях метасоматической колонки, представленных осветленными слабо и умеренно измененными породами, характеризующимися практически полным разложением осадочных и раннеметаморфических сульфидов (халькопирита, пирротина, арсенипирита, пирита), а также железосодержащих окислов и силикатов — хлорита, биотита, эпидота, магнетита, гематита, лейкоксена. Новообразования выражены редкими маломощными кварцевыми прожилками, повышенным содержанием серицита и гидротермально-метасоматических Mg-Fe карбонатов. Пирит, если присутствует, то в очень незначительных количествах. Происходящие

Поведение золота в процессе гидротермально-метасоматических изменений.
Хлорит-серицитовая зона метаморфизма, нижний структурный горизонт

Породы, степень их изменения	По результатам спектрохимических и пробирных (для интенсивно измененных пород) анализов			По результатам нейтронно- активационных анализов					
				Лаборатория ЦНИИГРИ			Лаборатория ТНИИЯФ		
	n	\bar{x} , мг/т	$\sigma_{lg \bar{x}_i$	n	\bar{x} , мг/т	$\sigma_{lg \bar{x}_i$	n	\bar{x} , мг/т	$\sigma_{lg \bar{x}_i$
<i>Алевролиты</i>									
Исходные неиз- мененные	74	2,60	0,47	41	3,21	0,36	101	4,02	0,32
Слабо изменен- ные	32	2,05	0,21	12	2,98	0,25	103	3,81	0,24
Умеренно изме- ненные	35	0,83	0,44	15	2,05	0,30	67	2,98	0,25
Интенсивно из- мененные	3330	Значительно вы- ше по сравнению с исходным	600,00						
<i>Песчаники</i>									
Исходные	48	4,55					33	6,03	0,31
Слабо изменен- ные	25	3,60					32	3,49	0,27
Интенсивно из- мененные	50	Значительно выше по сравнению с исходным	460,0						

при этом изменения химического состава пород проявляются в незначительном возрастании количества CO_2 на фоне выноса SiO_2 . Содержание золота в таких измененных породах ниже (статистически значимо), чем в различных разновидностях исходных осадочных пород, в том числе лишенных наложенных раннеметаморфических процессов (см. табл. 22). Как показывают расчеты, из 1 км^3 выносятся около 3 т золота. Одновременно в экзоконтактах жил наблюдается дополнительный слабовыраженный вынос золота (рис. 23), на что ранее уже обращалось внимание [3]. В то же время в интенсивно измененных породах этого уровня с повышенным или умеренным развитием новообразованного пирита и высоким содержанием Mg-Fe карбонатов золото не выносятся, а наоборот, в существенных количествах накапливается.

На средних и особенно верхних горизонтах минерализованных зон — средняя и верхняя половина хлорит-серицитовой субфации метаморфизма — наблюдаются существенные отличия. Содержание золота незначительно уменьшается по сравнению с первичным лишь в наиболее слабо измененных породах — во внешней части метасоматической колонки, которая характеризуется замещением

Поведение золота в процессе гидротермально-метасоматических изменений.
Хлорит-серицитовая зона метаморфизма, верхний структурный горизонт

Породы, степень их изменения	По результатам нейтронно-активационных анализов			По результатам спектрохимических анализов		
	<i>n</i>	\bar{x} , мг/т	$\sigma \lg x_i$	<i>n</i>	\bar{x} , мг/т	$\sigma \lg x_i$
<i>Алевролиты</i>						
Исходные неизменные	69	3,56	1,38	45	3,12	4,10
Слабо измененные	9	6,64	4,02	36	5,00	4,40
Интенсивно измененные	45	16,64	34,6	38	5,40	4,20
<i>Песчаники</i>						
Исходные неизменные	108	5,47	4,34	51	2,50	2,25
Очень слабо измененные в контакте с неизменными	32	3,32	1,47	33	1,77	3,01
Слабо измененные	65	4,80	5,93	57	4,81	3,4
Интенсивно измененные	183	51,13	130,14	91	50,80	54,18
В различной степени измененные из контактов с кварцевыми жилами и прожилками	44	78,0	145,10	12	68,20	67,29
Кварцевые жилы и прожилки	26	39,35	125,54			

осадочных и раннеметаморфических сульфидов, хлорита и Mg-Fe силикатов новообразованными серицитом, Mg-Fe карбонатами и кальцитом. Новообразованный пирит в таких породах отсутствует. По результатам химических анализов (см. табл. 20, 21), как и в зоне выноса нижних горизонтов, устанавливается незначительный привнос CO₂. В то же время, в отличие от зоны выноса нижних горизонтов, отмечается незначительный вынос железа, магния и привнос кальция. В умеренно и интенсивно измененных породах этого уровня с наличием пирита, несколько более интенсивным развитием Mg-Fe карбонатов и серицита золото, наоборот, в существенных количествах привносится (см. табл. 23). По сравнению с зоной наиболее слабого изменения — выноса золота — содержание железа несколько выше, но ниже, хотя и незначительно (на десятки доли процента), чем в исходных породах (см. табл. 20, 21). Интенсивность привноса золота находится в прямой зависимости от количества новообразованного пирита. В умеренно и интенсивно измененных породах золото не выносится ни в экзоконтактах жил, ни на удалении от них, несмотря на некоторое уменьшение содержания сидерофильных элементов (Fe, Ni, Co, Cu). Оно здесь, наоборот, привносится. Привносится золото, как указывалось, и на нижних горизонтах золотоносных зон — в интенсивно измененных породах.

Содержание Ni, Co, Cu и Au в породах различной степени околожильного изменения

Характер пород				n	Ni, $n \cdot 10^{-3}$ %			Co, $n \cdot 10^{-3}$ %			Cu, $n \cdot 10^{-3}$ %	
					\bar{x}	$\lg \bar{x}$	$\sigma \lg x_i$	\bar{x}	$\lg \bar{x}$	$\sigma \lg x_i$	n	\bar{x}
Структурные горизонты	Верхний	Песчанники	I*	93	7,0	-2,19	0,30	2,1	-2,70	0,20	44	11,4
			II	33	5,4	-2,30	0,13	1,8	-2,72	0,16	15	8,1
			III	80	5,2	-2,31	0,17	1,6	-2,78	0,16	31	6,7
	Верхний	Алевриты	I	20	7,9	-2,12	0,29	2,1		0,36	10	14,5
			III	32	7,5	-2,15	0,23	2,6		0,24	12	7,2
	Нижний	Алевриты	I	48	4,4	-2,41	0,38	0,9	-3,10	0,36	39	3,4
III			168	3,7	-2,45	0,35	1,4	-2,90	0,46	106	5,3	

Продолжение табл. 24

Характер пород				n	Cu, $n \cdot 10^{-3}$ %		Au			r	
					$\lg \bar{x}$	$\sigma \lg x_i$	n	\bar{x} , мг/т	$\sigma \lg x_i$	Ni-Co	Ni-Cu
Структурные горизонты	Верхний	Песчанники	I*	93	-1,99	0,35	51	2,50	2,25	0,44	0,65
			II	33	-2,12	0,31	65	4,81	3,40	0,59	0,13
			III	80	-2,25	0,48	91	50,80	54,18	0,56	0,29
	Верхний	Алевриты	I	20	-1,88	0,27	45	3,12	4,10	0,85	0,72
			III	32	-2,33	0,46	38	5,40	4,20	0,59	0,15
	Нижний	Алевриты	I	48	-2,51	0,59	74	2,60		0,74	0,21
III			168	-2,33	0,62	3330	Значительно выше		0,60	0,51	

* I — исходные неизменные породы, II — слабо измененные, III — интенсивно измененные.

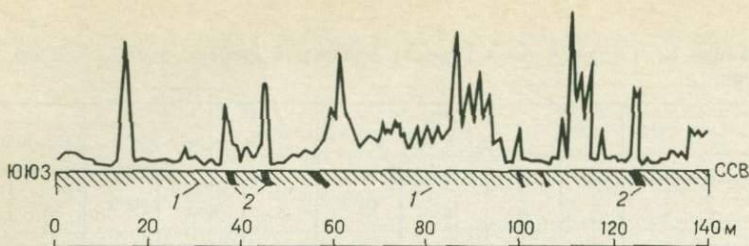


Рис. 23. График изменения содержания золота в боковых слабо сульфидизированных породах при подходе к кварцевым жилам.

1 — вмещающие алевросланцы; 2 — кварцевые жилы

Таким образом, подтверждаются ранее высказанные положения о мобилизации золота, как и других рудных компонентов, из вмещающих толщ, а также представления о возможной значительной роли первичноосадочных концентраций золота при формировании рассматриваемого эндогенного типа минерализации. Однако мы не считаем в данном случае эти гидротермальные процессы выщелачивания единственным или основным поставщиком золота. Дело в том что, как показывают выполненные расчеты, суммарные количества его в рудных телах намного (в 5—7 раз) больше, чем названные цифры выноса. Это обстоятельство весьма важно и не позволяет оценивать рассматриваемое оруденение как секрционное альпийского типа.

Очевидно, золото в процессе рудообразования в основном привносилось извне, а не мобилизовалось из боковых литифицированных пород. Дискутировать можно лишь относительно времени привноса золота: синхронно с осадконакоплением либо значительно позже в составе метасоматизирующих растворов. В первом случае оруденение будет сингенетично-осадочным либо осадочно-гидротермальным, впоследствии метаморфизованным, во втором — новообразованным метаморфогенно-гидротермальным либо магматогенно-гидротермальным. Осадочно-гидротермальные месторождения различных металлов, в том числе и золота, существуют и выявляются в различных регионах, особенно в последнее время. Общеизвестны магматогенно-гидротермальные образования, широко распространенные во многих провинциях.

Приведенные данные указывают также, что при изучении подвижности золота в условиях гидротермальной метасоматической проработки пород необходимо подходить дифференцированно с учетом как уровня развития метасоматитов (РТ-условий их образования), так и интенсивности их проявления. В самых нижних корневых сечениях вертикальной метасоматической колонны золото активно выносятся, однако в верхних, наоборот, привносится; вынос золота, весьма незначительный, отмечается лишь в краевых частях колонны — в наиболее слабо измененных пропилютоподобных разностях пород, где происходит разложение новообразованных раннеметаморфических и первичных железосодержащих мине-

ралов пород (пирротина, магнетита, ильменита, лейкоксена, амфиболов и пироксенов), не сопровождающееся отложением сульфидов. Во всех случаях, где происходит образование пирита, содержание золота возрастает по сравнению с первичным.

В геохимическом отношении отмеченная дифференциальная подвижность золота в зонах метаморфизма согласуется с общей вышеохарактеризованной зональностью (вертикальной и горизонтальной) в развитии метасоматических процессов, прежде всего с общим падением РТ-условий минералообразования и, как следствие, с повышением щелочности растворов по мере ослабления степени регионального метаморфизма вмещающих толщ и уменьшения глубины рудообразования. Из табл. 18 видно, что коэффициент щелочности возрастает от 0,18 до 0,32. Одновременно возрастают суммарное содержание в зонах Mg и Ca, величина отношения Ca/Mg и пр. В то же время устанавливается, что в пределах рудолокализирующей зеленосланцевой фации метаморфизма устойчивые, одинаковые для различных сечений метасоматических зон коррелятивные связи Au с отдельными петрогенными элементами отсутствуют. Так, в биотит-хлоритовой зоне среди окварцованных пород содержание Au резко повышенное в связи с усиленной сульфидизацией, а содержание K и Na одно из самых низких, т. е. между K, Na и Au намечается обратная корреляционная связь. В экзоконтактах кварцевых жил, развитых в нижних частях хлорит-серицитовой зоны, и в самых внешних частях метасоматической колонки верхних горизонтов, формирующихся в условиях значительно более высокой щелочности растворов, также происходит вынос Au, т. е. намечается подобная обратная корреляционная связь Au с калием. В то же время в умеренно и интенсивно измененных породах верхних горизонтов связь Au с K имеет противоположный — положительный — характер. Связь Au с Fe преимущественно положительная, однако далеко не всегда, что выводится из сравнения табл. 20, 21 и 22.

Вероятно, золото геохимически непосредственно не связано с отдельными петрогенными элементами, а намечающаяся в различных зонах «индивидуальная» корреляционная связь его с этими элементами опосредованная, вызванная однотипным поведением в растворах по сравнению с этими элементами при определенных РТ-условиях.

Более четкая корреляционная связь Au с серой — сульфидами. Повышенные их количества, «осаждая» Au, благоприятствуют его концентрации. Однако осаждающие свойства сульфидов проявляются только в относительно низкотемпературных условиях — в зеленосланцевой фации метаморфизма. В более высокотемпературных зонах повышение содержания сульфидов не приводит к концентрации Au. Наиболее устойчивую положительную связь Au имеет с As: все разновидности пирита, характеризующиеся повышенным содержанием As, обогащены Au, все золоторудные месторождения, залегающие в осадочных толщах, сопровождаются положительными аномалиями As.

Выводы

1. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение образуется на фоне широко проявленных метасоматических преобразований вмещающих толщ, обусловленных воздействием метаморфогенных флюидов и гидротерм. Типоморфные особенности этих изменений: 1) регионально-площадной характер распространения; 2) усиленное развитие вдоль региональных зон рассланцевания, независимое от интрузивных магматических пород; 3) большая выдержанность минерального состава и фациального типа, особенно по простирацию минерализованных зон; 4) слабая контрастность проявления, постепенно усиливающаяся по мере перехода от нижних горизонтов зон к верхним; 5) тесная зависимость минерального состава, фациального типа и металлогенической специализации от состава и степени метаморфизма вмещающих толщ.

2. По химическому составу рудообразующие метасоматизирующие растворы зеленосланцевой фации метаморфизма типоморфны для метасоматитов березит-лиственитовой формации — углекисло-кальциевые сернистые. Содержание и активность в них компонентов определяются РТ-условиями минералообразования и химизмом вмещающих толщ. В нижних горизонтах минерализованных зон (биотит-хлоритовые и более высокотемпературные ступени метаморфизма) развивается окварцевание, сопровождающееся выносом щелочей, на верхних — углекисло-кальциевый метасоматоз, приводящий к возрастанию суммарного количества щелочей в минерализованных зонах.

3. Минералообразующие компоненты, в том числе K, Na, Mg, Ca, Fe, Ni, Co, Cu, Au, подвижны при метасоматических процессах. В соответствии с основно-кислотной дифференциацией вертикальной колонны растворов на нижних горизонтах они преимущественно выщелачиваются из вмещающих толщ, на верхних — отлагаются.

Глава VI

РОЛЬ ПРОЦЕССОВ РЕГИОНАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА В РАЗВИТИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Рудогенерирующая роль процессов метаморфизма и гранитизации обсуждалась неоднократно в работах многих геологов. Наиболее ранние общетеоретические разработки выполнены Н. Г. Судовиковым, Д. С. Коржинским, Н. И. Сидерхольмом, Д. Л. Рейнольдсом, П. Эскола, Н. Термье, Г. Гамбергом, К. Мернотом, К. Сулливаном.

В последнее время большое внимание изучению роли процессов метаморфизма при рудообразовании уделялось Я. Н. Белевцевым, В. С. Домаревым, В. В. Бойлем, М. Моро, В. Мармо и др. Зависимость интенсивности и состава минерализации от степени метаморфизма вмещающих толщ признают многие исследователи. Однако объяснение этой эмпирически установленной закономерности дается разное. Так, например, избирательная приуроченность золотоносной минерализации к зеленосланцевой фации метаморфизма была отмечена еще В. А. Обручевым. Позднее это же отмечали Д. С. Коржинский, В. В. Домбровский, Л. И. Салоп. Наличие определенной зависимости золотого оруденения от степени метаморфизма вмещающих пород признают также С. Д. Шер, А. К. Кондратенко, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич и многие другие геологи, занимающиеся металлогенией золота. Однако обычно считается, что эта зависимость не указывает на наличие генетической связи оруденения с процессами метаморфизма. Так, С. Д. Шер считает [36], что процессы метаморфизма играют при этом весьма незначительную роль. Избирательную приуроченность золота к зеленосланцевой фации он объясняет различиями в физико-механических свойствах пород разной степени метаморфизма и их отличным геолого-структурным положением. В. Г. Моисеенко в своих ранних публикациях, посвященных золоту [24 и др.], признавал влияние процессов регионального метаморфизма на отложение золота, исходя главным образом из зависимости пробности золота от степени метаморфизма пород. Однако в последнее время он отошел от этих представлений [24], считая, что изменение пробности золота происходило из-за различий в составе пород, а процессы метаморфизма не имеют существенного значения. Как и С. Д. Шер, оруденение он связывает с интрузиями плагиогранитного ряда, внедрившимися в орогенный этап подвижных зон намного позже процессов метаморфизма и складчатости.

Н. В. Петровская [30], как и другие геологи, вообще отрицает зависимость оруденения от степени метаморфизма вмещающих

толщ, ссылаясь на наличие месторождения одного и того же металла в породах разных зон метаморфизма. Однако при этом упускается из виду, что оруденение, развитое в породах разных зон метаморфизма, постоянно сопровождается метасоматитами, сформированными при одних и тех же или весьма близких РТ-условиях. Так, в частности, золотое оруденение, захватывающее толщ кристаллических сланцев, обязательно сопровождается диафторитами, минеральный парагенезис которых отвечает РТ-условиям зеленосланцевой фации метаморфизма.

В настоящей работе и в своих предшествующих публикациях [3] автор, по- существу, впервые попытался глубоко, с генетических позиций подойти к выяснению причин рассматриваемой эмпирической закономерности. Охарактеризуем ее на примере различных типов оруденения, обратив основное внимание на золотоносную жильную и прожилково-вкрапленную кварцево-сульфидную минерализацию.

Метаморфическая зональность и оруденение

Минеральный состав сульфидов, входящих в состав жил и слагающих зоны сульфидной вкрапленности, как показали выполненные исследования в различных регионах, помимо первичной металлогенической специализации, определяется степенью регионального метаморфизма вмещающих пород, синхронного оруденению (табл. 25). Эта зависимость хорошо проявляется в различных районах (рис. 24—26, а, б). Постоянно в слабо метаморфизованных толщах — в хлорит-серицитовой зоне метаморфизма — среди сульфидов резко преобладают пирит и арсенопирит, которые развиваются совместно или врозь. В парагенетической ассоциации с ними (преимущественно в жилах) в подчиненных количествах отмечаются галенит, сфалерит, блеклые руды, халькопирит и пирротин.

По мере усиления метаморфизма вмещающих толщ содержание пирротина в жилах и зонах сульфидной вкрапленности постепенно возрастает, а количество пирита и арсенопирита, наоборот, уменьшается. Одновременно уменьшается содержание золота и сульфидов полиметаллической ассоциации. Маложелезистый сфалерит (клеюфан) сменяется высокожелезистым марматитом, постепенно исчезают блеклые руды и затем галенит, уменьшается общее содержание серебра в сульфидах и жилах. Кварцевые жилы, развитые в верхних горизонтах хлорит-серицитовой зоны метаморфизма, наиболее золотоносны, содержат блеклые руды, крупнокристаллический галенит и маложелезистый сфалерит — клеюфан. В нижних горизонтах этой зоны метаморфизма кварцевые жилы уже обычно менее минерализованы, практически лишены блеклых руд и клеюфана. Галенит отмечается в них лишь в незначительных количествах в виде мелкокристаллических выделений. Сфалерит представлен мелкими редкими зернами марматита, зато чаще отмечается пирротин.

Зональность в размещении метаморфогенно-гидротермального оруденения в метаморфических поясах

Зоны метаморфизма	Основное оруденение	Основные сульфиды	Основные приносимые (+) и выносимые (-) компоненты в метаверслагцевых толщах	Режим растворов
Амфиболитовая	Редкоземельное, слюдоносные и керамические пегматиты	Не характерны	+Редкоземельные, K, Na, SiO ₂ — сидерохалькофильные и халькофильные, H ₂ O, CO ₂ , Ca, Mg	Щелочной — слабокислый
Эпидот-амфиболитовая	Редкометальное	Пирротин	+Редкометальные, SiO ₂ — халькофильные, H ₂ O, CO ₂ , Mg, Fe, K, Na, Ca, Al	Максимально кислый
Биотит-хлоритовая	Прожилково-вкрапленное золото-сульфидное	Пирротин, пирит	+Fe, Mg, Ca, CO ₂ , H ₂ O — K, Na, Al	Кислый
Хлорит-серицитовая	Золотое прожилково-вкрапленное и кварцево-сульфидное	Пирит	+Сидерохалькофильные +CO ₂ , H ₂ O, Mg, Ca, K — SiO ₂ , Na	Слабокислый
Цеолитовая	Свинцово-цинковое, сопутствующее серебряное	Сфалерит, галенит	Халькофильные +Ca, Mg, CO ₂ , H ₂ O, K, — SiO ₂	Слабощелочной

В биотит-хлоритовой зоне метаморфизма пирит и пирротин содержатся уже примерно в равных количествах, одновременно уменьшается насыщенность галенитом, исчезают блеклые руды. В пирротине появляется пентландит в виде пламенивидных пластинчатых выделений, образованных в результате распада твердого раствора, в халькопирите — редкие зерна кубанита.

Начиная с эпидот-амфиболитовой фации, пирит, сингенетичный процессам метаморфизма, практически полностью отсутствует. Вместо него широко распространен пирротин. Исключения из этого правила представляют лишь отдельные пласты известковистых алевролитов с аномально высоким содержанием органического («углистого») вещества. В них даже в высокотемпературных фациях метаморфизма иногда отмечается пирит. Как было показано еще в 1937 г. Д. С. Коржинским на примере высокометаморфизованных «углистых» доломитов южного Прибайкалья и подтвер-

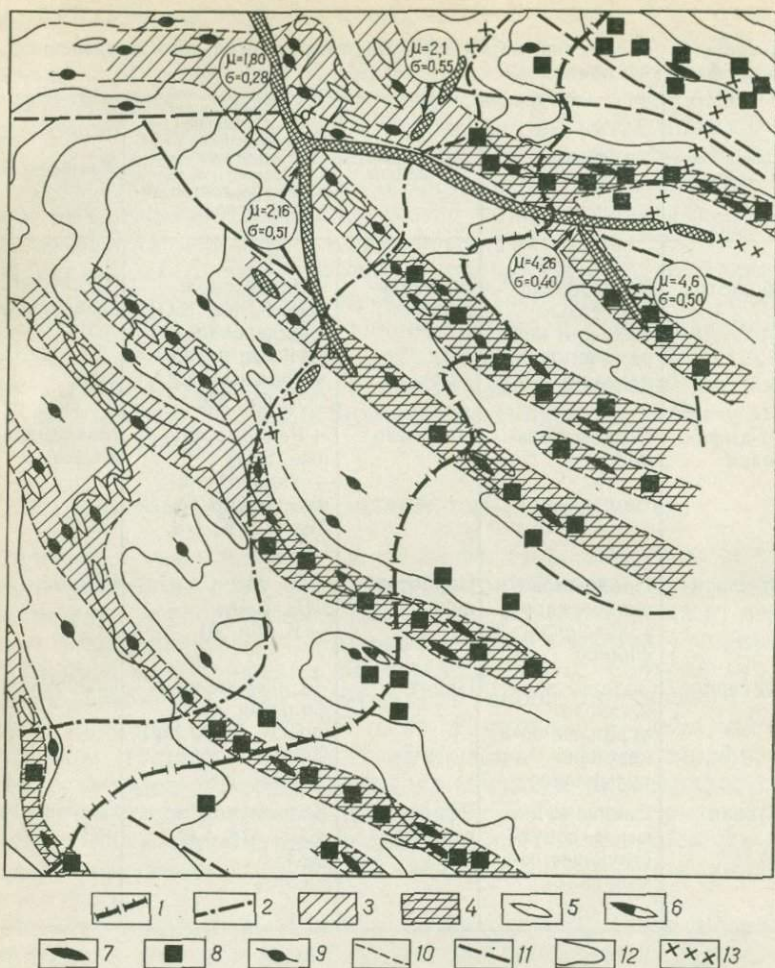


Рис. 24. Характер изменения минерализации в зависимости от степени регионального метаморфизма вмещающих пород.

1 — изограда биотита; 2 — изограда граната; 3 — зоны безрудных (не золотоносных) кварцевых жил; 4 — зоны золотоносных жил; 5 — незолотоносные жилы; 6 — слабозолотоносные жилы с пирит-пирротиновой минерализацией; 7 — золотоносные жилы с резко преобладающей пиритовой минерализацией; 8 — рассеянная прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация, преимущественно пиритового состава, во вмещающих породах; 9 — рассеянная пирротиновая минерализация — слабозолотоносная в биотитовой зоне метаморфизма и практически не золотоносная (до 10–20 мг/т) в более высокотемпературных зонах; 10 — граница зон с повышенной минерализацией; 11 — тектонические нарушения; 12 — золотоносные россыпи (в кружках вынесены параметры, характеризующие средние медленные размеры (μ) и степень сортировки (σ) россыпного золота); 13 — шлиховые ореолы рассеяния золота (повышенные содержания)

ждено Л. И. Салопом в Патомском нагорье, это аномальное развитие пирита обусловлено повышенным потенциалом серы в таких породах за счет высокого содержания H_2S в органическом веществе.

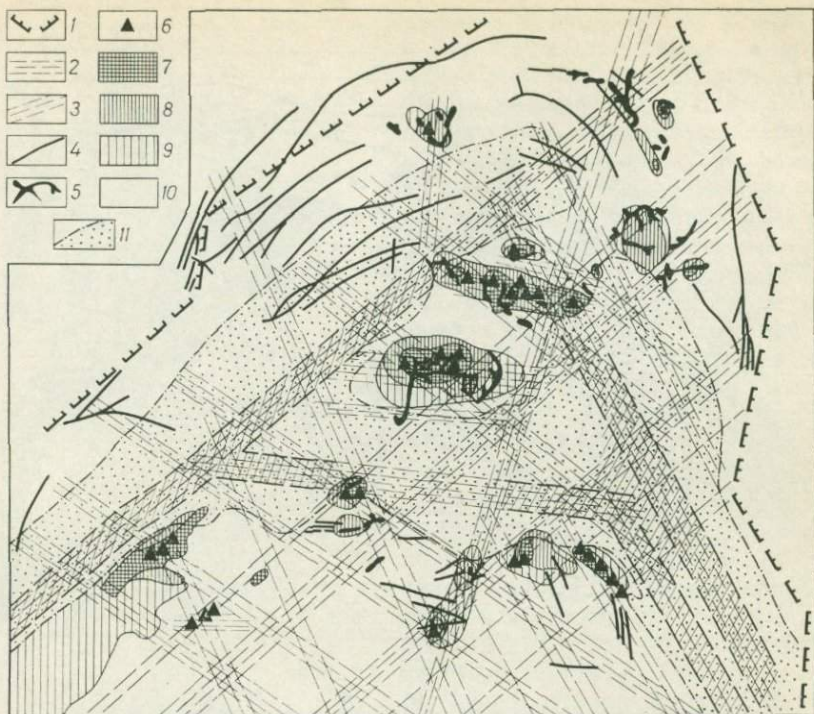


Рис. 25. Характер размещения россыпей и рудоносность аллювиального кварца в зависимости от степени регионального метаморфизма коренных пород. Граница развития кристаллических сланцев проведена по изограде алмандина. 1 — краевой шов платформы (внешняя относительно платформы граница); 2 — линейные зоны разрывов; 3 — зоны повышенного метаморфизма и гранитизации; 4 — тектонические нарушения; 5 — россыпи; 6 — коренные рудопроявления; 7—10 — минерализованность кварца: 7 — повышенная, 8 — умеренная, 9 — слабая, 10 — очень слабая; 11 — граница развития кристаллических сланцев

Кроме редко отмечаемого пирита, сингенетичного пирротину, в высокотемпературных зонах отмечается вторичный пирит, возникший в результате гипогенной и экзогенной дисульфидизации пирротина. Но он обычно виден только под микроскопом и представляет собой типичные новообразованные мелкие метакристаллы, не выходящие за пределы пирротиновых выделений, или неправильные, концентрически зональные выделения и тончайшие микропрожилки с реликтами мельниквит-пирита и марказита. Крайне редко новообразованный (за счет пирротина) вторичный пирит слагает цепочковидные выделения мелких кристаллов. Дополнительно в пегматитах и во вмещающих породах (в тесной пространственной связи с пегматитами) очень редко встречаются мелкие выделения пирита, генетически обусловленные поздними аутометасоматическими процессами пегматитообразования. Золото в ассоциации с этими пирритами отсутствует.

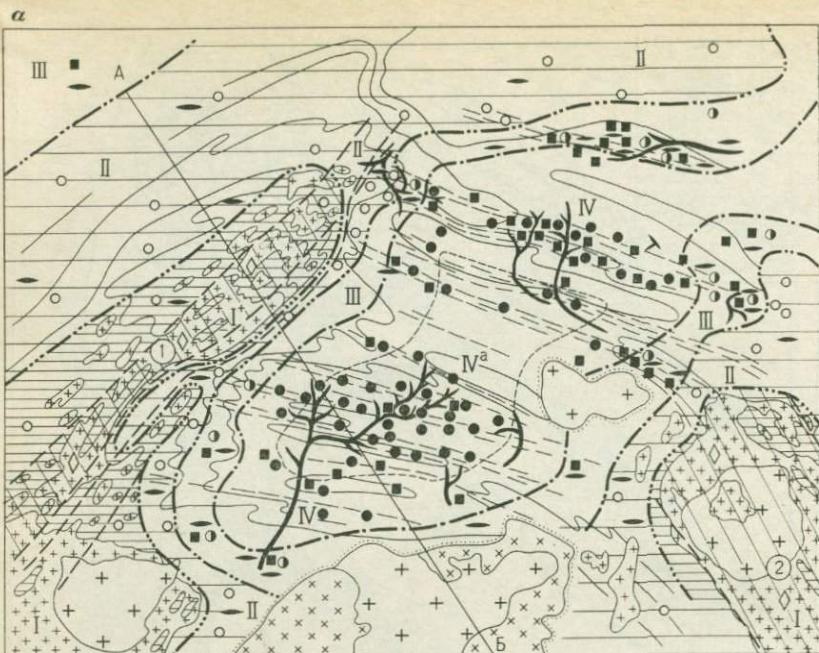
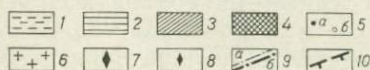
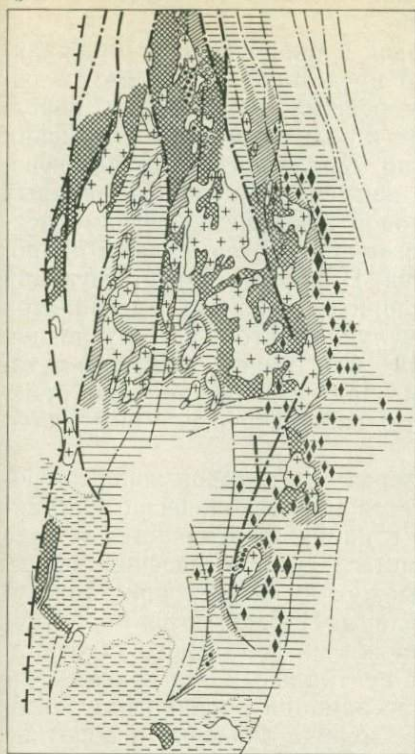


Рис. 26. Метаморфическая зональность и оруденение в геосинклинальных прогибах с полифациальной метаморфической зональностью.

a — позднейинверсионный геосинклинальный и орогенный магматизм и оруденение в основной массе пространственно разобщены.

1 — метаморфогенные и автохтонные гранит-пегматиты; 2 — интрузивные пострудные граниты орогенного этапа; 3 — пострудные позднейинверсионные граниты; 4 — месторождения и проявления мусковита; 5–7 — кварцевые жилы; 5 — «пустые» (безрудные), 6 — слабо минерализованные, 7 — наиболее минерализованные; 8 — пиритовая и 9 — пиритиновая прожилково-вкрапленная минерализация; 10 — тектонические нарушения; 11–13 — границы распространения фаций метаморфизма; 11 — амфиболитовой, 12 — эпидот-амфиболитовой; 13 — биотит-хлоритовой; 14 — нижняя граница распространения преобладающей кварцево-жильной продуктивной минерализации, совпадающая с верхней границей нижней подзоны хлорит-серпичитовой зоны метаморфизма; 15 — линии простираения складчатых структур; 16–18 — фации метаморфизма: 16 — зеленосланцевая, 17 — эпидот-амфиболитовая, 18 — амфиболитовая; 19 — линейные зоны повышенной гранитизации (зоны диагональных глубинных разломов), цифры в кружках: 1 — с многочисленными месторождениями мусковита, 2 — с редкими незначительными месторождениями мусковита; 20 — позднейинверсионные зоны расланцевания, 21 — россыпи; I–IV — минерагенические зоны: I — мусковитионные пегматитов, II — безрудных кварцевых жил, III — пирит-пиритиновой минерализации, IV — пиритовой минерализации, IV^a — зона наиболее продуктивных кварцевых жил.

б — Позднейинверсионный и орогенный магматизм в основной массе пространственно сближены или совмещены.
1 — осадочные неметаморфизованные отложения, 2–5 — фации метаморфизма (по П. Ф. Кренделеву): 2 — зеленосланцевая, 3 — амфиболитов, эпидотизированных пород и роговиков, 4 — кристаллических сланцев, гнейсов и мигматитов, 5 — метаморфические породы с гранатом (а), кординеритом, дистеном или силлиманитом (б); 6 — интрузивные граниты, рудоносная минерализация; 7 — умеренная, 8 — более слабая; 9 — разломы мелкие (а), крупные (б); 10 — граница геосинклинальной области



пирита в аллювиальных отложениях постепенно возрастает по мере приближения к зонам слабого метаморфизма; 5) морфология кристаллов пирита (кубы, пентагондодэкаэдры), состав и содержание в них элементов-примесей аналогичны тем, которые типоморфны для пирита, развитого в зеленосланцевой фации метаморфизма.

Все это указывает, что пирит был привнесен из низкотемпературных зон метаморфизма в процессе формирования рыхлых отложений.

В высокотемпературных зонах метаморфизма постоянно, хотя и в незначительных количествах, кроме пирротина, присутствует лишь халькопирит; другие сульфиды практически не развиты, а если и отмечаются (пентландит, кубанит, высокожелезистый сфалерит и арсенопирит), то в крайне редких случаях в виде мельчайших выделений. Суммарное содержание сульфидов в кристаллических сланцах высокотемпературных зон явно ниже, чем в более низкотемпературных: до 0,5—1,5% в эпидот-амфиболитовой

Другие разновидности пирита в высокотемпературных зонах метаморфизма, за исключением разновидностей, связанных с наложенными процессами тектоно-магматической активизации, не развиты. Пирит, наблюдаемый в аллювиальных отложениях на участках, сложенных высокометаморфизованными породами, и доказывающий развитие его в коренных кристаллических сланцах, характеризуется следующими особенностями: 1) присутствует в аллювии в виде в различной степени окатанных кристаллов и их обломков; 2) в форме вкрапленников и прожилкоподобных скоплений отмечается только в гальке и валунах пород зеленосланцевой фации метаморфизма, т. е. находится в сростании с породами слабой степени метаморфизма; в обломках и валунах пород высокотемпературных фаций метаморфизма отсутствует; 3) кристаллы и агрегатные скопления пирита содержат включения пород только зеленосланцевой фации метаморфизма, включения кристаллических сланцев не встречаются; 4) содержание

фации и 0,001—1% в амфиболитовой. В зеленосланцевой фации содержание сульфидов максимальное.

Рассмотрим соотношение пиритовой и пирротиновой минерализаций для того, чтобы более полно представить зависимость состава сульфидов от степени метаморфизма вмещающих пород. Прежде всего еще раз напомним, что в количественном отношении увеличение содержания пирротина по мере усиления метаморфизма происходит постепенно. Так, в наименее метаморфизованных верхних горизонтах хлорит-серицитовой зоны метаморфизма осадочно-диагенетический и метаморфогенно-гидротермальный пирротин макроскопически не наблюдается. Пирротин, присутствующий в пределах этих участков, среди хлоритсодержащих алевролитов и песчаников (преимущественно вулканомиктовых) обусловлен раннеметаморфическими процессами или имеет осадочно-метаморфическую природу образования. Под микроскопом он отмечается редко в пирите в виде мелких сингенетичных с ним включений.

Однако в нижних горизонтах хлорит-серицитовой зоны пирротин, хотя и редко, но уже наблюдается макроскопически. Он также находится в тесной ассоциации с пиритом, отмечается в виде изометричных или неправильной формы мелких выделений, значительно реже располагается в промежутках между кристаллами пирита и в тесном срастании с последним. Наблюдаются пирротин-пиритовые и пирит-пирротиновые прожилки зонального строения: пирротин преимущественно развит в центральных или краевых частях прожилков. Редко пирротин в ассоциации с небольшим количеством пирита или без него слагает мелкие линзочки и короткие линзовидные прожилочки. Состав нерудных минералов и других сульфидов, ассоциирующих с пиритом и пирротинном, одинаков. Какие-либо объективные данные, свидетельствующие о одновременности образования пирита и пирротина, отсутствуют.

В биотит-хлоритовой зоне содержание пирротина значительно возрастает, достигая 40—60% и более от общей суммы сульфидов. Однако количество его в разных участках этой зоны, а также в отдельных минерализованных зонах и особенно среди прожилков изменяется в широких пределах. В одних и тех же зонах совместно встречаются как пиритовые и пирротиновые, так и переходные по составу пирит-пирротиновые и пирротин-пиритовые прожилки с различным соотношением пирита и пирротина. Выполненные детальные наблюдения показали, что в пределах биотит-хлоритовой и хлорит-серицитовой зон метаморфизма пирит и пирротин кристаллизовались близодновременно, т. е. являются явно сингенетичными образованиями, о чем прежде всего свидетельствуют совершенно постепенные переходы пиритовых прожилков через пирит-пирротиновые в пирротиновые. Пирротин, обладая значительно меньшей кристаллизационной силой, чем пирит, располагается преимущественно в промежутках между его кристаллами.

Известно, что пирит в отличие от пирротина кристаллизуется в условиях более низких температур или более высокой активно-

сти серы и кислорода. В данном случае — в пределах одной зоны метаморфизма, и тем более в пределах одной и той же трещины. Поэтому нет оснований говорить о наличии сколько-нибудь существенных отличий в температурах кристаллизации. Очевидно, определяющим фактором явилось изменение режима серы и кислорода в процессе минералообразования, особенно в трещинах неодинаковой степени проницаемости. Можно полагать, что наиболее крупные и хорошо разработанные трещины, к которым избирательно приурочена основная масса пирита, наиболее проницаемы для серы и кислорода. Это обусловило возникновение в них достаточно высокого потенциала серы и соответствующего окислительного режима, оптимального для образования спаренного аниона (S_2)⁻², т. е. необходимых для образования пирита геохимических условий. В более мелких и хуже проницаемых трещинах, особенно в квиважных, активность (парциальное давление) серы и кислорода были по этой причине ниже, что и привело к созданию в них менее окисленного простого аниона S^{2-} и в результате к кристаллизации менее сернистого сульфида — пирротина.

Очевидно, рассматриваемую зональность в распределении пирита и пирротина в пределах отдельных месторождений следует именовать зональностью отложения, обусловленной изменением физико-химических параметров минералообразования в условиях постоянных или близких температур.

В то же время выраженная в региональном плане зональность (постепенная смена резко преобладающего пирита в хлорит-серпичитовой зоне пирротином в эпидот-амфиболитовой и в более высокотемпературных фациях метаморфизма через пирит-пирротиную минерализацию в биотит-хлоритовой зоне) обусловлена прежде всего постепенным повышением температуры минералообразования. На это указывают парагенезис других сульфидов, ассоциирующих с пиритом и пирротином в различно фациальных зонах метаморфизма, и вся совокупность данных (см. табл. 25). Многочисленные литературные данные свидетельствуют о том, что пирротин по сравнению с пиритом образуется при значительно более высоких температурах (450—740° С и выше). Основная причина состоит в том, что степень диссоциации H_2S в водных растворах, приводящая к образованию иона S^{2-} , необходимого для образования пирротина, существенно уменьшается по мере повышения Т-системы.

На основании вышеизложенного отметим: смена резко преобладающей пиритовой минерализации пирротиновой при усилении степени метаморфизма происходит постепенно путем последовательного увеличения роли пирротина, сингенетичного пириту, наложение пирротиновой минерализации на пиритовую отсутствует. Замещение пирита пирротинотом отмечается лишь в зонах контактового воздействия палеозойских гранитоидов. Но последние, как будет показано далее, более молодые по отношению к рассматриваемому оруденению. Существенное распространение в породах региона, наоборот, приобретает вторичный пирит, развивающийся

Характер кварцевых жил в зависимости от степени метаморфизма вмещающих углеродистых алевросланцев.
Хлорит-серицитовая зона метаморфизма (Дальний Восток)

Характеристика кварцевых жил		Высокотемпературная степень	Низкотемпературная степень
Средний химический состав, %	K ₂ O	0,23	1,07
	Na ₂ O	0,07	0,31
	MgO	0,09	0,23
	CaO	1,8	0,79
	S _{общ}	0,2	0,31
	CO ₂	0,07	0,27
	As	0,56	0,48
	Pb	0,003	0,041
	Zn	0,003	0,018
	Cu	0,0015	0,02
	P ₂ O ₅	0,17	0,21
	AgO	2,2 (усл. ед.)	58,0 (условн. ед.)
	Au	0,94 (усл. ед.)	15,8 (условн. ед.)
Ag/Au	2,4		
Проба самородного золота	850—910, в среднем 883	640—800, в среднем 720	
Т начала минералообразования, °С	400	360	
Основной морфологический тип минерализованных зон	Зоны рассланцевания	Зоны дробления	
Типоморфные текстуры жил	Массивные, друзовидно-массивные параллельно-полосчатые	Друзовидные, брекчиевые, брекчиевидные	
Основные сульфиды (в порядке распространенности)	Арсенопирит, пирит	Арсенопирит, пирит, галенит, сфалерит	
Основные жильные минералы	Кварц, кальцит, Mg-Fe карбонаты, альбит, серицит	Кварц, адуляр, кальцит, Mg-Fe карбонаты, серицит	

по пирротину при дисульфидизации. Но, очевидно, это не нарушает вышеуказанную температурную зональность.

Состав кварцевых жил, в том числе нерудных минералов, парагенетически ассоциирующих с сульфидами и кварцем, находится в тесной зависимости от степени метаморфизма вмещающих толщ и типоморфен для них (см. табл. 25, 26). Для цеолитовой зоны метаморфизма и практически неметаморфизованных пород типоморфна свинцово-цинковая минерализация с сопутствующей серебряной и слабой золотой, для хлорит-серицитовой зоны — шеелиитоносная и золото-сульфидная. По мере ослабления степени метаморфизма в кварцевых жилах и минерализованных зонах увеличивается: 1) сумма щелочей, 2) содержание галенита и других низкотемпературных сульфидов, 3) величина отношения Ag/Au в рудах и в самородном золоте, а также общее количество CO₂, P, Pb, S, Zn, Au и особенно Ag.

Показательно сравнение двух участков, генетически и в возрастном отношении одинаковых, но расположенных в разных зонах метаморфизма (см. табл. 26).

Физические свойства и сингония пирротина также постепенно изменяются по мере усиления метаморфизма вмещающих пород. В хлорит-серицитовой зоне пирротин практически весь ферромагнитен; моноклинный с незначительной примесью гексагональной разности, в биотит-хлоритовой — гексагональный с незначительной примесью моноклинной разновидности, преимущественно (65—87%) ферромагнитен, сильноэлектромагнитные фракции 10—23%, слабоэлектромагнитные 5—15%, очень слабоэлектромагнитные до 6%, в эпидот-амфиболитовой — гексагональный с крайне незначительной примесью моноклинного, ферромагнитных разностей не более 30—66%, слабо и очень слабоэлектромагнитных 9—41%. В амфиболитовой фации пирротин почти весь гексагональный, моноклинный содержится в ничтожных количествах. Ферромагнитных фракций 3—5%, слабо и очень слабоэлектромагнитных 85%.

Температура кристаллизации кварца, слагающего минерализованные жилы и находящегося в парагенетической ассоциации с сульфидами, тесно связана с интенсивностью регионального метаморфизма. Палеонотермы рудообразования конформны изоградам метаморфизма [16]. Как показывают многочисленные данные, полученные автором и другими исследователями, температура кристаллизации непосредственно рудоносного, в том числе золотоносного кварца, входящего в состав золото-сульфидных прожилков и слагающего рудные жилы, изменяется в значительных пределах: от 420—360 до 200—120° С, в основной массе 270—150° С. Температура кристаллизации безрудного высокотемпературного кварца достигает еще более высоких значений (450—500° С). При этом температура начала и окончания кристаллизации кварца существенно отличается. Разница достигает больших значений — 250—300° С и более, прежде всего в высокотемпературных зонах метаморфизма, что существенно усложняет получение усредненных данных, в том числе как по данным декрипитации, так, и гомогенизации газовойжидких включений. Если судить по максимуму значений температур декрипитации и гомогенизации включений, то рудоносные и нерудоносные кварцы часто не различаются. В то же время температура начала кристаллизации основной массы кварца значительно более информативна, зависит от степени метаморфизма пород и отражает его рудоносность. Для жильного кварца она обычно составляет 450—500° С — в амфиболитовой зоне, 400—450° С — в эпидот-амфиболитовой, 350—400° С — в биотит-хлоритовой и 250—380° С — в хлорит-серицитовой и цеолитовой зонах. Как видно из приведенных данных (табл. 27), температура начала и окончания кристаллизации постепенно уменьшается по мере ослабления степени метаморфизма вмещающих пород. При этом в высокотемпературных зонах метаморфизма (эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации) Т рудообразующих флюидов

Температура кристаллизации кварцево-жильных образований
в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород

Зоны метаморфизма	Температура метаморфизма, °С	Температура кристаллизации кварца, °С	Типоморфная минерализация
Амфиболитовая	550—650 и выше	500—300	Мусковитоносные плагиоклаз-микроклиновые пегматиты, безрудные кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы
Эпидот-амфиболитовая	450—550	450—280	В ряде случаев редкометальная минерализация, безрудные кварцевые жилы
Биотит-хлоритовая	350—450	400—200	Слабозолотоносные жилы и пирит-пирротинные зоны
Хлорит-серицитовая	300—350	380—180	Золотоносные жилы и зоны пирит-арсенопиритовой вкрапленности
Цеолитовая	200—300	350—150	Золотоносные жилы, свинцово-цинковая минерализация с сопутствующей золото-серебряной

на 50—100° С и более ниже T прогрессивного этапа метаморфизма и соответствует T регрессивного этапа. В зеленосланцевой зоне T кристаллизации жильного кварца отвечает T метаморфизма или незначительно выше ее и в цеолитовой — существенно (на 50—100° С) выше T метаморфизма и эпигенеза вмещающих пород.

Все это вполне определенно свидетельствует, во-первых, о том, что метаморфогенно-гидротермальное рудообразование тесно связано с процессами метаморфизма, но развивается в заключительный регрессивный этап этого метаморфизма и, во-вторых, о том, что в рудолокализирующие низкотемпературные зоны метаморфизма рудообразующие растворы поступали извне — из более высокотемпературных зон метаморфизма, — поскольку имеют более высокие температуры, чем те, при которых происходил метаморфизм пород. Очевидно, в результате этого метаморфогенно-гидротермальное оруденение нельзя рассматривать как альпийское, сегрегационное или же как метаморфическое автохтонного типа. Очевидно, зоны генерации рудообразующих флюидов и рудоотложения были пространственно разобщены.

Прочие свойства кварца также постепенно изменяются по мере перехода из одной метаморфической зоны в другую. В хлорит-серицитовой зоне цвет его серый, светло-серый до серова-

то-голубого, в биотит-хлоритовой — серый и темно-серый, в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой — серый, темно-серый и дымчатый; рН суспензий кварца в хлорит-серицитовой зоне 5,8—7,1, в эпидот-амфиболитовой 5—6,2. При этом измерения рН производились по специально разработанной методике, полностью исключая влияние посторонних факторов.

Интенсивность естественной термолюминесценции кварца проявляет тенденцию к увеличению по мере повышения степени метаморфизма вмещающих толщ. В интервале 250—300° С она составляет (в условных единицах) для зеленосланцевой фации 90—300, для эпидот-амфиболитовой — 140—700 и для амфиболитовой 3600—4500.

Состав газовой-жидкой фазы в жильном кварце также коррелируется со степенью метаморфизма вмещающих пород. По мере уменьшения Т метаморфизма в составе включений последовательно уменьшается содержание CO_2 , S, K и других элементов, т. е. растворы становятся менее концентрированными за счет выпадения из них этих компонентов. Особенно заметно уменьшается содержание CO_2 : от 95—60% в высокотемпературных фациях метаморфизма до 60—20 — в низкотемпературной. Уменьшается одновременно и величина отношения K/Na за счет более активного в процессе минералообразования выпадения из растворов K по сравнению с Na. При этом валовое содержание Na во включениях кварца высокотемпературных зон метаморфизма больше, чем калия, а в низкотемпературных, наоборот, меньше.

Морфология жил в разных зонах метаморфизма существенно изменяется. В нижних горизонтах хлорит-серицитовой и в более высокотемпературных зонах жилы сложнولينзовидные, часто птигматитообразные, крайне изменчивой мощности с мощными раздувами и тонкими соединительными ответвлениями. Хорошо выражены в них следы внутриминерализационной пластической деформации кварца. По мере ослабления метаморфизма жилы становятся более выдержанными по мощности и простиранью. В результате в верхних горизонтах хлорит-серицитовой зоны они пластовые или пластообразные, выдерживаются согласно с напластованием пород на 0,5—3 км. Одновременно изменяется и характер залегания жил. В высокотемпературных зонах они согласные с кристаллизационной сланцеватостью и слоистостью пород или располагаются в секущих разрывах, в биотит-хлоритовой зоне — секущие и послонные, в нижних горизонтах хлорит-серицитовой зоны — послонно-секущие, очень редко седловидные, а в верхних горизонтах хлорит-серицитовой зоны — седловидные, послонные и значительно реже секущие. Иными словами, по мере ослабления степени метаморфизма вмещающих толщ секущие и согласные с кристаллизационной сланцеватостью жилы сменяются сначала послонными и секущими, затем послонными и, наконец, седловидными.

Характер выделения сульфидов и содержание в них кварца также зависят от степени метаморфизма вмещающих толщ (см. табл.

25). В самых нижних горизонтах отмечаются только мелкие линзочки и линзовидные выделения пирротина в ассоциации с небольшим количеством кварца. По мере ослабления метаморфизма роль прожилков увеличивается, одновременно в них возрастает количество кварца. По содержанию кварца и сульфидов прожилки подразделяются, как отмечалось, на сульфидные (кварца не более 1—5%), кварцево-сульфидные (кварца до 20—50%) и сульфидно-кварцевые (кварца более 50%). Из них арсенопирито- и пирито-кварцевые развиты только в хлорит-серицитовой зоне, преимущественно в верхних ее частях; кварцево-пиритовые и кварцево-арсенопиритовые — в хлорит-серицитовой и частично в биотит-хлоритовой зонах, а пирротиновые, арсенопиритовые и пиритовые — в основном в биотит-хлоритовой зоне и в нижней подзоне хлорит-серицитовой зоны. Контролирующие размещения пиритовых и кварцево-пиритовых прожилков — послонные и в меньшей степени кливажные трещины, для пирито-кварцевых — преимущественно послонные и частично позднекладчатые трещины скола и отрыва. Возрастное соотношение этих разновидностей прожилков определяется наличием постепенных взаимопереходов и сопряжений и одновременно редко наблюдаемым пересечением пиритовых прожилков кварцево-пиритовыми, а последних — пирито-кварцевыми. Очевидно, формирование сульфидной минерализации происходило в условиях довольно стабильной тектонической обстановки при преобладающем «эволюционном» характере ее смены от пиритовой, в наиболее ранние периоды, до пирито-кварцевой (через кварцево-пиритовую) — в поздние. Закончился этот процесс, как было показано, образованием сульфидно-кварцевых жил, развитых преимущественно наиболее интенсивно в низкотемпературных фациях метаморфизма.

Величина отношения Ni/Co в сульфидах различных разновидностей постоянно уменьшается по мере возрастания степени метаморфизма вмещающих толщ (см. табл. 28). Так, в пиритах она изменяется от 3 в хлорит-серицитовой зоне до 0,7 в биотитовой. В пирротинах в амфиболитовой фации она составляет 0,82, в эпидот-амфиболитовой 2,30, в биотит-хлоритовой зоне 7,20 и в хлорит-серицитовой 9,73, т. е. по мере усиления метаморфизма содержание Co относительно Ni увеличивается. Иными словами, изоморфная емкость сульфидов по мере усиления метаморфизма вмещающих толщ для Co относительно растет, а для Ni уменьшается. При этом, как видно из табл. 1, абсолютное содержание Ni имеет тенденцию к уменьшению, а Co — к увеличению. Однако эти тенденции не постоянны и потому менее информативны. Величина отношения Ni/Co более показательна и информативна.

Характерно, что названные изменения величины отношения Ni/Co фиксируются для сульфидов, развитых не только в различных зонах метаморфизма, но и в разных подзонах (горизонтах) этих зон. Так, в пирите кварцево-пиритовых прожилков отношение Ni/Co в биотит-хлоритовой зоне составило 0,73 ($n=96$), в

нижней подзоне хлорит-серицитово́й зоны 1,08 ($n=129$) и в верхней подзоне этой зоны 2,56 ($n=136$). Аналогичным образом в пирито-кварцевых прожилках нижней подзоны хлорит-серицитово́й зоны это отношение 1,78 ($n=82$) и в верхней 4,14 ($n=14$).

Величину отношения Ni/Co в пиритах, очевидно, можно использовать для определения относительной глубины формирования сульфидизированных зон и, как практическое следствие — для установления относительной глубины их эрозионного среза. Разумеется, при этом необходимо строго соблюдать определенные требования: 1) сравниваемые сульфиды должны быть одной минерально-морфологической и генетической разновидности; 2) вмещающие породы — одного или близкого состава, особенно по содержанию Ni и Co; 3) анализы — высокочувствительными, количественными, число их статистически надежным, а анализируемый материал мономинеральным, тщательно отобранным под бинокляр и лишенным каких-либо включений и посторонних примесей.

Согласно ранее изложенному, можно заключить, что пириты, характеризующиеся различным отношением Ni/Co, сопровождаются разным парагенезисом типоморфных минералов. При понижении величины этого отношения относительно низкотемпературные парагенезисы сменяются все более высокотемпературными. Величину отношения Ni/Co в пирротинах и пиритах, развивающихся в одноклассных породах, вероятно, можно использовать (в совокупности с другими показателями) в качестве одного из объективных критериев для определения РТ-условий минералообразования. Предположения о ненадежности этого отношения [43] обусловлены, в основном тем, что сравнивались между собой пириты, сформированные в различных вмещающих породах, или же использовались малочисленные и потому статистически непредставительные анализы.

В энергетическом отношении возрастание величины отношения Co/Ni в сульфидах по мере повышения T их образования, представляется вполне оправданным и объясняется большим сродством S с Co, нежели с Ni. Так, по различным данным, значения изобарного потенциала ($\Delta Z^{\circ f}$ 1247,69 кДж/моль) находятся в следующих пределах: для NiS 17,7—20,6±1,0, а для CoS 19,8—23,0. Экспериментальные исследования, как известно, хорошо подтверждают эти соображения: при повышении T минералообразования величина отношения Co/Ni в пиритах возрастает, т. е. изоморфная емкость их по отношению к Co увеличивается. Общетеоретические данные по изоморфизму подтверждают отмеченную закономерность. Как известно, при повышении P — T минералообразования, при прочих равных условиях, менее плотные сульфиды сменяются более плотными, т. е. элементы с большими ионными радиусами вытесняются элементами с их меньшими значениями. Все это выполняется в нашем случае — плотность сульфида CoS (5,45) больше плотности NiS (5,20), а ионный радиус Co^{+2} (1,12) в сульфидах меньше, чем у Ni^{+2} (1,13).

Типоморфные особенности отдельных минералов также постепенно изменяются. В слабо метаморфизованных породах сфалерит имеет наиболее низкие содержания железа, в хлорит-серицитовой зоне представлен маложелезистой разностью и в биотит-хлоритовой — высокожелезистой разностью. Турмалин в зеленосланцевой фации светло-зеленый, в эпидот-амфиболитовой — коричневый, в амфиболитовой — черный (шерл). Апатит в кварцевых жилах зеленосланцевой фации светлый со слабо заметным голубовато-зеленым оттенком, в амфиболитовой фации — голубовато-зеленый. Химический состав его изменяется очень слабо: в разных зонах он относится к фторсодержащей разности. Хлор в нем не улавливается.

Ионные плотности типоморфных рудных элементов в составляют в хлорит-серицитовой зоне 18—26, в биотит-хлоритовой 26—44, в эпидот-амфиболитовой 114, в амфиболитовой 77—150, т. е. постепенно возрастают по мере усиления степени метаморфизма. Аналогичным образом уменьшаются ионные радиусы и возрастают значения изобарных потенциалов типоморфных минералов, составляя в хлорит-серицитовой зоне 19, в биотит-хлоритовой 19—21, в эпидот-амфиболитовой 90 и в амфиболитовой 410—628 кДж/моль O или S при 700 К.

Зависимость золотоносности минерализации от степени регионального метаморфизма вмещающих толщ отчетливо выражена в различных золотоносных регионах мира, в том числе имеющих палеопротозойское, палеозойское и мезозойское оруденение. Наиболее хорошо она проявлена в метаморфических поясах байкальской эпохи и в древних зеленокаменных поясах палеопротозоя Африки, Австралии, Канады и Индии, в которых, как уже отмечалось, сосредоточены наиболее крупные золоторудные месторождения мира (Колар, Калгурли, Кулгарди, Хомстейк, Морру-Велью и др.). Как видно из рис. 24, золоторудная минерализация проявлена только в хлорит-серицитовой и частично в биотит-хлоритовой субфациях зеленосланцевой фации метаморфизма. По мере его усиления золотоносность постепенно уменьшается. В итоге в кристаллических сланцах и гнейсах эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций признаки золотоносности практически отсутствуют. Обратим внимание на то, что россыпи и золотосодержащая минерализация отмечаются преимущественно вблизи или почти на границе с зоной кристаллических сланцев (см. рис. 25), в результате чего россыпи, коренные рудопроявления и месторождения как бы окаймляют со всех сторон поля мигматитов и кристаллических сланцев и связанных с ними автохтонных гранитов и гранит-пегматитов, т. е. имеют с ними тесную пространственную связь, подобно тому как это наблюдается для постмагматических месторождений, связанных с интрузивным магматизмом.

Случаи когда отдельные россыпи заходят в зоны кристаллических сланцев обусловлены (как показали исследования) не наличием коренных источников среди кристаллических сланцев, как

это принято считать, а некоторым перемещением самородного золота в процессе формирования россыпей. Коренные источники россыпей, заходящие в кристаллические сланцы, располагаются в боковых притоках или в верховьях рек среди пород зеленосланцевой фации. Это доказывается: 1) совокупностью геоморфологических факторов, указывающих на многократный перемыв и переотложение аллювиального материала в процессе формирования таких россыпей (наличие многочисленных ступенчатых неотектонических сбросов со значительной вертикальной амплитудой смещения, постепенно возрастающей сверху вниз по течению водотоков и пр.); 2) сильной уплощенностью, повышенной сортированностью и окатанностью золота, постепенно возрастающей по мере удаления от зеленосланцевой фации (см. рис. 24); пробыность золота при этом постепенно возрастает, а крупность уменьшается; 3) наличием сростаний золота с породами и кварцем только зеленосланцевой фации метаморфизма при одновременном отсутствии сростаний с высокотемпературным кварцем и кристаллическими сланцами.

Россыпи, значительно оторванные от коренных источников и заходящие в кристаллические сланцы, располагаются, как правило, в тектонически мобильных участках — на границах между блоками, на их периферии, совпадающей с границами золотоносных районов. Перемещение золота по латерали может достигать 10—15 км.

Коренные рудопоявления, и тем более месторождения золота рассматриваемого типа, среди кристаллических сланцев отсутствуют. Содержания золота в жильном кварце и в различных минерализованных породах 3—8 мг/т, т. е. практически не превышают кларковых значений. Встречаются иногда месторождения и рудопоявления, которые связаны с явно наложенными диафоритами. Сведения в литературе о том, что метаморфические изменения пород, синхронные рудообразованию, могут относиться к высокотемпературным фациям, не подтверждаются. Так, например, на месторождении Колар в Индии рудовмещающие породы по интенсивности метаморфизма относятся к амфиболитовой фации («амфиболитовая серия Колар») или же к промежуточной между амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой. Однако при рассмотрении фактических данных нетрудно убедиться, что эти породы представляют собой не высокотемпературные метаморфические производные, а слабо метаморфизованные ортопороды — основные эффузивы, сланцеватые и массивные амфиболиты подушечной текстуры. Наличие в них средних плагиоклазов типа андезин-лабрадора и сине-зеленого амфибола (гастингсита) совместно с небольшими количествами актинолита, эпидота, сфена и хлорита указывает на зеленосланцевую ступень их метаморфизма.

На месторождении Морру-Велью в Бразилии рудовмещающие являются «гранулиты», под названием Лапа-Сека, заключенные в «кристаллических сланцах». Эти «гранулиты» сложены в основном кварцем и осадочно-диагенетическим анкеритом, что однозначно указывает на степень метаморфизма их не выше зелено-

сланцевой фации: при более высоком метаморфизме анкерит неустойчив.

Подобная невысокая степень метаморфизма рудовмещающих пород, отнесенных к кристаллическим сланцам, характерна и для других месторождений, в том числе Хомстейк, США. На этом месторождении, как и в Морру-Велью, рудовмещающими являются пласты осадочных пород, обогащенных Mg-Fe — карбонатами — анкеритом, сидероплезитом и сидеритом. Метаморфические преобразования выразились в частичном (неполном) замещении этих карбонатов куммингтонитом и хлоритом, что типоморфно для хлорит-биотитовой ступени зеленосланцевой фации.

Уменьшение содержания золота при повышении степени метаморфизма вмещающих пород происходит постепенно, так же как постепенно нарастает интенсивность метаморфизма. Самые высокие содержания отмечаются в зеленосланцевой фации в арсенопирито-кварцевых и пирито-кварцевых прожилках и жилах, т. е. в наиболее поздних образованиях, типоморфных для собственно хлорит-серицитовой зоны метаморфизма. При уменьшении количества кварца в составе прожилков содержание золота убывает. Самые низкие содержания фиксируются в пирротиновых и пиритовых линзочках и линзовидных скоплениях, практически лишенных кварца и наиболее характерных для биотит-хлоритовой зоны и нижних горизонтов хлорит-серицитовой зоны метаморфизма.

Кларковые содержания золота в мономинеральном кварце из жил составили (мг/т): в хлорит-серицитовой зоне 3,5—25 и выше ($n=45$), в биотит-хлоритовой 2,5—4,7 ($n=18$), в эпидот-амфиболитовой 3 ($n=15$) и в амфиболитовой 2,1 ($n=35$).

Содержание Au в пирротине (мг/т) в хлорит-серицитовой зоне 200—500 и более, в биотит-хлоритовой 30—200, редко выше, в эпидот-амфиболитовой 20 и в амфиболитовой 10.

Соотношение золота с сульфидами и их золотоносность также существенно изменяются в зависимости от степени регионального метаморфизма вмещающих пород и развития процесса минералообразования.

В биотит-хлоритовой зоне золото относительно крупное (см. гл. 2). Тонкодисперсные выделения практически отсутствуют. Кристаллизация золота происходила значительно позже сульфидов: золотины, как правило, располагаются по мелким трещинам в сульфидах в ассоциации с незначительным количеством мелкозернистого кварца и кальцита или выполняют промежутки между зернами сульфидов, как бы их обволакивая. Редко золотины отмечаются в сульфидах в виде мелких сингенетичных выделений. Корреляционная связь между содержанием Au и сульфидов практически отсутствует. В хлорит-серицитовой зоне метаморфизма золотины преимущественно мельче. Золото во времени более тесно связано с сульфидами: помимо мелких секущих выделений по микротрещинам существенная часть его располагается в пирите в виде округлых каплевидных форм без какой-либо связи с секущими трещинами. Это золото явно одновременно с пиритом и содер-

жится в сульфидном концентрате. Поэтому между содержанием сульфидов и золота отмечается значительно лучше выраженная корреляционная связь ($r=0,2-0,6$ и более). Правда, бывают отдельные отклонения, но они не являются определяющими. Таким образом, по мере ослабления степени метаморфизма вмещающих пород разрыв во времени между кристаллизацией сульфидов и золота сокращается, а размеры выделений последнего становятся все более мелкими — следствие возрастания градиентов P и T .

Общий анализ метаморфической зональности в размещении минерализации. Каждая зона метаморфизма характеризуется вполне определенной, присущей только ей метаморфогенно-гидротермальной минерализацией. Чем выше степень метаморфизма вмещающих тел, тем она более высокотемпературная. Переходы между минеральными новообразованиями различного температурных зон постепенные («фациальные»), как и между соответствующими метаморфическими фациями: низко- и среднетемпературные минеральные ассоциации сменяются высокотемпературными постепенно в соответствии с усилением метаморфизма вмещающих толщ. Очевидно, развитие процессов регионального метаморфизма и рассматриваемого минералообразования происходило в условиях одного и того же или близких температурных полей.

Как уже было показано ранее в гл. I и IV, контролирующими структурами в размещении процессов метаморфизма, метаморфических поясов и куполов выступают зоны глубинных разломов. Определяющая роль их в развитии метаморфизма и оруденения хорошо проявляется в структурах различного геотектонического типа и возраста. Наиболее контрастно она проявилась в позднедокембрийских миогеосинклинальных прогибах, развивающихся в обрамлении древних платформ (см. рис. 8). Такие разломы во время позднебайкальских тектонических процессов выступали в роли мобильных шовных зон, отделяющих платформы и примкнувшие к ним консолидированные участки байкалид от более подвижных участков.

В общем виде выделяются пять различнофациальных метаморфических зон (поясов), расположенных на разном удалении от центральной части этой системы разломов и характеризующихся различным оруденением¹ [7].

Центральная зона (пояс), пространственно совпадающая с наиболее мобильной и проницаемой для теплового потока частью зоны разломов, характеризуется интенсивно выраженными процессами регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Оруденение представлено мусковитоносными и керамическими пегматитами со слабой редкоэлементной минерализацией.

Вторая зона (пояс) несколько асимметрично располагается по обе стороны от первой и как бы обрамляет ее. Степень метаморфизма соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Оруденение

¹ В данном случае рассматриваются оруденение и метаморфические процессы только позднебайкальской тектоно-магматической эпохи.

представлено высокотемпературной пневматолито-гидротермальной редкометальной и редкоземельной минерализацией.

Третья зона (пояс) включает породы зеленосланцевой фации метаморфизма. Новообразования представлены золотоносной пирит-пирротиновой, арсенопиритовой или пиритовой вкрапленностью и золотоносными кварцевыми жилами малосульфидной формации.

Четвертая зона (пояс) характеризуется свинцово-цинковым оруденением стратиформного типа. Вмещающие породы претерпели лишь изменения типа диагенеза или катагенеза.

Пятая, периферическая зона охватывает наиболее слабо измененные породы. В пределах этой зоны отмечаются нефтяные и газовые месторождения.

Таким образом, наиболее высокотемпературное оруденение развито в центральной, самой подвижной части системы разломов с интенсивно выраженными процессами метаморфического преобразования вмещающих толщ. По мере удаления от нее метаморфизм ослабевает, одновременно высокотемпературные рудные парагенезисы постепенно сменяются менее высокотемпературными. В наибольшем удалении от разломов — в неметаморфизованных породах — развито полиметаллическое оруденение; золото если и содержится, то в крайне незначительных количествах. Гранитоиды, синхронные процессам метаморфизма, — палингенно-метасоматические граниты и гранит-пегматиты — развиты только в центральной зоне разломов, характеризующейся амфиболитовой степенью метаморфизма, в остальных они отсутствуют, а известные гранитоиды занимают секущее положение по отношению к метаморфической зональности и не влияют на ее размещение.

Осложнение этой зональности и локальное усиление метаморфизма происходит лишь в частных случаях за счет контактового воздействия интрузивных гранитов, внедрившихся позже процессов регионального магматизма. Этот случай показан на рис. 26.

Метаморфическая зональность и метасоматоз

Названная зональность в распределении минерализации в зависимости от степени синхронного регионального метаморфизма вмещающих толщ подчеркивается и соответствующим зональным развитием метасоматических процессов, сопровождающих минералообразование. В высокотемпературных зонах метаморфизма они, как известно, представлены высокотемпературными фациями, в низкотемпературных — низкотемпературными. Так, например, для щелочных метасоматитов и метасоматических гранитов, формирующихся на малых или средних глубинах земной коры в стадии главных фаз складчатости, устанавливается следующая зональность по мере удаления от зоны ультраметаморфизма и уменьшения степени метаморфизма пород: кварц-ортоклаз-микроклиновые, кварц-микроклиновые, кварц альбит-микроклиновые метасоматиты формируются в условиях амфиболитовой — эпидот-амфибли-

товой фаций; кварц-альбитовые метасоматиты — в условиях эпидот-амфиболитовой и частично зеленосланцевой фаций. Подобная зональность в развитии метасоматических образований наблюдается во многих других районах, прежде всего в поясах развития древних автохтонных гранитов, окруженных широким ореолом полифациальных метаморфических комплексов. Отмечается приуроченность основной массы кварцевожилых метасоматитов, лишенных сульфидов, к эпидот-амфиболитовой фации, а минерализованных сульфидами — к зеленосланцевой и цеолитовой фациям.

Все это свидетельствует о наличии своеобразной металлогенической специализации разнофациальных метаморфических комплексов. Для гранулитовой фации характерны магнетитовые руды, а также редкоземельные пегматиты и гранит-пегматиты, для силлиманитовой зоны — керамические пегматиты, иногда со слабой редкоземельной минерализацией, для дистеновой зоны — мусковитоносные пегматиты, в низкотемпературной части амфиболитовой фации развивается редкоземельное и редкометальное оруденение. В эпидот-амфиболитовой фации проявлены кварц-микроклиновые жилы и метасоматиты с редкометальной и местами с редкоземельной минерализацией, широко распространены безрудные кварцевые и кварц-дистеновые жилы. В биотит-хлоритовой субфации развиваются слабозолотоносные кварцевые и кварц-карбонатные жилы и зоны пирит-пирротиновой минерализации, в серицит-хлоритовой субфации — золотоносные кварцевые жилы и золотоносные зоны пиритовой вкрапленности. В цеолитовой фации распространены полиметаллические месторождения стратиформного типа. И, наконец, в эпигенезированных толщах локализуются месторождения нефти и газа.

Таким образом, сульфидный тип — сульфиды и связанные с ними металлы — в промышленных концентрациях располагается лишь в зеленосланцевой и в более низкотемпературных зонах метаморфизма, а редкометальное и редкоземельное оруденение — окисный тип — только в более высокометаморфизованных комплексах.

Дополнительно в пределах указанных фаций метаморфизма в зависимости от его РТ-условий намечается более дробная специализация. Мусковитоносные пегматиты типоморфны для амфиболитовой фации метаморфизма, развивающегося в условиях повышенного давления, т. е. метаморфизма дистенового типа, а редкометальные пегматиты — для метаморфизма более низких давлений, т. е. для андалузитового типа.

Все это, очевидно, необходимо учитывать при металлогенических исследованиях и непосредственно при поисково-оценочных работах. Следует иметь в виду, и подчеркнем это особо, что в данном случае характеризуются процессы метаморфизма и минералообразования, связанные с одним и тем же тектоно-магматическим циклом. Предрудный метаморфизм может быть различным, более высокотемпературным по сравнению с синрудным. В последнем случае по направленности метаморфических преобразований

синрудный метаморфизм по отношению к предрудному, естественно, следует рассматривать как наложенный регрессивный.

Остановимся на данном положении в связи с тем, что многие геологи, отрицающие возможность тесной связи оруденения — метасоматизма с процессами метаморфизма и метаморфогенного магматизма, приводят в качестве примеров именно такие районы, где оруденение сформировалось значительно позже процессов регионального метаморфизма вмещающих толщ или, наоборот, раньше, т. е. те районы, где эти процессы разорваны во времени [30]. Типоморфны золоторудные месторождения и проявления, развитые в пределах древних метаморфических массивов и щитов. Все эти месторождения залегают в высокометаморфизованных кристаллических сланцах и гнейсах. Но, как показывают проведенные исследования, развитие оруденения происходило здесь значительно позже процессов регионального метаморфизма. Об этом свидетельствует то, что изменения вмещающих пород, синхронные оруденению, несомненно, более низкотемпературны по сравнению с общим высокотемпературным предрудным метаморфизмом. Кристаллические сланцы хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы. Это вполне понятно: золото и сопутствующие ему минералы (хлорит, серицит, галенит, сфалерит, блеклые руды и др.) в парагенезисе кристаллизуются только в низкотемпературных условиях (100—300° С), соответствующих зеленосланцевой фации метаморфизма. В этом и заключается основная причина избирательной приуроченности золота к зеленосланцевой фации метаморфизма. Подобно этому полиметаллическое оруденение, кристаллизуясь в термодинамических условиях, отвечающих зеленосланцевой или цеолитовой (телетермальный тип) фациям (300—50° С), типоморфно для зеленосланцевой или цеолитовой фаций. Аналогичным образом редкометальная минерализация, кристаллизуясь при 450—550° С, типоморфна для эпидот-амфиболитовой фации. Полиметаллические месторождения Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии, Сулливан и Флин-Флон в Канаде, Северокавказские в СССР и другие, залегающие в древних интенсивно метаморфизованных толщах, во времени и генетически не связаны с процессами метаморфизма и метаморфогенного магматизма. Они первично вулканогенно-осадочные, впоследствии метаморфизованные в условиях альмандин-амфиболитовой фации.

Различнофациальные метаморфические комплексы с указанной типоморфной для них минерализацией могут формироваться в разные эпохи или же одновременно, слагая синхронные полифациальные метаморфические пояса. В данном случае (см. рис. 8) в пределах позднедокембрийских миогеосинклинальных зон как разновозрастные между собой и синхронные процессам позднебайкальской эпохи метаморфизма несомненно разновозрастными являются три зоны: пегматитов и гнейсо-гранитов (амфиболитовая фация), высокотемпературных кварцевых жил (эпидот-амфиболитовая фация) и золотоносной минерализации (зеленосланцевая фация). Возрастное положение зоны (пояса) полиметаллической минера-

лизации (цеолитовая фация метаморфизма) недостаточно ясно. Возможно, она также сформировалась в байкальскую эпоху. Ее можно рассматривать как внешнюю в едином полифациальном ряду синхронных образований. Однако не исключено, что развитие этой зоны началось в докембрии и закончилось (или полностью произошло) в палеозое, поскольку полиметаллическая минерализация частично проникает в кембрийские отложения.

Одновозрастность названных первых трех зон вполне обоснована. Наряду с закономерным постепенным изменением состава и золотоносности минеральных образований в зависимости от степени регионального метаморфизма одновременно постепенно изменяются и физико-химические условия рудного процесса. По мере усиления степени метаморфизма менее энергоемкие элементы (Au, Sb, Hg, Pb, Zn) и минеральные соединения, характеризующиеся низкими значениями изобарных потенциалов, постепенно сменяются все более энергоемкими (Mo, Nb, Ta, Yb и др.).

Щелочность-кислотность минерализующих растворов также постепенно трансформировались при изменении степени метаморфизма вмещающих толщ (рис. 27). В хлорит-серицитовый зоне рудообразующие растворы были слабокислыми, близкими к нейтральным, в биотит-хлоритовой — еще более кислыми, обуславливая вынос щелочей из минерализованных зон и развитие мусковитовых оторочек (типа грейзенов) вокруг кварцевых жил. В эпидот-амфиболитовой и в верхах амфиболитовой фаций кислотность растворов достигала максимума. Об этом свидетельствуют частое развитие мощных кварцево-дистеновых и мономинеральных кварцевых жил, иногда с обильными выделениями турмалина, и интенсивное кислотное выщелачивание (окварцевание), обычно хорошо проявленное и в других районах в условиях этой степени метаморфизма. Причем породы бывают настолько интенсивно окварцованы, что часто принимаются за горизонты первичных кварцитов. Однако наблюдения под микроскопом и секущее положение этих образований по отношению к стратификационным структурам не оставляют сомнения в их эпигенетической природе.

В дистеновой зоне амфиболитовой фации кислотность растворов была более низкой, что подтверждает обильное развитие жильных пегматитов. Однако растворы в целом оставались кислыми, вызывая развитие кварцевого и кварцево-мусковитового замещающих комплексов, кристаллизацию турмалина, апатита, а также общее околожильное окварцевание и мусковитизацию пород.

В дистен-силлиманитовой и особенно в силлиманитовой зонах этой фации метаморфизма щелочность растворов еще более возросла, и они уже стали щелочными. На это достаточно определенно указывает минеральный парагенезис развитых пегматитов и метасоматических процессов. Последние представлены преимущественно микроклинизацией, а пегматиты характеризуются отсутствием кварцевого и кварц-мусковитового замещающих комплексов. Кварцевые жилы и прожилки весьма ограниченно развиты.

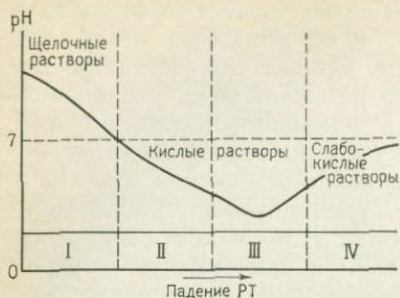


Рис. 27. Эволюция кислотности-щелочности метаморфогенно-гидротермальных растворов по мере ослабления степени метаморфизма вмещающих пород

воров по мере удаления от их источника. Тыловые части этой колонны, в данном случае приходящиеся на зону гранитизации и наиболее высокотемпературного щелочного метасоматоза и метаморфизма (силлиманитовая зона), характеризуются, как и обычно, наиболее высокой щелочностью; фронтальные части, наиболее удаленные от источника растворов, — углекисло-сернистым метасоматозом, максимально выраженным отложением рудных (щелочных) элементов и близким к нейтральному составом растворов. В промежуточной зоне, приуроченной к эпидот-амфиболитовой фации, происходит максимальное окварцевание и кислотное выщелачивание. Как и в других рудных формациях, она сопровождается наибольшей редкометальной минерализацией.

Соответственно геохимическая подвижность породо- и рудообразующих элементов в разных зонах метаморфизма различна. В амфиболитовой зоне накапливаются щелочи, кремнекислота, выносятся летучие, сидерофильные и халькофильные элементы, в том числе S, Au, Ni, Co, Cu, Fe, Ca, Mg. В эпидот-амфиболитовой зоне накапливается в основном кремнезем, выносятся, но в несколько меньших количествах, летучие, Mg, Fe, Ca, а также щелочи — K и Na. В биотит-хлоритовой зоне продолжают выноситься щелочи и глинозем, возрастает содержание Fe, Mg, Ca, CO₂, H₂O, S, Ni, Co, Au, Cu, в хлорит-серицитовой зоне накапливаются K, Ca, Mg, Ni, Co, Cu, Au, S, CO₂, H₂O и другие летучие. Выносятся кремнезем и натрий. В цеолитовой зоне накапливаются полиметаллы, Ca, Mg, а в неметаморфизованных отложениях — Sb, Hg, нефть и газы.

Очевидно, эта пространственная зональность в изменении режима кислотности — щелочности растворов — отражение общей эволюции режима рудоносных растворов во времени от раннещелочной через стадию кислотного выщелачивания к позднещелочной. Как известно, такая эволюция во времени состава растворов выражена на всех эндогенных образованиях, и наличие ее не вызывает сомнений. Отметим лишь, что в данном случае (см. рис. 27)

Определяющим в составе пегматитов является биотит, а не мусковит.

Таким образом, устанавливается пространственная зональность в изменении режима щелочности-кислотности минерализующих растворов в зависимости от степени метаморфизма вмещающих пород. Это полностью согласуется с ранее высказанными положениями Д. С. Коржинского [17] о пространственной зональности в интенсивности проявления различных режимов единой колонны метаморфических растворов

имеется в виду общий преобладающий режим растворов в той или иной метаморфической зоне, соответствующий времени образования жил. Разумеется, мы не исключаем временную инверсию режима щелочности—кислотности растворов в каждом сечении метасоматической колонны, т. е. в каждой зоне метаморфизма. В каждом сечении метаморфической колонны минералообразование начинается постоянно с раннещелочной стадии (в понимании Д. С. Коржинского) и через стадию кислотного выщелачивания заканчивается позднещелочной. Но в данном случае, мы подчеркиваем наличие регионально выраженной пространственной зональности в изменении режима щелочности—кислотности растворов, обусловленной, как и временная инверсия режима растворов, (главным образом) дифференциальной подвижностью кислотно-основных компонентов и влиянием РТ-факторов. Такая пространственная зональность в изменении кислотности—щелочности растворов — неотъемлемая особенность единой колонны метасоматических образований, особенно развивающейся в глубинных условиях. А это в совокупности с ранее приведенными данными о постепенном изменении интенсивности и характера минерализации по мере перехода от одной зоны метаморфизма к другой вполне определенно указывает, что отмеченные различнофациальные зоны метаморфизма и оруденения следует рассматривать как различные сечения единой длительно развивавшейся колонны метаморфогенно-метасоматических образований. Во внутренней, доступной для наблюдения зоне колонны метасоматических образований развиты гнейсо-граниты и гранит-пегматиты, мусковитоносные, керамические или редкометальные, во внешней — вкрапленность свинцово-цинковых сульфидов, кварцевые, кварцево-карбонатные и полиметаллические жилы, ртутная минерализация. Далее отмечаются месторождения киновари, нефти и газа. Несомненно, что все это свидетельствует о тесной связи рассматриваемого оруденения и метасоматизма с процессами регионального метаморфизма и гранитообразования. При этом имеется в виду не столько прогрессивный, сколько сопряженный с ним регрессивный (пневматолито-гидротермальный и гидротермальный) этап регионального метаморфизма. Дело в том что метасоматическое минералообразование развивалось в основном несколько позже собственно метаморфических минералов прогрессивного этапа метаморфизма, в условиях начала падения Р и, вероятно, Т. Это отчетливо видно в разных зонах метаморфизма и, в частности, в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. В последней золотоносные зоны сопровождаются регионально выраженными гидротермальными (регрессивными) изменениями. В амфиболитовой зоне процессы муковитообразования в пегматитах также развивались в регрессивный этап метаморфизма. Более того, учитывая выполненные исследования [20] и др., можно полагать, что формирование гранитов и пегматитов также происходило в регрессивный этап, во всяком случае, в условиях квазинизотермического падения общего давления. Снятие части давления в тектонических зонах рассланцевания явилось одной

из основных причин, обусловивших приток в них метаморфических растворов и в конечном итоге — рудообразование.

В связи с дифференциальной активностью и подвижностью Na и K при метаморфогенно-метасоматических процессах намечаются два этапа — ранний натриевый и постепенно сменяющий его калиевый. С натриевым этапом в амфиболитовой фации связано образование гнейсо-мигматитовых куполов и ранних плагноклазовых гранит-пегматитов, в зеленосланцевой фации этому периоду соответствует образование основной прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализации. В калиевый этап в амфиболитовой фации формируются микроклиновые мусковитоносные пегматиты, в зеленосланцевой — кварцевые жилы малосульфидной формации. Иначе говоря, халькофильная минерализация и плагноклазовые пегматиты формируются в условиях повышенной активности Na, литофильная — при более высокой активности K.

Физико-химические особенности рудообразующего метаморфизма и метасоматизма

Процесс минералообразования протекает в широком диапазоне температур от 500—550° С и выше до 100—50° С. Существует большой разрыв температур начала и окончания кристаллизации одного и того же минерала. Для кварца эта разница в высокотемпературных фациях метаморфизма достигает 250—300° С и более, что существенно осложняет получение усредненных данных, характеризующих процесс рудообразования.

Максимумы температур декрипитации и гомогенизации кварца из разных зон метаморфизма и различных последовательно сменяющихся минеральных ассоциаций слабо или почти не отличаются. Наиболее информативны температуры, характеризующие начало кристаллизации. Они действительно уменьшаются по мере развития процесса минералообразования, но незначительно, что свидетельствует о малом градиенте T . Разница в значениях температур начала кристаллизации между сопряженными разновременными ассоциациями составляет всего 10—30° С [16].

Для золотоносной минерализации, развитой на средних и нижних горизонтах зеленосланцевой фации среди позднедокембрийских углеродистых толщ, эти температуры начала кристаллизации по данным гомогенизации включений составили: 380° С для пиритовых линз и прожилков, 380—360° С для кварцево-пиритовых, 380—340° С для пирито-кварцевых прожилков и 360—320° С для кварцевых жил.

Температурный градиент (ΔT) по латерали вкrest простирающихся рудных зон 1—8° С на 1 км, по простираению зон 0,5—1° С на 1 км и менее, в местах периклинального погружения складок и зон 1—5° С на 1 км, т. е. на уровне значений обычного температурного градиента зонального регионального метаморфизма. Последний в местах максимально сближенного развития изоград метаморфизма имеет 5—6° С на 1 км, а в поле однородного метаморфизма зелено-

сланцевой фации вообще не улавливается, за исключением более или менее локальных участков овальной формы, где на глубине можно ожидать наличие дополнительных, осложняющих общую температурную региональную зональность зон гранитизации и гранито-гнейсовых куполов.

По вертикали температурный градиент также незначительный, в среднем 30—50°С на 1 км, т. е. соответствует обычному геотермическому градиенту или незначительно превышает его. Благодаря этому и возникают благоприятные условия для формирования крупных по простиранию и падению минерализованных зон с относительно низкими содержаниями полезных компонентов. По этой же причине контакты рудных тел весьма расплывчатые, постепенные, а границы рудных тел устанавливаются преимущественно только по данным опробования. Слабо минерализованные породы по мере усиления интенсивности рудной вкрапленности постепенно переходят в рудные тела.

Общее давление рудообразующих флюидов ($P_{\text{общ}}$) значительно превышало литостатическое ($P_{\text{лит}}$). Судя по соотношению газовой и жидкой фаз включений и их общему составу, оно было весьма значительным: не менее 30—100 МПа. В прогрессивный прерудный этап метаморфизма $P_{\text{общ}}$ согласно типоморфным парагенетическим ассоциациям метаморфических минералов на 50—200 МПа превышало $P_{\text{лит}}$, рассчитанное на основе многочисленных палеостратиграфических разрезов. Главное значение имело при этом, видимо, избыточное давление метаморфизирующих и метасоматизирующих флюидов.

Главную роль в составе газовой-жидких включений минералов, по данным И. В. Коновалова [16], Н. В. Вилора и Ф. А. Летникова, В. Г. Моисеенко [24], материалам других исследователей и данным автора, помимо H_2O , играли CO_2 , CO , CH_4 , S , As , F , H_2 и N_2 . Особенно важно отметить CO_2 , который определял в основном состав включений и общий режим щелочности-кислотности растворов. Валовое содержание CO_2 в включениях жильного кварца, залегающего среди пород зеленосланцевой фации метаморфизма, содержащих Mg-Fe карбонаты, изменяется в пределах 55—230 г/м³, составляя в среднем около 130 г/м³. Наиболее высокие содержания CO_2 в газовой-жидких включениях, вплоть до наличия включений жидкого CO_2 , отмечаются в амфиболитовой фации. В то же время в составе минерализованных зон и отдельных рудных тел количество CO_2 , заимствованного из растворов (привнесенного), наоборот, уменьшается при понижении степени метаморфизма вмещающих пород, что является следствием активного участия его в минералообразовании. При процессах метасоматического минералообразования связывается до 110—160 кг CO_2 в 1 м³ рудных зон.

Помимо степени метаморфизма (РТ-условий минералообразования), определяющее значение на содержание CO_2 в газовой-жидких включениях оказывает также состав рудовмещающих толщ, в том числе расположенных как на уровне локализации орудене-

ния, так и в глубинных зонах метаморфизма и гранитизации — в области генерации рудоформирующих флюидов. При прочих равных условиях концентрация углекислоты во включениях и роль ее при процессах метасоматоза и минералообразования находится в прямой зависимости от содержания в этих толщах. Низкое содержание карбонатных пород в общем разрезе метаморфических толщ определяет весьма слабое развитие углекислого метасоматоза и низкую концентрацию CO_2 в составе включений и, наоборот, повышенное содержание карбонатных пород в разрезе приводит к интенсивному развитию синрудного углекислого метасоматоза и высокому содержанию CO_2 во включениях.

Аналогичным, но менее четко выраженным образом, содержание других компонентов, в том числе Na, K, Ca, S, Mg, As, в составе газовой-жидких включений рудообразующих растворов также находится в тесной зависимости от концентрации их во вмещающих метаморфических толщах. В конечном счете все это, в комплексе с первичным составом ювенильных метаморфизирующих флюидов, и определяет металлогеническую специализацию регионов.

В составе газовой-жидких включений Na обычно преобладает над K. В то же время в составе жил и рудных зон K, наоборот, преобладает над Na. Причем по мере развития процесса минералообразования и рудоотложения содержание калия в руде (в жиле) и в околожильно-измененных породах растет (за счет развития слюд и появления полевого шпата), а во включениях убывает. Эта закономерность устанавливается как в пределах одного месторождения при переходе от нижних горизонтов к верхним и от до-рудных генераций к продуктивным, так и на различных месторождениях по мере уменьшения РТ-условий их формирования.

При развитии процесса минералообразования содержание K в составе газовой-жидких включений уменьшается, а в рудных телах возрастает. При этом чем более значительно возрастает содержание K в руде и в околожильных породах, тем более существенно уменьшается оно в составе включений.

Такие же закономерности устанавливаются и в поведении других элементов, в том числе Na, As, S, CO_2 , Cl, Ca и Mg. Содержание их во включениях по мере развития минералообразования падает, а в рудных телах возрастает. В пределах рудоносных жил газовой-жидкие включения кварца предрудной минеральной ассоциации оказываются наиболее богатыми этими компонентами (рис. 28).

Анализируя все эти данные, очевидно, можно предположить, что газовой-жидкие включения, законсервированные в жильных минералах, представляют собой в образованиях метаморфогенно-гидротермального типа не «маточные», а «отработанные» растворы, в значительной мере отличающиеся от состава исходных рудообразующих [5].

В рудных телах между содержанием компонентов в последовательно развивающихся разновременных минеральных ассоциаци-

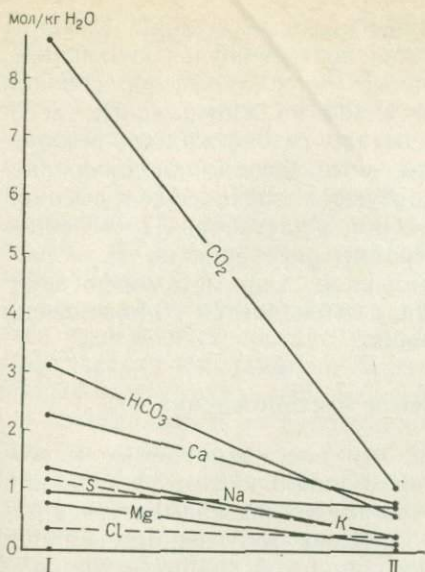


Рис. 28. Эволюция химического состава газовой-жидких включений, содержащихся в метаморфогенном золотоносном жильном кварце.

I — состав включений в кварце дорудных генераций, II — в кварце продуктивных минеральных ассоциаций

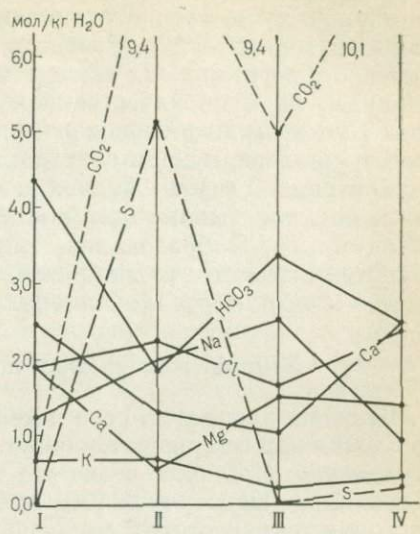


Рис. 29. Эволюция химического состава газовой-жидких включений в постмагматическом золотоносном кварце умеренносульфидной формации.

Стадии минерализации: I — дорудная, II, IV — слабо продуктивные, III — основная продуктивная. По данным В. Г. Моисеевко [24]

ях и в газовой-жидких включениях, законсервированных в кварце этих ассоциаций, устанавливается обратная зависимость. Отклонения отмечаются в тех случаях, когда сравниваемые разновременные минеральные ассоциации размещены в породах различного исходного состава.

Все это свидетельствует о том, что рассматриваемое метаморфогенно-гидротермальное минералообразование происходит в условиях, близких к застойным, по существу, из одной волны растворов. В то же время тот факт, что метаморфические пояса и развитое в них оруденение контролируются зонами повышенной проницаемости растворов — глубинными разломами, не позволяет считать эти процессы минералообразования полностью застойными, т. е. развивающимися в условиях закрытой системы. На это же указывает и наличие вертикальной зональности в развитии метасоматитов.

Постмагматическое рудообразование в этом отношении значительно отличается. Как можно заключить из работ многих исследователей, при постмагматическом рудообразовании состав растворов не меняется так постепенно и однонаправленно в сторону уменьшения их концентрации. Он протекает в условиях значительно более открытой системы. В отличие от метаморфогенного рудо-

образования, характерно поступление нескольких волн (стадий) растворов, существенно отличающихся по составу и соотношению компонентов (рис. 29). Разностадийные минеральные образования могут существенно отличаться не только по минеральным ассоциациям, но и по качественному составу газовой-жидких включений. При этом последующие минеральные ассоциации по сравнению с предшествующими характеризуются часто более высокой концентрацией газовой-жидких включений и растворов. Постепенное эволюционное уменьшение концентрации растворов по мере развития минералообразования, типоморфное для метаморфогенно-гидротермального рудообразования, наблюдается практически только в рамках стадии минерализации.

Зональность рудных полей и месторождений

Широко распространено мнение, что рассматриваемые месторождения характеризуются отсутствием зональности в размещении оруденения. Наиболее четко эта точка зрения высказывается в работах Н. В. Петровской [30] и С. Д. Шера [36] в применении к месторождениям золота древней докембрийской кварцево-жильной формации, отнесенных нами к метаморфогенно-гидротермальному типу. Многочисленные публикации согласуются с этими представлениями. Так, например, по данным Ч. Ф. Парка и Р. А. Мак-Дормида, на месторождении Морру-Велью в главном рудном теле, вытянутом по простиранию почти на 5 км и прослеженном на глубину более 2,6 км, сколько-нибудь заметных изменений в минерализации на всем протяжении не отмечается. Руда из наиболее глубоких выработок ничем не отличается от руды, добытой около поверхности. Даже отношение мышьяка к золоту остается тем же. С. Д. Шер [36, с. 33], основываясь на анализе литературных данных зарубежных геологов при характеристике золоторудных месторождений провинции Киватин Канадского щита (рудные поля Поркьюпайн и Керкленд-Лейк), успешно отрабатывающихся до глубин 0,5—2 км, указывает, что «... при таких больших глубинах отработок почти ни в одном из месторождений не наблюдалось вертикальной зональности или направленного изменения интенсивности оруденения с глубиной». Отсутствие зональности отмечается и в месторождениях других регионов. Все это согласуется с низкими значениями градиентов P и T , характеризующими условия метаморфического рудообразования.

Детальный анализ показывает, что зональность в размещении оруденения рассматриваемого типа все же выражена, хотя и обычно очень слабо. Как уже отмечалось на примере одного из докембрийских регионов [8], в соответствии с классификацией В. И. Смирнова проявляются следующие типы зональности: региональная, рудных полей и отдельных рудных тел.

Региональная зональность обусловлена метаморфической — изменением PT -условий метаморфизма, синхронных оруденению. При изменении степени метаморфизма пород меняются

характер оруднения, его минеральный состав и интенсивность. Контрастность зональности, очевидно, очень слабая из-за низких значений градиентов Р—Т метаморфизма и рудообразования. Переходы между различнофациальными зонами метаморфизма и оруднения постепенные.

Зональность рудных полей выражена очень слабо или вообще не проявлена. В пределах различных рудных полей, расположенных в одной и той же зоне метаморфизма, устанавливаются лишь незначительные изменения в содержании одних и тех же минералов.

Зональность рудных тел наиболее контрастна. Выделяются зональность состава вмещающих пород, фациальная, метасоматическая и стадийная. Первая очень хорошо проявлена в различных провинциях, что было показано при рассмотрении влияния состава пород на рудоотложение. Жилы, развитые в известняках, кальцитовые и не золотоносные, в кремнистых породах — кварцевые золотоносные. Фациальная зональность (зональность отложения) также проявляется, но обычно слабо. Для ее выявления необходимы детальные наблюдения. Она обуславливает изменение состава рудных тел и зон по их простиранию и падению в соответствии с изменением Р-Т-Х-условий рудообразования. Как отмечалось, в зеленосланцевой фации образуются зональные пирит-пирротиновые минерализованные зоны. В рудных телах при увеличении глубины рудообразования, хотя и очень медленно, но обычно уменьшается содержание золота и серебра, а также, как правило, и количество сульфидов полиметаллической ассоциации, возрастают содержание пирротина и пробность золота. Так, например, на месторождении Колар, которое считается типичным представителем «незональных» месторождений, содержание золота на верхних горизонтах в среднем 23,3—15,6 г/т, а на глубинах 3 км — 5,5—4,7 г/т. Возрастание содержания пирротина с глубиной отмечается на месторождении Хомстейк. Одновременно уменьшается количество пирита.

Метасоматическая зональность проявляется в зональном строении жил и минерализованных зон на фоне зонального метасоматического замещения вмещающих пород. Зальбанды и верхние части жил часто сложены кальцитом, анкеритом, альбитом, в то время как центральные части (ядра) преимущественно кварцевые. Этим обусловлено симметрично-зональное строение жил, особенно характерное для маломощных прожилков.

Стадийная зональность отсутствует или проявлена, но очень слабо.

Таким образом, рассмотренная зональность по мере перехода от региональной к зональности отдельных рудных тел постепенно изменяется от неконтрастной до контрастной, т. е. в обратном направлении по сравнению с изменением контрастности зональности, присущей, по данным В. И. Смирнова, постмагматическим месторождениям.

Эволюция метаморфических поясов и куполов и связанного с ними оруденения

Условия развития и рудогенерирующая роль процессов метаморфизма и гранитизации в различные периоды истории Земли не были одинаковыми. Предварительно намечается шесть основных этапов метаморфизма, имеющих отличительные особенности: архейский (древнее 3500 млн. лет), палеопротозойский (3500—2600 млн. лет), мезо-неопротозойский (2600—1000 млн. лет), позднебайкальский (650—500 млн. лет), палеозойский и мезозойский.

Архейским комплексам свойственны глубоко метаморфизованные (в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций) супракрустальные гнейсовые комплексы, повсеместно мигматизированные и гранитизированные [31]. Массивы мигматитов и метаморфогенных гранитов слагают крупные овалы различной, часто сложной формы, разделенные небольшими останцами глубоко-метаморфизованных пород. Слабоизмененные породы зеленосланцевой или эпидот-амфиболитовой фации отсутствуют. Метаморфическая зональность не наблюдается или крайне слабо выражена, в связи с этим метаморфогенно-гидротермальное оруденение отсутствует. Типоморфны метаморфогенные месторождения железа (полосчатые магнетитовые руды), графита, мраморов, силлиманита.

Древние зональные метаморфические пояса и купола, по данным Л. И. Салопа [31], образуются начиная лишь с палеопротозоя. Соответственно, с этого времени и формируется метаморфогенно-гидротермальное оруденение. В палеопротозое породы метаморфизуются неравномерно в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Гранулитовая фация метаморфизма отсутствует. Проявления гранитизации интенсивно выражены, но локализируются не беспорядочно, как это характерно для архея, а группируются в рои и пояса («стада»), контролируемые глубинными разломами. Слабометаморфизованные породы зеленосланцевой фации выполняют относительно узкие, сильно сжатые синклинорные прогибы и килевидные синклинали, зажатые между гранито-гнейсовыми и мигматитовыми куполами и поясами (рис. 30, а, б). Процессы гранитизации и мигматизации интенсивно проявлены. Типичные примеры — палеопротозойские зеленокаменные пояса («троги») Африки, Канады, Австралии и других континентов. К ним приурочены, по-существу, все основные наиболее крупные золоторудные месторождения — Колар, Хатти, Гадагское в Индии, Поркьюпайн и Керкленд-Лейк в Канаде, Морру-Велью в Бразилии, Калгурли и Кулгарди в Австралии и др. Общая типоморфная особенность этих поясов — весьма крупные размеры площадей распространения зон гранитизации и мигматизации, постоянно окружающей рудовмещающую зеленосланцевую фацию, повышенное развитие в составе метаморфизируемых толщ основных эффузивов и наличие прослоев углеродистых сланцев (часто имеющих, как и эффузивы, повышенный кларк золота), избирательная

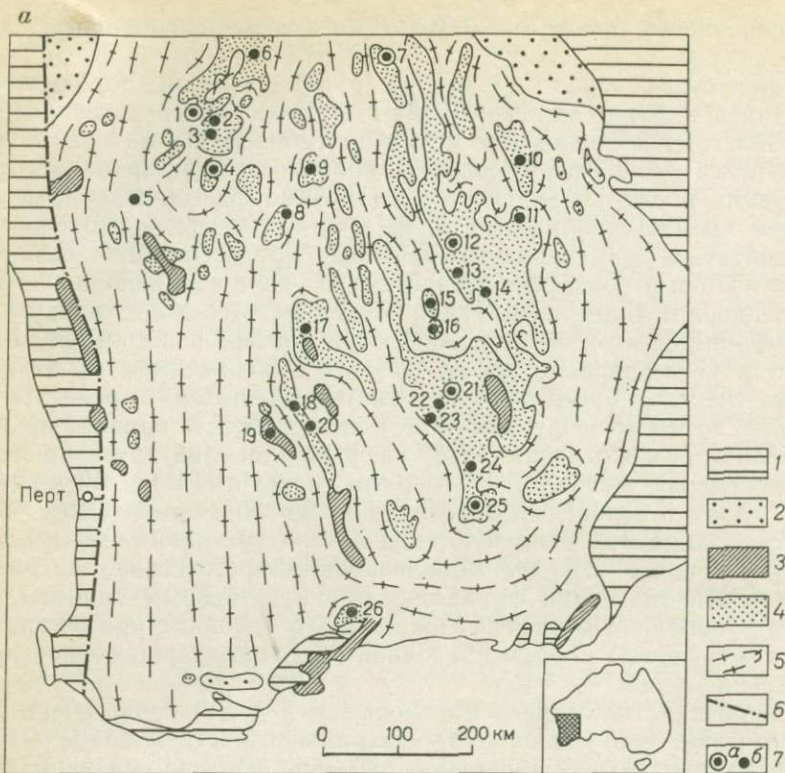
приуроченность золотого оруденения к зеленосланцевой фации.

Ранее существовало мнение, что рудовмещающие породы зеленосланцевой фации метаморфизма в пределах зеленокаменных поясов залегают несогласно по краям прогибов на мигматитах и гранито-гнейсах, т. е. сформировались позже основных процессов гранитизации и высокотемпературного метаморфизма. Однако в последнее время установлено [31, 42], что эти представления не могут считаться достоверными: основные процессы метаморфизма, гранитизации и реоморфизма протекали уже после накопления рудовмещающих толщ и захватили последние. Переходы между различнофациальными метаморфическими зонами постепенные. Различия в метаморфизме пород связаны с положением их относительно участков массовой гранитизации (гранитов) и реактивированного архейского фундамента, обнаженного в ядрах куполов. Последние резко отличаются от гнейсовых овалов архея не только значительно меньшими размерами (чаще всего 10—40 км), но и строением и условиями образования. В отличие от архейских овалов, они зональные и именуются в литературе окаймленными куполами: в ядрах выходят мобилизованный регрессивно метаморфизованный архейский фундамент и анатектические граниты, по краям — зонально метаморфизованные (в условиях прогрессивного метаморфизма) породы покровной осадочно-вулканогенной протозойской толщи.

В большинстве случаев метаморфизм пород покрова очень быстро убывает при удалении от центральной части куполов (гнейсов фундамента). Обычно уже в 200—500 м выше основания покровной толщи амфиболитовая фация метаморфизма сменяется регионально развитой зеленосланцевой. Типоморфное оруденение золотое, в меньшей мере урановое и редкоземельное. В рудных телах характерно повышенное содержание сидерофильных элементов, что согласуется с повышенным кларком этих элементов (прежде всего Fe, S, Au) в рудовмещающих осадочно-вулканогенных толщах. Минерализованные участки образуют крупные металлогенические зоны и рудные пояса, протягивающиеся на десятки — сотни километров, вытянутые согласно с глубинными разломами, контролирующими линейное развитие процессов метаморфизма и гранитизации.

Мезо-неопротозойские метаморфические пояса и сопровождающие их метасоматиты развиваются вдоль глубинных разломов, пересекающих кристаллическое основание древних щитов и платформ. Метасоматиты регрессивны по отношению к гранитизированным породам субстрата, сопровождаются преимущественно редкоземельной минерализацией. Сульфидная минерализация не характерна.

Метаморфические пояса и купола байкальской тектонической эпохи имеют наиболее крупные линейные размеры и наиболее четко выраженное зональное строение. Протяженность метаморфических поясов составляет сотни километров,

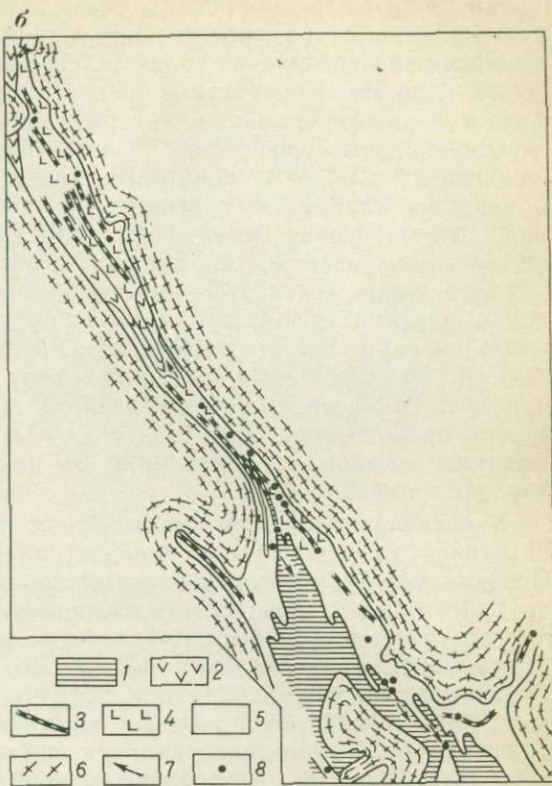


горизонтальная мощность — десятки километров (40—60 км и более). Горизонтальная мощность отдельных метаморфических зон от 3—5 до 10—30 км, степень метаморфизма изменяется от хлорит-серицитово-цеолитовой субфаций в обрамлении поясов до амфиболитовой — в их центральной «осевой» части. Размещение метаморфических поясов контролируется крупными хорошо выраженными трансрегиональными глубинными разломами, развивающимися преимущественно на стыке древних докембрийских платформ с мобильным складчатым обрамлением [7]. Внутреннее строение метаморфических поясов сложное, блоковое. Наряду с регионально выраженной зональностью выделяются частные гнейсовые и гранито-гнейсовые купола, вытянутые вдоль осевой зоны метаморфического пояса (см. рис. 25). Степень эродированности куполов неодинакова в различных блоках. При прочих равных условиях наиболее слабо эродированы фланговые части поясов. По РТ-условиям рудообразующий метаморфизм относится к дистен-силлиманитовому типу, $P_{\text{общ}}$ достигало 600—900 МПа и, возможно, более высоких значений, что на 150—200 МПа превышало давление литостатическое. Температура достигала 650—700° С. Типоморфное оруденение — золото, свинцово-цинковое, а также

Рис. 30. Характер размещения зеленокаменных поясов и положение в них золоторудных месторождений. По С. Д. Шеру [36].

а — Ийгарнское ядро Западно-Австралийского щита. 1 — отложения платформенного щита (Mz—Kz); 2 — платформенные отложения серии налагайн (Pt); 3 — трогги на щите, выполненные терригенными породами серии вайтстоун; 4 — трогги на щите, выполненные зеленокаменными вулканогенными породами основного состава серии гринстоун; 5 — архейские граниты и гнейсы; 6 — глубинные разломы; 7 — золоторудные месторождения; а — из которых добыто более 10 т золота, б — прочие.

б — Золоторудное поле Ийгарри. 1 — осадочные породы; 2 — средне- и крупнозернистые амфиболиты и ультрабазиты; 3 — породы полосчатой железистой формации; 4 — метабазалты и их пирокласты; 5 — нерасчлененные зеленокаменные породы; 6 — граниты и гранито-гнейсы; 7 — направления склоения шарниров складок; 8 — золоторудные месторождения



мусковитоносные и керамические пегматиты — слагают регионально протяженные металлогенические зоны и пояса, коррелирующиеся с метаморфической зональностью.

Палеозойские рудогенерирующие метаморфогенные образования представлены в основном локальными, слабо вскрытыми гранито-гнейсами и метаморфическими куполами, образующими в совокупности прерывистые пояса, которые фиксируются на современном эрозионном срезе преимущественно низкими фациями метаморфизма. Купола слегка вытянуты вдоль глубинных разломов. Последние в верхнем рудолокализующем ярусе плохо выражены, фиксируются по совокупности косвенных признаков и относятся к категории скрытых. Отмечается избирательная приуроченность куполов к узлам сочленения различно ориентированных систем разломов.

Протяженность отдельных куполов в длину достигает 2—10 км, редко более, в поперечнике 2—4 км. Метаморфизм палеозойских пород на уровне эрозионного среза, судя по температурам кристаллизации типоморфных минеральных ассоциаций, даже в центральных частях куполов обычно не превышает эпидот-амфиболитовой

фации. В то же время породы весьма интенсивно дислоцированы и будинированы на уровне, характерном для высокометаморфизованных протерозойских толщ, залегающих в ядрах древних гнейсовых куполов. Контрастны процессы дислокационной метаморфической дифференциации, которые выражаются в развитии сегрегационно-метаморфических эпидотовых, эпидот-кальцитовых, альбитовых, альбит-мусковитовых, альбит-серицитовых, кварцевых и кварцево-карбонатных прожилков и прожилковидных выделений. Птигматитовая складчатость при субгоризонтальном залегании осевых поверхностей складок — обычное явление. В ядрах куполов часто отмечается выжатый регенерированный материал докембрийских пород фундамента, подвергшийся регрессивному метаморфизму. Все это указывает на аномально повышенное давление (ориентированное субвертикально) при формировании таких куполов. Реконструкция палеоразреза также показывает существенное преобладание $P_{общ}$ над $P_{лит}$. Резко выраженное запрокидывание складок в направлении от центральной части куполов хорошо проявлено.

К периферии куполов метаморфизм пород быстро ослабевает, опускаясь до регионально распространенной цеолитовой фации. Переход между метаморфическими зонами происходит на коротких расстояниях. Мощность отдельных метаморфических зон может достигать всего несколько сотен метров, обычно 1—3 км. Очевидно, по фаціальным особенностям этот метаморфизм не может, строго говоря, рассматриваться как региональный или регионально-плутонический. Это, видимо, своеобразный «купольный» тип метаморфизма, характеризующийся аномально повышенными давлениями $P_{общ}$ и $P_{фл}$ и локальными формами проявления в узлах сочленения различно ориентированных систем глубинных разломов. Типоморфное оруденение — золотое, золото-редкометальное располагается зонально вокруг куполов (рис. 31). Поэтому выявление их имеет важное поисковое значение.

Мезозойские метаморфические купола и вообще метаморфические преобразования пород этой эпохи еще только начинают привлекать к себе внимание. Вместе с тем, судя по первым данным, мезозойские рудогенерирующие купола — нередкое явление. Важная роль их уже показана на примере отдельных регионов [2, 11] и др. Купола контролируются узлами сочленения глубинных разломов.

Метаморфические преобразования пород в них весьма похожи на контактовые роговики, однако пространственно не связаны с гранитными массивами, имеют большую протяженность в плане и по вертикали. Типоморфное оруденение — золотое малосульфидной кварцевожильной формации, золото-редкометальное и редкометальное (оловянное, вольфрамовое, оловянно-вольфрамовое) — пространственно четко ассоциирует с куполами. В отличие от оруденения более древних эпох, характерно пониженное содержание сульфидов. Интрузивные граниты, часто тяготеющие к ядерным частям куполов, построудные, как и обычно.

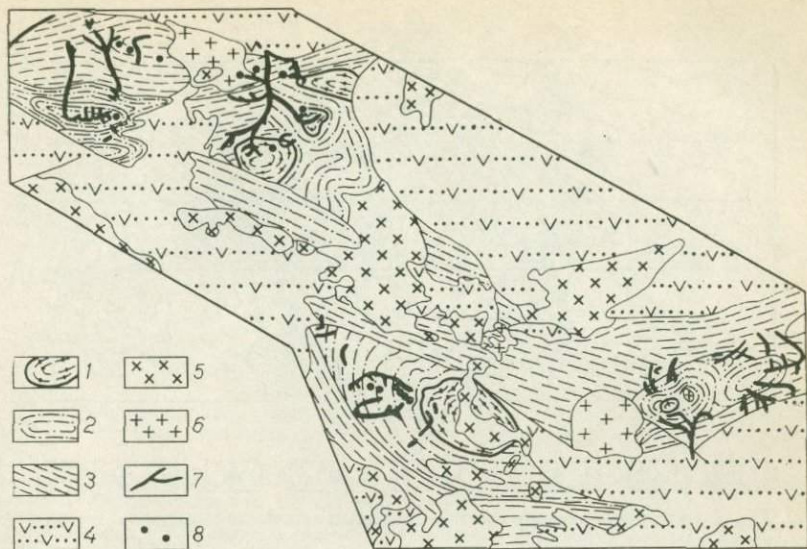


Рис. 31. Схема размещения проявлений золота в районах распространения слабоэродированных метаморфических куполов. По Л. В. Эйришу.

1 — апикальные части куполов (высокотемпературная ступень зеленосланцевой — низкотемпературная ступень метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации); 2 — хлорит-серicitовая зона метаморфизма; 3 — эпигенезированные породы, претерпевшие наиболее слабый метаморфизм; 4 — постметаморфические вулканогенно-осадочные образования; 5 — постметаморфические граниты; 6 — граниты дометаморфические, предположительно раннеинверсионные; 7 — золотоносные россыли; 8 — коренные рудопроявления и месторождения золота

Рассмотренная эволюционная направленность в изменении характера проявления процессов метаморфизма согласуется, очевидно, с общим изменением температурного режима земной коры — постепенным понижением температурного градиента на фоне увеличения ее мощности и все большей локализации в связи с этим процессов метаморфизма, гранитизации и оруденения вдоль отдельных зон повышенной проницаемости. Существенное влияние оказывает и различная металлогеническая специализация исходных метаморфизуемых и рудовмещающих толщ — постепенное возрастание в них по мере уменьшения возраста содержания редкометалльных элементов на фоне уменьшения содержания редкоземельных и сидерохалькофильных.

Зависимость оруденения от глубины эродированности метаморфических поясов и куполов

В зависимости от глубины эродированности метаморфических поясов и куполов можно выделить четыре основных случая в распределении минерализации (рис. 32, 33).

Первый случай — метаморфические пояса и купола глубоко эродированы, вскрыты их нижние корневые части, представленные биотитовыми гранитами и гранито-гнейса-

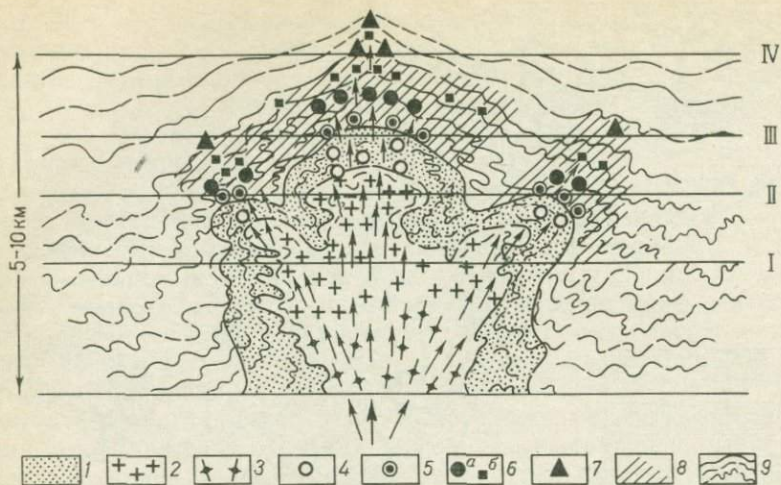


Рис. 32. Схема строения рудогенерирующего гнейсо-гранитного купола (поперечное сечение).

Различные возможные эрозионные уровни: IV — купол не эродирован, III — слабый эрозионный срез, II — умеренный эрозионный срез, I — глубинный (подрудный).

1 — кристаллические сланцы (эпидот-амфиболитовая и более высокотемпературные фации метаморфизма); 2 — метаморфогенные пегматиты и мигматиты; 3 — биотитовые палингено-метасоматические граниты и гнейсограниты; 4 — высокотемпературные незолотоносные кварцевые жилы; 5 — золотоносные зоны повышенной прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации в ассоциации с золотоносными кварцевыми жилами малосульфидной формации; 6 — золотоносные жилы малосульфидной ассоциации (а — содержание золота в рудах преобладает над серебром, б — содержание серебра незначительно преобладает над золотом); 7 — золотоносные кварцевые жилы малосульфидной формации, в которых содержание серебра в 3-4 раза и более преобладает над золотом; 8 — ореолы развития рудосных метаморфогенно-гидротермальных метасоматитов; 9 — область распространения зеленосланцевой фации метаморфизма. Стрелками показано направление движения метаморфизирующих и рудогенерирующих флюидов

ми. Вещающие породы по степени метаморфизма отвечают гранулитовой фации и нижним наиболее высокотемпературным (силлиманитовой и дистен-силлиманитовой) подзонам амфиболитовой фации. Оруденение вокруг куполов и метаморфических поясов отсутствует. Как видно из рис. 32, 33, мы имеем дело с нижним подрудным эрозионным срезом. Такая геологическая ситуация отмечена прежде всего для районов распространения архейских, а также нижне- и среднепротерозойских метаморфических комплексов, редко — в связи с более молодыми метаморфогенными поясами и куполами.

Метаморфогенное золотое оруденение в пределах таких глубокоэродированных геоблоков следует искать лишь в наиболее слабо эродированных участках — в межкупольных прогибах и останцах, характеризующихся зеленосланцевой степенью метаморфизма, или в наложенных зонах регрессивных диафторитов с магnezально-железистыми карбонатами, серицитом и пиритом. В последних часто отмечаются сближенные кварцевые жилы и прожилки, зоны окварцевания и пиритизации, содержащие довольно крупное самородное золото, приводящее к образованию золотоносных россыпей с высокой пробой.

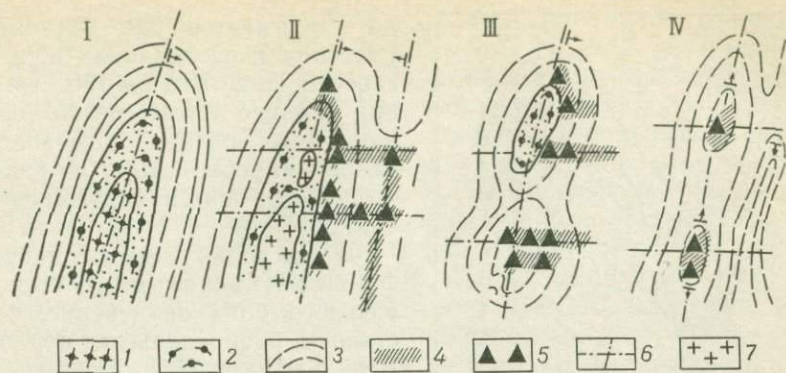


Рис. 33. Принципиальная схема размещения золотоносных проявлений в зависимости от глубины эрозионного среза метаморфических поясов и куполов (в плане).

I — метаморфические пояса и купола глубоко эродированные, II — умеренно эродированные, III — слабо эродированные, IV — неэродированные.

1 — биотитовые граниты, кристаллические сланцы дистен-силлиманитовой и более высоких зон метаморфизма; 2 — кристаллические сланцы гранат-мусковитовой — дистен-ставролитовой зон метаморфизма; 3 — породы зеленосланцевой фации метаморфизма; 4 — ореолы распространения золотоносных метасоматитов; 5 — золоторудные проявления и месторождения; 6 — зоны разрывов; 7 — метаморфогенные гранит-пегматиты. Стрелками показано направление падения разрывов и пликативов

Второй случай — вскрыты средние уровни метаморфических поясов, характеризующиеся в центральных частях гнейсовыми и гранит-пегматитовыми поясами и куполами и наличием пегматитов и гранит-пегматитов, часто мусковитоносных с интенсивно проявленным кварцево-мусковитовым замещающим комплексом (см. рис. 25). Такие метаморфические пояса присущи прежде всего байкальской металлогенической эпохе. Метаморфизм пород в ядерных частях куполов и метаморфических поясов отвечает эпидот-амфиболитовой фации и верхним (дистен-ставролитовой и дистеновой) зонам амфиболитовой фации, в крайних частях — регионально распространенной зеленосланцевой фации. Оруденение представлено средне- и высокотемпературными минеральными ассоциациями, в региональном плане располагается вокруг куполов и поясов, окаймляет их или находится на некотором удалении от них (до 30—50 км и более) в связи с развитием сопряженных «дочерних» куполов, не вскрытых эрозионным срезом и осложняющих крылья основных купольных структур и метаморфических поясов (см. рис. 32). При этом характерно, что метаморфогенная минерализация локализуется в основном лишь со стороны всячего бока асимметрично построенных поясов и куполов, что, в свою очередь, обусловлено наклонным залеганием зон глубинной проницаемости, контролирующими их развитие. В результате этого оруденение располагается не симметрично-зонально вокруг куполов и метаморфических поясов, а лишь со стороны всячих боков глубинных разломов и зон трещиноватости, контролирующих развитие процессов метаморфизма и гранитизации. Этот фактор, очевидно, весьма существенный, однако не всег-

золота различная — от высокой до низкой, преимущественно средняя (800—870).

В развитии минерализации определяющими являются кварцево-жильный и жильно-прожилковый россыпеобразующие минерально-морфологические типы со свободным сравнительно крупным золотом, в том числе: 1) хорошо выраженные и очень протяженные межпластовые кварцевые жилы стратиформного типа, нередко расположенные в виде нескольких ярусов (этажей), контролируемых горизонтами благоприятных пород — пластами и пачками углеродсодержащих алевролитов и алевросланцев среди песчаников; 2) секущими и послонно-секущими зонами сближенных кварцевых жил и прожилков штокверкового типа в горизонтах алевролитов, заключенных среди песчаников; 3) послонно-штокверковыми зонами сближенных кварцевых прожилков при подчиненной роли кварцевых жил — в горизонтах и пластах песчаников. Наиболее интересны в практическом отношении первая и вторая группа образований. Внутрипластовые штокверки среди песчаников обычно незолотоносны либо слабозолотоносны.

Золотоносные зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, заслуживающие практического внимания, в связи со слабо эродированными куполами проявлены значительно слабее, чем с умеренно эродированными куполами. Основное значение имеет жильное и жильно-прожилковое оруденение.

Четвертый случай — метаморфические пояса и купола не вскрыты. Связь оруденения с последними наиболее гипотетична. Метаморфизм пород не выше хлорит-серицитовой субфации зеленосланцевой фации. Различия в степени метаморфизма устанавливаются с большим трудом и выявляются лишь в перекристаллизации первично-осадочного материала — в новообразованной структуре и текстуре пород. Наиболее интенсивно метаморфизованные породы, фиксируемые в ядерных частях антиклиналей, характеризуются наиболее крупнозернистой структурой пелитовых разностей пород. Развитие куполов на глубине можно предположить по косвенным данным: наличию зон разуплотнения, фиксируемых геофизическими методами и интерпретируемых как зоны гранитизации, и по форме антиклинальных складок — близкой к куполовидной. Определяющим в развитии оруденения является кварцевожильный тип минерализации со свободным самородным золотом, при благоприятных геоморфологических и палеоклиматических условиях приводящий к формированию золотоносных россыпей. В золотоносных рудах серебро может в 2—4 раза преобладать над золотом. Проба золота средняя (преимущественно) и низкая. Характерно в некоторых случаях наличие в жилах и боковых метасоматитах блеклых руд и адуляра.

Выводы

1. Устанавливается тесная зависимость минерального состава и интенсивности оруденения от степени метаморфизма вмещающих пород: по мере его усиления температуры минералообразова-

ния возрастают. Это свидетельствует о развитии оруденения и процессов метаморфизма в условиях практически одного и того же температурного поля.

2. Переходы между минерализацией соседних метаморфических зон постепенные, как и между степенью метаморфизма вмещающих пород.

3. Метасоматические процессы, сопровождающиеся рудообразованием, развиваются зонально в соответствии с метаморфической зональностью прогрессивного этапа; для каждой зоны метаморфизма характерны свои типоморфные метасоматиты: для амфиболитовой — раннещелочные плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые и кварц-мусковитовые метасоматиты на фоне развития мусковитовых и керамических пегматитов, для эпидот-амфиболитовой — кислотное окварцевание и кварцевые жилы, иногда с редкометальной и редкоземельной минерализацией, для зеленосланцевой — более щелочные углекисло-кальциевые метасоматиты березит-лиственитовой формации с сопутствующей золото-сульфидной минерализацией, для цеолитовой зоны — кварц-карбонатные жилы и зоны метасоматитов с полиметаллической, золото-серебряной и другой сопутствующей минерализацией. Характерно в ряде случаев развитие позднего адуляра и повышенных количеств кальцита, ореолов ртути.

4. Температура образования рудоносных минеральных ассоциаций определяется степенью метаморфизма пород. Однако при этом совпадает с последней лишь в среднетемпературных зонах метаморфизма, в высокотемпературных зонах она ниже (на 50—350° С), а в низкотемпературных, наоборот, выше (на 50—150° С). Т метаморфизма пород. Это свидетельствует, во-первых, о развитии метаморфогенно-гидротермального рудообразования в заключительный регрессивный этап метаморфизма и, во-вторых, о том что в рудолокализирующие низкотемпературные зоны метаморфизма рудообразующие растворы поступали извне — из более высокотемпературных зон метаморфизма. По этой причине рассматриваемое оруденение нельзя оценивать как автохтонное метаморфогенное. Зоны генерации рудообразующих растворов и рудообразования, очевидно, были пространственно разобщены.

5. Концентрация рудообразующих растворов постепенно снижалась по мере перехода от предрудных минеральных ассоциаций к продуктивным, т. е. по мере развития процесса минералообразования. Поэтому газовой-жидкие включения дорудного жильного кварца имеют наиболее высокие концентрации серы, хлора, углекислоты, калия, натрия и других компонентов. В продуктивном кварце концентрации этих компонентов в газовой-жидких включениях резко уменьшаются, а в составе рудных тел (в руде), наоборот, возрастают. Это свидетельствует о развитии разновременных последовательно формирующихся минеральных ассоциаций, по существу, из единой волны растворов в условиях, близких к закрытой системе.

6. Метасоматиты и оруденение различных зон метаморфизма генетически сопряжены и взаимосвязаны, представляя различные сечения единой регионально выраженной колонны метаморфогенно-метасоматических образований. Пространственная зональность в их размещении, которая согласуется с общей метаморфогенной зональностью, — отражение пространственной инверсии режима щелочности-кислотности метаморфогенной колонны растворов: максимальные щелочные условия в ее основании, кислые — в средней и снова более щелочные — в верхней части. Одновременно в каждом сечении этой колонны растворов (в каждой зоне метаморфизма) проявлена временная инверсия режима щелочности-кислотности.

7. Устанавливается эволюционная направленность в развитии процессов метаморфизма и связанного с ними оруденения. В метаморфических поясах палеопротоzoя, характерных для древних щитов (Канадского, Австралийского и Африканского), месторождения формировались в локальных синклиналих прогибах и трогах, сложенных слабометаморфизованными зеленокаменными породами, разделяющими крупные пологие неправильной формы куполообразные структуры. В пределах последних на обширных площадях интенсивно развивались процессы высокотемпературного метаморфизма и гранитизации. Благодаря этому золотоносные площади, сложенные слабометаморфизованными зеленокаменными породами, образуют лишь отдельные «окна» среди обширных полей гранитогнейсов. В граниты и гнейсы оруденение не заходит. Характерна большая длительность его формирования, повышенное количество сульфидов вместе с кварцем.

В позднем докембрии метаморфические пояса и развивающиеся в их осевых частях гранито-гнейсовые и мигматитовые купола имеют хорошо выраженный линейный характер распространения, четко контролируются зонами глубинных разломов, заложенными по краям жестких структур платформенного типа (золотое оруденение) или непосредственно на платформенном основании (редкоземельное оруденение). Золотая минерализация избирательно локализуется в краевых частях метаморфических поясов — в зеленосланцевой фации метаморфизма, редкоземельная — в эпидот-амфиболитовой фации и полиметаллическая — в наиболее слабометаморфизованных породах.

Пространственная связь минерализации с конкретными частными куполами скрыта, не выражена.

В палеозойских образованиях, наоборот, отчетливо проявляется связь оруденения с отдельными гнейсовыми куполами. Оно обрамляет их, избирательно локализуясь в зеленосланцевой и частично в низкотемпературной части эпидот-амфиболитовой фации. В отличие от древней минерализации, характерны более низкое содержание сульфидов, прежде всего пирита, и меньшая длительность процесса минералообразования, а также присутствие в парегенетической ассоциации с золотом вольфрама и иногда олова.

В мезо-кайнозойских структурах связь оруденения с гнейсовы-

ми куполами также довольно четкая. Однако последние имеют существенно иной фациальный тип и часто именуются термоантиклиналями. По минеральным парагенезисам при неглубоком эрозионном срезе их следует, по существу, рассматривать как метаморфические образования роговиковой фации. Интрузивные гранитоиды, как и в более древних метаморфических куполах, моложе метаморфизма и золотой минерализации, т. е. метаморфизм не является контактовым. По сравнению с более древними этапами, оруденение, как и процессы метаморфизма, развивалось в условиях более резких градиентов P и T как во времени, так и в пространстве. В связи с этим оно может накладываться не только на зеленосланцевую, но частично и на эпидот-амфиболитовую и мусковит-роговиковую зоны. Характерна более тесная ассоциация золота с редкометальным, преимущественно оловянным оруденением.

Глава VII

СООТНОШЕНИЕ ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Развиваемые в настоящей книге представления о важной рудогенерирующей роли процессов метаморфизма и гранитизации дискуссионны и вызывают возражения многих геологов. По-прежнему в соответствии с традиционными суждениями орудение связывается с интрузивным магматизмом. Особенно это проявляется при рассмотрении металлогении золота. В частности, такие известные исследователи, как С. Д. Шер, Н. В. Петровская, В. Г. Моисеенко, длительное время занимающиеся изучением золоторудных месторождений, считают, что процессы метаморфизма и гранитизации если и влияют на рудообразование, то весьма незначительно.

По мнению названных исследователей, эти процессы не могут образовывать промышленные месторождения [24, 30, 36]. Они считают, что основания для этого следующие: 1) намечается достаточно хорошо выраженная пространственная и временная связь золотоносной минерализации с интрузивными гранитоидами; 2) в ассоциированных с гранитоидами дайках основного и кислого состава развиты повышенная золотоносная минерализация и метасоматиты березитовой или лиственитовой формаций; 3) золотоносная минерализация и гранитоиды контролируются одними и теми же разрывами и образовались близодновременно — в постскладчатый орогенный этап деформаций. Анализируя эти аргументы, можно отметить следующее.

Пространственная связь оруденения с гранитоидами, как неоднократно подчеркивали многие сторонники постмагматического генезиса оруденения, в том числе М. М. Тетяев, Г. П. Волярович, И. С. Рожков, Ю. П. Казакевич, в действительности отсутствует, либо весьма неопределенная. Выполненный анализ «...нередко выявляет невероятную оторванность золотой минерализации вообще от магматических пород» [37, с. 110].

Ранее широко распространенные представления В. А. Обручева, А. П. Герасимова, Т. М. Дембо и других геологов о приуроченности наиболее продуктивных золотоносных месторождений к участкам нескрытой кровли интрузивных тел, характеризующихся умеренным метаморфизмом пород, на примере Восточной Сибири и других регионов не подтвердились. Зоны пиритизации и сопровождающие их системы золотоносных кварцевых жил прослеживаются на большие расстояния, независимо от конфигурации и распространения гранитных массивов. Как показано на рис. 26, обя-

зательная избирательная пространственная приуроченность золотого оруденения к выходам гранитоидов отсутствует. Зональность в распределении минеральных ассоциаций относительно гранитов не проявлена. В то же время отчетливо видно, что интрузивные гранитоиды занимают явно секущее дискордантное положение по отношению к различно фаціальным метаморфическим зонам, определяющим металлогеническую зональность. Одни и те же по возрасту, составу и фаціальному типу, они могут находиться в разных зонах метаморфизма. Однако оруденение избирательно локализуется лишь во вполне определенных зонах метаморфизма в зависимости от геохимических особенностей слагающих его элементов.

Продуктивная минерализация развита как в местах распространения гранитоидов, так и при их отсутствии. Более того, те геоструктуры (внутригеосинклинальные поднятия), где гранитоиды наиболее широко проявлены, характеризуются чаще всего отсутствием оруденения или его весьма слабым проявлением. В пределах конкретных минерализованных узлов гранитоиды могут как присутствовать, так и отсутствовать. Специально произведенное разбуривание скважинами глубоких горизонтов минерализованных зон с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной и жильной прожилковой сульфидно-кварцевой минерализацией в Сибири и Средней Азии до глубин 600—1500 м, где, по мнению сторонников связи оруденения с гранитами, исходя из геофизических данных, находятся «рудогенерирующие» интрузивы, не показало ни гранитов, ни контактовых роговиков, указывающих на их возможное развитие. Минерализация почти без изменения интенсивности и состава прослеживается на большие глубины. Весьма типичны в этом отношении месторождения Колар (Индия) и Морру-Велью (Бразилия), где шахты одни из глубочайших в мире — соответственно 3,2 и 3,1 км. «Рудогенерирующие» гранитоиды не встречаются и на этих больших глубинах.

В то же время отмечаются случаи, когда минерализованные кварцевые жилы и сульфидизированные зоны контактово метаморфизуются и пересекаются гранитами и их дайковыми дериватами, с которыми сторонники постагматического генезиса связывают оруденение. Гранитоиды и дайки магматических пород содержат остроугольные обломки золотоносных жил. Кварц, сульфиды и золото, содержащиеся в этих обломках, несут следы четко выраженного контактового метаморфизма. Сульфиды, магнезиально-железистые карбонаты и другие минералы, входящие в состав золотоносных жил и сопутствующих боковых метасоматитов, при подходе к интрузивам контактово метаморфизуются. Пирит псевдоморфно замещается пирротином, магнезиально-железистые карбонаты — вначале хлоритом и биотитом, а затем магнетитом и амфиболами. Рудоносные кварцевые жилы и прожилки будинируются и метаморфизуются, кварц гранулируется. Повышается пробность золота, оно частично даже регенерируется и перекристаллизовывается [24]. Газово-жидкие включения метаморфизуются [16].

Эти явления пересечения и контактового метаморфизма метасоматитов и развитых в них кварцевых жил гранитоидами повсеместно хорошо выражены, их признают все геологи и, более того, они детально описаны С. Д. Шером, А. К. Кондратенко, Ю. П. Казакевич, В. Г. Моисеенко и другими сторонниками связи оруденения с постагматической деятельностью гранитов.

Однако, признавая факт более раннего образования кварцевых жил и сопровождающих их метасоматитов березит-лиственитовой формации по сравнению с гранитоидами, они, тем не менее, считают, что сама золотоносная минерализация в жилах и метасоматитах парагенетически связана с этими гранитами или штоками и дайками основного состава. Наличие ее в кварцевых жилах и окружающих метасоматитах объясняется избирательным наложением постгранитной минерализации на догранитную. Таким образом, кварцевые жилы и сульфидные зоны считаются додайковыми и догранитными, но золотое оруденение в них послегранитным и последайковым. Допускается даже значительный разрыв во времени между образованием гранитов и кварцевых жил с сопровождающими их метасоматитами. В ряде случаев считается, что последние возникли в байкальскую металлогеническую эпоху, а граниты в каледонскую и, возможно, частично в мезозойскую эпохи.

Такое суждение вызывает большие сомнения и подвергалось критике [37]. Трудно вообще представить избирательное наложение золотоносной минерализации только на кварцевые жилы и сопряженные с ними метасоматиты, тем более что не установлено никаких данных, свидетельствующих о наложении золота на жилы и метасоматиты. Золото, хотя и кристаллизуется в основной массе несколько позже жильного кварца и сульфидов, но, как было показано ранее, находится в тесной пространственной и временной ассоциации с ними. Несомненно, это единая парагенетическая ассоциация. В кварце золото располагается не только по микротрещинкам (которые по совокупности признаков можно рассматривать лишь как внутриминерализационные, а не связанные с наложенным тектоническим этапом), но и в друзовых пустотах между кристаллами кварца, нарастая на их стенки. По свойствам (цвету, рН, температуре, декрепитации и гомогенизации, элементам-примесям) кварц, находящийся в сростании с золотом, не отличается от основной массы обычного жильного кварца. В сульфидах и кварце золото отмечается не только по микротрещинкам, но и в виде более или менее изометричных сингенетичных выделений. В пределах обогащенных участков зон сульфидной вкрапленности характерно наличие прямой корреляционной связи между содержанием сульфидов и золота. Золотоносность кварцевых жил и зон сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации находится в прямой зависимости от интенсивности развития сопряженных углекислых метасоматитов березит-лиственитовой формации — догранитных, таково мнение различных геологов, в том числе и сторонников связи оруденения с гранитами.

Самое же основное то, что кварцевые жилы, в том числе золотоносные, в действительности не предшествуют образованию основной золото-сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации, развитой в жильовмещающих породах, как это считают сторонники постмагматического генезиса оруденения, а наоборот, формируются несколько позже последней или практически одновременно с ней. Это фиксируется достаточно отчетливо на различных участках. Как признают различные исследователи, кварцевые жилы догранитные, следовательно, и золото-сульфидное оруденение, предшествующее жилам или тесно сопряженное с ними во времени, догранитное.

Кварцевые жилы и прожилки, генетически связанные с интрузивными гранитами, пересекают рассматриваемые метаморфогенно-гидротермальные жилы и прожилки, в том числе и золотоносные. В отличие от последних, они друзовидно-массивной текстуры, в их состав входят молибденит, флюорит, в ряде случаев отмечаются высокие содержания сульфидов. На отдельных местах в результате развития процессов тектоно-магматической активизации наблюдается наложение золотоносной постмагматической кварцево-жилковой минерализации на метаморфогенно-гидротермальную, что приводит к формированию полигенного оруденения. Однако в этих случаях постмагматическая минерализация (постгранитная) существенно отличается от рассматриваемой метаморфогенно-гидротермальной. В отличие от последней, она образуется не раньше, а позже гранитов, контролируется не инверсионно-складчатыми структурами, а разрывами орогенного этапа. Минеральный состав ее более сложен, золото меньшей пробы, характерно повышенное содержание серебра и пр.

Существенно также, что рассматриваемое оруденение контролируется складчатыми структурами и разрывами поздне-складчатого, а не постскладчатого этапа деформаций. Массивы же гранитов контролируются в основном поперечно-секущими (по отношению к простиранию пород) явно постскладчатыми разрывами орогенного этапа преимущественно субмеридионального направления. Все это свидетельствует не только о разновременности оруденения и гранитов, но и о формировании их в существенно иных тектонических условиях. Как видно, оруденение образуется в инверсионный поздне-складчатый этап развития подвижных геосинклинальных поясов, а интрузивный магматизм — в последующий орогенный этап.

Сульфидизированные зоны и золотоносные жилы не прослеживаются в граниты и резко ими обрезаются. Это устанавливается как визуально в обнажениях и горных выработках по отсутствию минерализации, гидротермальных изменений и тектонического расщепления в гранитах на продолжении рассматриваемых зон, так и геофизическими методами. В то же время в гранитах на продолжении сульфидизированных зон отмечается повышенное содержание роговой обманки, биотита, рутила и магнетита, а в экзоконтактах роговиков — псевдоморфное замещение пирита пир-

ротином. Дайковые образования (аплиты, пегматиты, кварцевые порфиры) и апофизы гранитов пересекают (нередко со смещением) рассматриваемые метаморфогенно-гидротермальные жилы и зоны сульфидной вкрапленности. Обратные соотношения отсутствуют. Такие пересечения наблюдались многократно в различных регионах.

Как показали детальные исследования, выполненные И. В. Коваловым [16], первичные газовой-жидкие включения в жильном золотоносном кварце при подходе к интрузивным гранитам деформируются: сплющиваются и пережимаются. Количество их в целом уменьшается. Показательно также, что температура декрипитации и гомогенизации кварца, связанного с гранитами и слагающего золотоносные жилы метаморфогенно-гидротермального типа, различна. Жильный кварц, связанный с гранитами, обычно не менее чем на 30—50° С более высокотемпературный. Причем это устанавливается непосредственно в тех местах, где жильный кварц гранитов пересекает рассматриваемые золотоносные жилы. В результате наблюдается довольно необычное явление — поздние разновидности кварца имеют более высокую температуру кристаллизации по сравнению с ранними. При обычном постмагматическом процессе минералообразования T кристаллизации, как известно, постепенно понижается по мере развития минералообразования.

Палеотемпературная зональность вокруг интрузивных гранитов, устанавливаемая на основе массового определения температур декрипитации и гомогенизации жильного кварца гранитов, занимает секующее положение по отношению к температурной, определяющей размещение оруденения, т. е. изотермы постмагматического (постгранитного) минералообразования секут изотермы метаморфогенно-гидротермального температурного поля. Пример одного из регионов миогеосицинального типа изображен на рис. 35, а, б.

Сульфиды, развитые в гранитах и минерализованных зонах, резко отличаются по золотоносности, составу элементов-примесей (табл. 28) и кристаллографическим свойствам. Прежде всего отмечается почти полное отсутствие в пирите гранитов не только золота, но и мышьяка — постоянного «спутника» золота для рассматриваемого типа оруденения. Показательно также, что в пирите преобладает не Ni над Co, как это свойственно различным разновидностям пиритов минерализованных зон, а наоборот, Co над Ni, и притом значительно (в 2,5—40 раз). Абсолютное содержание Co существенно выше. Форма кристаллов пирита кубическая, пентагондодэкаэдры не развиты. Встречается пирит в гранитах, крайне редко в миароловых и пегматоидных обособлениях и генетически связан с аутометасоматическими процессами изменения этих гранитов. Иногда в гранитах и в связанных с ними дайках отмечается редкая вкрапленность мелких кристаллов пирита, сопровождаемая мусковитизацией и серицитизацией. Однако приуроченность этой минерализации к апикальным грейзенизированным частям массивов и к дайковым производным также указывает на

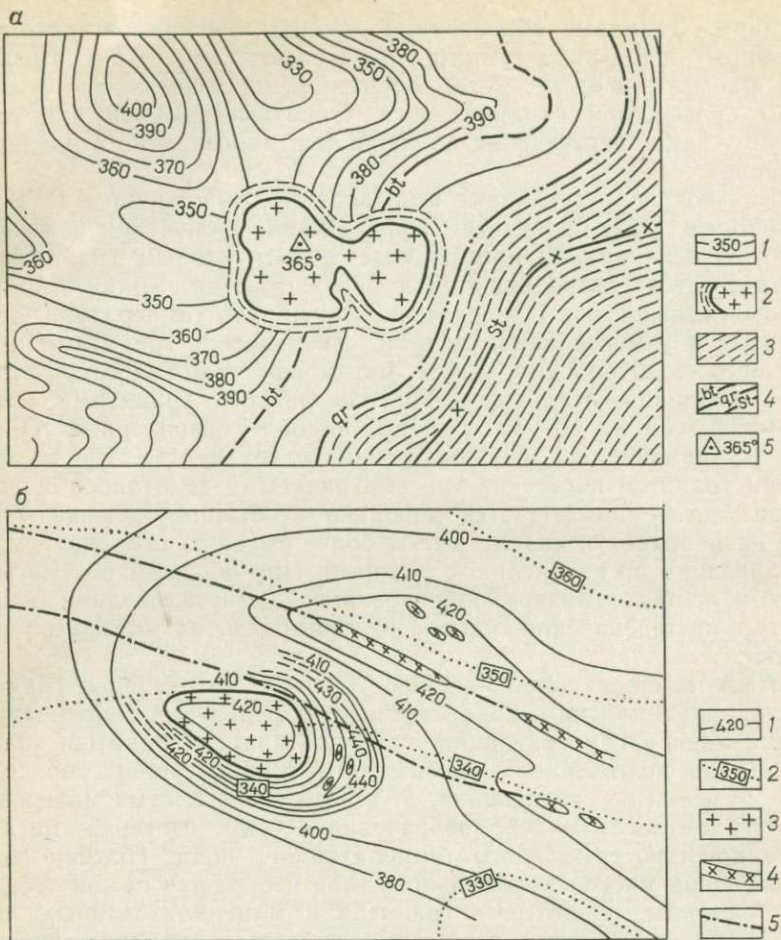


Рис. 35. Соотношение палеоизотерм, связанных с метаморфогенно-гидротермальным оруденением и интрузивными гранитоидами. По В. И. Коновалову.

а — в пределах рудоносного района. Изограды метаморфизма и палеоизотермы оруденения конформны друг другу; граниты по отношению к ним занимают секущее положение.

1 — палеоизотермы метаморфогенно-гидротермальных кварцевых жил (по И. В. Коновалову); 2 — интрузивные граниты с приконтактовыми роговиками; 3 — кристаллические сланцы; 4 — изограды метаморфизма: bt — биотита, gr — граната, St — ставролита; 5 — температура кристаллизации жильного кварца гранитов.

б — в пределах отдельного рудного участка. Изотермы постмагматического минералообразования секут изотермы метаморфогенного температурного поля.

1 — изотермы «гранитного» температурного поля (по постмагматическим кварцевым жилам); 2 — изотермы метаморфогенно-гидротермального минералообразования; 3 — шток интрузивных гранитов; 4 — дайки этих гранитов; 5 — разрывные нарушения

связь ее с автометасоматическими процессами. Золото в таких измененных гранитах и в развитых среди них кварцевых жилах пробирными анализами обычно не устанавливается, очень редко достигает 0,1—0,2 г/т. По результатам высокочувствительных спектрохимических анализов содержание золота не превышает обычных кларковых значений 3—7, преимущественно 0,5—3 мг/т. Сле-

Содержание Ni и Co в пирите и пирротине различных зон метаморфизма (усредненные данные), %

Зоны метаморфизма	В пирите			В пирротине		
	Ni	Co	Ni/Co	Ni	Co	Ni/Co
Хлорит-серицитовая						
верхние горизонты	0,075	0,025	3,0			
нижние горизонты	0,084	0,061	1,4	0,108	0,011	9,73
Бiotит-хлоритовая	0,03	0,4	0,7	0,108	0,015	7,20
Эпидот-амфиболитовая	Пирит не развит			0,160	0,043	2,30
Амфиболитовая	То же			0,042	0,050	0,82

довательно, явно выраженное накопление золота в жильных производных гранитов не отмечается.

Пирротин, развитый в гранитах, значительно отличается по содержанию элементов-примесей от пирротина продуктивных зон, чем пирротин кристаллических сланцев и метаморфогенных пегматитов, развитых в амфиболитовой зоне метаморфизма. В нем необычно низкое содержание Co и Au, в то же время аномально высокое отношение Ni/Co, не характерное для золотоносных пирротинов. As вообще не обнаруживается. Показательно также, что по содержанию Ni и Co пирротин из околосланцевых роговиков резко отличается от пирротина кристаллических сланцев, сульфидизированных зон и метаморфогенных гранитов. В нем по сравнению с пирротинном золотоносных зон не менее чем в 2 раза больше Ni и почти в 10 раз больше Co.

Пирротины метаморфогенных пегматитов, минерализованных зон и в различной степени метаморфизованных пород связаны между собой постепенными переходами (см. табл. 28, 29), представляя собой единый эволюционный ряд, вызванный постепенным изменением РТ-условий минералообразования.

Об этом свидетельствуют и кристаллофизические свойства пирротина. В рудоносных зонах он преимущественно гексагональный, ферро- и слабомагнитный, в кристаллических сланцах и пегматитах почти полностью гексагональный и еще менее магнитен, а в гранитах в основном моноклинный и весь ферромагнитен. По аэрогеофизическим данным часто устанавливается, что пирротин гранитов и окружающих их роговиков отличается от золотоносных зон и регионально метаморфизованных пород не только по интенсивности, но и по знаку намагничивания. Роговики и граниты характеризуются довольно высоким значением и положительным знаком магнитности, а минерализованные зоны и кристаллические сланцы — слабой магнитностью при преобладающем отрицательном знаке намагничивания.

В основании золотоносных прогибов крупные массивы интрузивных гранитов или скопления дайковых пород, с которыми мож-

Содержание элементов-примесей в пирите и пирротине из магматических пород и минерализованных зон метаморфогенного генезиса (Восточная Сибирь)

Сульфиды, характер пород	Число проб	Средние значения по различным участкам*				
		Ni, %	Co, %	Ni/Co	As, %	As, мг/т
<i>Пирит</i>						
Минерализованные зоны в песчано-сланцевых толщах	962	0,018—0,094 0,050	0,008—0,074 0,025	2,25—1,28 2,0	0,045—0,33 0,14	50—50 000 и выше 5000
Минерализованные зоны среди основных эффузивов и габброидов	94	0,021—0,058 0,043	0,066—0,120 0,092	0,32—0,34 0,47	0,003—0,006 0,0006	200—150 000 20 000
Граниты автохтонно-интрузивного комплекса	20	0,021	0,057	0,368	0,0045	6
Граниты интрузивного комплекса	9	0,0007	0,027	0,026	0,0023	4
Дайки лампрофиров	22	0,148	0,084	1,75	не обн.	4
<i>Пирротин</i>						
Минерализованные зоны (зеленосланцевая фация регионального метаморфизма)	37	0,064—0,078 0,070	0,008—0,011 0,009	8,0—7,09 7,78	0,0008—0,038 0,006	32—200 и более
Метаморфические породы эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма	6	0,084	0,028	3,0	0,0015	20
Пегматиты в зоне амфиболитовой фации метаморфизма	30	0,030	0,036	0,83	не обн.	10
Контактовые роговики вокруг массивов автохтонно-интрузивных гранитов	34	0,155	0,075	2,07	"	11
Автохтонно-интрузивные граниты	10	0,013	0,0007	18,57	"	2,3

* В знаменателе показаны средневзвешенные (по распространенности) значения содержаний.

но генетически было бы увязать оруденение, судя по геофизическим данным, отсутствуют. В то же время намечаются куполовидные зоны повышенного метаморфизма и гранитизации (разуплотнения), над которыми и вокруг которых располагается основное оруденение (см. рис. 34), т. е. пространственная связь с участками повышенного метаморфизма и гранитизации. Особенно заметно это в размещении золотоносных россыпей. В региональном плане золотоносные площади обрамляют аномалии, соответствующие не интрузивным гранитоидам, а полям глубинного разуплотнения — гранитизации.

Дайки и штоки основных пород, с которыми некоторые исследователи парагенетически связывают оруденение, по данным абсолютных возрастов и фактическим соотношениям, моложе гранитов. Они постоянно пересекают рудоносные жилы и зоны золото-сульфидной вкрапленности, термально метаморфизуют их.

Пространственная связь оруденения с дайками основного и кислого состава не везде одинакова: в ряде рудных полей и месторождений основные узлы оруденения и даек пространственно совпадают, в других — разобщены. В большинстве случаев ареалы распространения дайковых пород намного превышают контуры рудных полей и узлов. Золото в дайках и штоках в повышенных количествах не содержится, в том числе и в разностях интенсивно пиритизированных. Золотоносных жил и прожилков дайки и штоки не содержат. Редко отмечаемые прожилки в метасоматически измененных разностях даек сложены слабжелезистым кальцитом. Характерно также, что эти метасоматические процессы изменения дайковых пород существенно отличаются от ранее рассмотренных, сопровождающих золоторудную минерализацию. В отличие от последних, они не приводят к общему осветлению пород с развитием серицита и Mg-Fe карбонатов за счет хлорита и других темновесных силикатов, а выражаются в интенсивной хлоритизации амфиболов, сопровождающейся альбитизацией плагиоклазов и массовым развитием кальцита.

Пирит, иногда в повышенных количествах отмечаемый в измененных лампрофирах, резко отличается от пирита золотоносных ассоциаций (см. табл. 29). Он прежде всего практически незолотоносен и не содержит мышьяка.

Иногда в штоках и дайках основных пород развита халькопирит-пирротиновая вкрапленная минерализация (в ассоциации с пирритом, образованным в основном за счет дисульфидизации пирротина). Эта минерализация слабо золотоносна и не имеет практического значения. Она локализуется в магматических породах основного и среднего состава, крайне редко распространяясь в их экзоконтакты. Для затронутых ею пород характерны хлоритизация аутометасоматического типа и гнездово-вкрапленная форма выделений сульфидов при тесном взаимном срастании пирротина с пентландитом, халькопиритом и вторичным пирритом. Все это свидетельствует о сингенетичности этих сульфидов с вмещающими магматическими породами,

Последующие процессы углекислого метасоматоза типа пропи-литизации, которые проявляются в разложении темноцветных силикатов с образованием небольшого количества пирита, кальцитовых жил и прожилков, а также редких маломощных прожилков кварцево-кальцитового состава с кварцем халцедоновидного типа, пространственно тяготеют к пострудным дайкам, хотя и выходят за их пределы. Золотоносная минерализация в этих метасоматитах отсутствует. Все это не дает оснований относить их к продолжению рудообразующего процесса, так же как и само оруденение нельзя, даже парагенетически, связывать с дайками и штоками магматических пород.

Широко развитые в золотоносных регионах гранитоиды орогенного этапа, с которыми сторонники постмагматического генезиса связывают основное золотое оруденение, характеризуются чаще всего не золотой, а существенно редкометальной и полиметаллической специализацией (олово, вольфрам, молибден), во многих местах содержат повышенные количества акцессорного касситерита и молибденита. Типичными изменениями для них является не березитизация, как это типоморфно для золота, а грейзенизация и окварцевание. Связанная с интрузивными гранитоидами сульфидная минерализация слабо золотоносна или не золотоносна, в отличие от догранитного оруденения.

Учитывая все выше изложенное, можно говорить о формировании рассматриваемого оруденения раньше интрузивных гранитов, тем более по сравнению с постгранитными дайковыми комплексами, в том числе основного состава. В то же время устанавливается тесная временная связь рудообразования с процессами метаморфизма и ультраметаморфизма, приводящими к формированию палингенно-метасоматических гнейсогранитов и мигматитов. Эти образования по сравнению с кристаллическими сланцами и особенно со слабометаморфизованными кислыми и неметаморфизованными основными породами в энергетическом и геохимическом отношениях значительно легче поддаются палингенезу, приводящему к образованию интрузивных гранитов [20]. В связи с этим последние часто избирательно приурочены к гранитам и по ним преимущественно развиваются. Наличие гранитов, таким образом, среди пород зеленосланцевой фации метаморфизма может свидетельствовать о присутствии на глубине — в корневых частях гранитов — гранито-гнейсовых куполов и зон предшествующей интенсивной палингенно-метасоматической гранитизации и повышенного метаморфизма, с которыми связана рудоносная минерализация. По этой причине, видимо, и может наблюдаться пространственная связь между интрузивными гранитами и рудными узлами. Такие случаи возможного пространственного совпадения необходимо учитывать. Наличие интрузивных гранитов, по-видимому, должно быть характерно прежде всего для краевых, обрамляющих частей золотоносных прогибов, как правило, наиболее высокометаморфизованных и относительно поднятых. Наиболее отчетливо это проявлено в древних протозойских зеленокаменных прогибах, кото-

рые находятся неизменно среди полей гранито-гнейсов, мигматитов и новообразованных анатектических и реоморфических гранитов (см. рис. 30). Значительно слабее, но достаточно заметно эта избирательная приуроченность интрузивных гранитов (в данном случае пострудных) к предварительно метаморфизованным породам — ядерным частям метаморфических куполов и поясов — отмечается и в более молодых структурах (см. рис. 26). Однако следует иметь в виду, что связь оруденения с интрузивным магматизмом в данном случае не генетическая, а структурно-парагенетическая в том смысле, что оруденение и последующие интрузивные граниты — одновременные производные одного и того же процесса — длительно развивающегося регионального метаморфизма, сменяемого анатексисом (палингенезом) и интрузивным магматизмом. Повышенное развитие интрузивных гранитов в обрамлении золотоносных прогибов среди высокометаморфизованных пород таким образом не противоречит метаморфогенной гипотезе рудообразования, как это считает С. Д. Шер [36, с. 23], а наоборот, ее подтверждает. Главное в данном случае то, что оруденение развивается не позже, а раньше интрузивных гранитов, во всяком случае, на том уровне, где оно локализуется. По этой причине оруденение и интрузии пространственно не всегда могут и должны совпадать, т. е. наличие интрузий (прежде всего в региональном плане) — благоприятный, но не обязательный фактор. Наличие интрузий гранитоидов и других магматических пород, в том числе среднего и основного состава, свидетельствует о том, что в мантии и в глубинных сечениях земной коры данного региона активно происходили явления глубинной дифференциации вещества, являющиеся первопричиной развития процессов метаморфизма и гранитизации. Районы, где в региональном плане интрузивные магматические породы полностью отсутствуют, лишены повышенного оруденения. Однако это всего лишь самые общие предпосылки, необходимые, но совершенно недостаточные для развития метаморфогенного оруденения. Для создания месторождений нужна совокупность целого ряда благоприятных факторов, среди которых главную роль, как было показано, играют литолого-структурные и метаморфические.

Выводы

1. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение, в отличие от постмагматического, образуется не позже, а раньше интрузивного магматизма.

2. Отмечается непрерывно-прерывистый эволюционно развивающийся ряд в развитии метаморфизма и метаморфогенно-магматических образований: региональный метаморфизм → формирование гнейсовых куполов и поясов в узлах повышенной проницаемости метаморфизующих флюидов → метасоматическая и палингено-метасоматическая гранитизация в глубинных сечениях этих куполов и поясов → метаморфогенно-гидротермальное рудообразование → ин-

трузивный палингенный гранитоидный и основной магматизм →
→ постмагматическое рудообразование.

3. Региональный метаморфизм, метаморфические и гранито-
гнейсовые купола, метаморфогенные и интрузивные гранитоиды,
метаморфогенно-гидротермальное и постмагматическое орудене-
ние — производные различных этапов единого непрерывно-преры-
вистого процесса, в своей первопричине обусловленного поступле-
нием из мантии вдоль зон повышенной проницаемости глубинных
метаморфизующих и гранитизирующих флюидов и последующих
основных расплавов. В этом длительно образующемся ряду мета-
морфогенно-гидротермальное оруденение предшествует интрузив-
ному магматизму, а постмагматическое завершает его развитие.

Глава VIII

ПОВЕДЕНИЕ ПЕТРОГЕННЫХ И РУДОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ ПРОЦЕССАХ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТИЗАЦИИ

Гидротермально-метасоматическое рудообразование увязывается во времени с процессами регионального метаморфизма и гранитизации. Устанавливается в частности, что золотоносная минерализация избирательно локализуется только в зеленосланцевой фации метаморфизма. В процессе ее формирования в эту зону метаморфизма гидротермами поставлялись из более глубоких горизонтов H_2O , CO_2 , S, Au и в небольших количествах CaO. Дополнительно в нижние горизонты зеленосланцевой фации приносилось железо. Остальные компоненты в достаточных количествах высвобождались из вмещающих пород при их метасоматической проработке непосредственно в пределах зеленосланцевой фации метаморфизма.

Для более полного выяснения возможной рудогенерирующей роли процессов метаморфизма и гранитизации рассмотрим их химизм, точнее, эволюцию состава пород в процессе метаморфизма и гранитизации. Попытаемся оценить, могут ли данные процессы обеспечить поступление необходимого количества указанных компонентов (H_2O , CO_2 , CaO, S и Au) в продуктивную зеленосланцевую фацию. Проанализируем сначала поведение петрогенных, а затем рудогенных элементов.

Поведение петрогенных элементов

Проблема изменения состава пород в процессе регионального метаморфизма весьма сложна и, несмотря на большой объем работ, выполненных различными исследователями, во многом неясна и дискуссионна. Наиболее распространено классическое представление, согласно которому прогрессивный метаморфизм применительно к крупным участкам (толщам, массивам) изохимичен, если не считать изменений в содержании CO_2 , H_2O и других летучих компонентов.

Согласно иной точке зрения, привлекающей в последние годы все больший круг исследователей, процессы регионального метаморфизма не изохимичны и сопровождаются изменением содержания не только H_2O и CO_2 , но и других петрогенных элементов, прежде всего щелочей.

Все эти различия в суждениях по затронутой проблеме обусловлены не только большой сложностью вопроса, но и отсутстви-

ем в большинстве работ достаточно надежного фактического материала, необходимого для его удовлетворительного решения.

Строго не доказывается, что сравниваемые породы различных зон метаморфизма до процессов метаморфизма имели одинаковый химический состав. Более того, нередко сравниваются отложения, заведомо имеющие различное стратиграфическое положение. В этом случае можно лишь предполагать, что такие породы первоначально имели одинаковый состав. Кроме того, что не менее важно подчеркнуть, сделанные выводы базируются в основном на изучении отдельных разновидностей пород, без оценки общего баланса изменения состава в целом всей метаморфизируемой толщи. В то же время вполне очевидно, что для выяснения химизма процессов метаморфизма, особенно их рудообразующей роли, нужно рассматривать весь комплекс (разрез) метаморфизируемых пород, т. е. оценивать общий баланс изменения состава всей многокилометровой толщи с учетом ее неоднородного строения. Это очень важно, поскольку в процессе метаморфизма, наряду с миграцией компонентов в направлении градиентов T и P , отмечается и взаимодиффузионный обмен между переслаивающимися породами, особенно в тех случаях, когда они существенно отличаются по составу.

Попытаемся рассматриваемый вопрос решить на примере детального изучения метаморфической зональности одного из регионов Восточной Сибири.

Геология района хорошо изучена и описана в известных работах Д. С. Коржинского, Л. И. Салопа, Д. А. Великославинского, Ю. П. Казакевича, Ю. Н. Соколова, Г. М. Другова, И. К. Карпова, В. В. Петрова, В. А. Макрыгиной, О. В. Перевалова и других геологов. Это один из классических примеров развития прогрессивной полифациальной метаморфической зональности, возникшей в позднебайкальскую эпоху. Характерна четко выраженная контролирующая роль глубинных разломов в развитии метаморфизма и метаморфической зональности [7]. Изограды метаморфизма при общей конформности складчатым структурам в отдельных участках занимают секущее положение, что позволило непосредственно в поле непрерывно проследить по простиранию и изучить отдельные пласты и пакки различных литологических разностей пород по мере перехода их из одной зоны метаморфизма в другую.

По P - T -условиям метаморфизм дистен-силлиманитового типа и включает весь набор фаций от зеленосланцевой до амфиболитовой. В последней интенсивно проявлена палингенно-метасоматическая гранитизация с широким развитием позднедокембрийских автохтонных гнейсов-гранитов и гранит-мigmatитов.

Исследовался разрез осадочно-метаморфических пород в составе бодайбинской, кадаликанской и мамской подсерий, патомской серии верхнего протерозоя, начиная с витимской свиты и кончая анангской. Как установлено работами Д. А. Великославинского, Б. В. Петрова, О. В. Перевалова, М. А. Шибаева, Ю. И. Сычева, В. В. Коткина и других, осадочные комплексы этих подсерий в

пределах рассматриваемого района одновременно участвуют в строении слабо- и высокотемпературных зон метаморфизма и, в частности, в строении мамской кристаллической полосы и бодайбинского синклинория, где метаморфизм большей частью не выше зеленосланцевой фации. Направленные фациальные изменения отдельных классов пород по их простиранию обычно не выражены, меняются лишь мощности и число прослоев переслаивающихся пород. Однако соотношения между основными литологическими классами остаются одинаковыми и близкими. Доказательством этого служит практически одинаковое соотношение различных разновидностей пород в Мамском и Бодайбинском районах.

При расчете баланса изменений, помимо осадочно-метаморфических пород, учитывались также производные процессов метаморфизма и гранитизации (гранито-гнейсы, гнейсо-граниты и пегматиты), поскольку они в основе автохтонные или весьма слабо перемещенные образования. Во всех случаях для каждой зоны метаморфизма по данным детальных геологических съемок и разрезов (М. А. Завалишин, В. Н. Чесноков, Ю. И. Сычев, О. В. Перевалов и др.) подсчитывалась доля этих пород (в %) в общем разрезе метаморфизируемой толщи. Причем различные по составу пегматиты — плагиоклазовые, микроклиновые и микроклин-плагиоклазовые — учитывались отдельно.

Детальные работы проводились на двух участках: ранее охарактеризованном Б. В. Петровым с В. А. Макрыгиной [29] и новом, включающем различные осадки. Изучались и опробовались различные терригенные породы. Представительность проб по отдельным литологическим разновидностям и исключение возможного влияния фациального изменения состава пород по их простиранию обеспечивались комплексно. Проводилось: 1) последовательное прослеживание по простиранию (с использованием детальной геологической основы) различных литофациальных пачек (классов) пород из зон слабого в зоны высокого метаморфизма; 2) определялся первичный тип пород в пределах пачки или горизонта, исходя из зернистости, структурно-текстурных особенностей, химического состава и типоморфных для соответствующих зон метаморфизма в данном регионе минеральных метаморфических ассоциаций; 3) использовался многомерный кластер-анализ корреляционных взаимосвязей между петрогенными элементами, для опробованных типовых разновидностей пород, рассчитанный совместно с Г. М. Друговым.

Дополнительно, в порядке уточнения и обобщения полученных новых данных, использовался ранее рассчитанный автором совместно с Г. М. Друговым и В. Н. Шаровым баланс изменения химического состава всей многокилометровой мамско-бодайбинской осадочно-метаморфической толщи. В общей сложности использовано более 2,5 тыс. полных химических анализов, полученных нами и другими исследователями по региону и суммированных в представленных табл. 30, 31, 32. Рассмотрение этих данных позволяет отметить следующее.

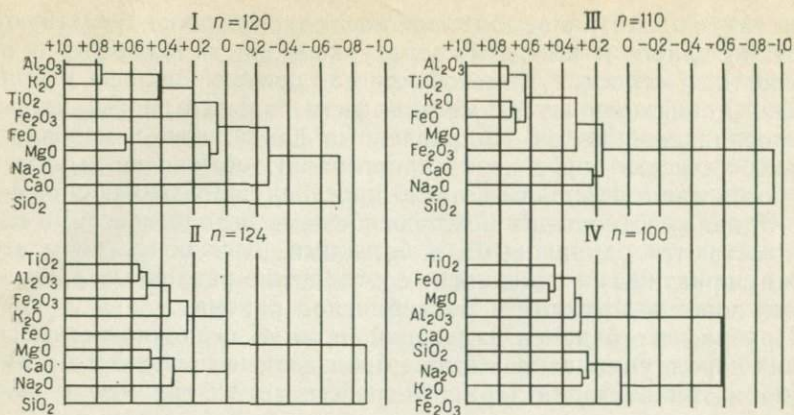


Рис. 36. Дендрограммы корреляционных взаимоотношений петрогенных компонентов (R — тип кластер-анализ) для прогрессивной системы метаморфических зон. Наименования зон указаны в табл. 31. Породы: алевролиты, известковистые алевролиты, песчаники, пелиты. По горизонтальной оси координат показаны величины корреляционных связей

Химизм регионального метаморфизма. Как показали результаты кластер-анализа (рис. 36) и отмеченные различия в составе минеральных парагенезисов, коррелятивные связи в породах между петрогенными элементами существенно изменяются по мере усиления метаморфизма, что, очевидно, является следствием новообразования минеральных парагенезисов. Наибольшие изменения и усложнения связей характерны для наиболее высокотемпературной — силлиманитовой зоны метаморфизма.

Параллельно, на фоне нарастания метаморфизма, в осадочно-метаморфической толще последовательно, вплоть до силлиманитовой и дистеновой зон, интенсивно насыщенных автохтонными гранит-пегматитами и гнейсо-гранитами, уменьшается содержание летучих компонентов от 11,2 в хлоритовой зоне до 5% в силлиманитовой. Одновременно намечается хотя и слабо выраженная, но довольно устойчивая тенденция в изменении содержания петрогенных компонентов, прежде всего щелочей и кремнезема. Особенно хорошо это проявляется на примере изменения величины отношения K_2O/Al_2O_3 в алевросланцевых породах: это отношение при усилении метаморфизма постепенно возрастает. Показательно, что постепенное возрастание отношения K_2O/Al_2O_3 по мере усиления метаморфизма устанавливается как по нашим данным, так и результатам анализов других исследователей (рис. 37). Все это, как справедливо было отмечено ранее [22], свидетельствует об устойчивости данной тенденции. В среднем коэффициент концентрации (K_K) величины отношения K_2O/Al_2O_3 для дистен-ставролитовой зоны, по сравнению с серицит-хлоритовой, составил для алевросланцевых пород, судя по рис. 37, 1,7. Подобные тенденции в изменении химического состава устанавливаются и для других

Химический состав пород хомолхинской свиты в разных зонах метаморфизма, в %

Группа пород	Метаморфические зоны*	n	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	П. п. п.	FeO + Fe ₂ O ₃	$\frac{K_2O}{Al_2O_3}$	\bar{x} Ал, мг/г
Филлитовидные алевролиты	I	15	63,86	1,07	16,99	0,86	4,38	2,27	0,24	1,78	3,23	0,044	2,67	5,24	0,19	3,22
	II	15	63,10	1,01	16,46	1,03	4,13	3,40	0,50	1,30	3,05	0,14	2,25	5,16	0,19	2,69
	III	15	64,60	0,84	15,74	0,60	4,31	3,10	0,80	1,35	2,75	0,11	2,20	4,91	0,17	3,17
	IV	13	65,59	1,16	16,20	1,48	4,32	2,54	0,88	0,81	3,65	0,06	2,06	5,80	0,23	1,75
Алеврофиллиты	I	13	61,50	1,04	18,35	1,10	4,92	2,59	0,20	1,91	3,23	0,04	2,25	6,02	0,17	1,38
	II	13	62,00	1,07	17,87	0,92	5,03	3,26	0,27	1,10	3,65	0,07	1,00	5,95	0,20	2,40
	III	12	62,53	0,97	16,94	0,53	5,28	3,52	0,38	1,60	2,75	0,12	2,58	5,81	0,16	2,00
	IV	11	65,44	0,66	15,74	1,10	3,60	3,18	0,63	1,25	3,70	0,07	2,34	4,70	0,23	1,10
Кварцитовидные песчаники	I	13	83,37	0,53	6,82	0,41	2,75	1,01	0,51	1,62	0,51	0,04	1,37	3,16	0,07	4,35
	II	11	83,36	0,24	6,23	0,60	3,68	0,58	1,00	1,50	0,50	0,11	1,24	4,28	0,08	6,25
	III	11	82,50	0,47	6,32	Не определялось		1,53	1,04	1,65	0,45	0,09	0,40	4,07	0,07	5,30
	IV	11	80,99	0,76	6,00	0,71	4,00	1,50	1,03	1,70	0,95	0,10	0,40	4,71	0,16	2,54
Алевролиты	I	15	62,86	1,20	16,81	Не определялось		2,42	0,85	1,84	2,81	0,07	4,80	6,23	0,17	6,92
	IV	11	65,06	1,04	16,28	То же		2,78	0,80	0,90	4,17	0,025	2,78	5,89	0,26	1,86
Алевросланцы	I	42	63,12	1,12	17,54	3,27	4,18	2,44	0,39	1,74	3,11	0,04	3,96	7,45	0,18	2,50
	II	15	62,94	1,00	17,15	0,87	5,01	3,20	0,44	1,33	3,14	0,07	1,37	5,88	0,18	2,89
	III	16	63,58	0,89	15,98	0,72	5,12	3,41	0,77	1,42	2,57	0,11	2,36	5,85	0,16	3,11
	IV	19	68,07	1,13	16,50	2,61	3,48	2,99	0,82	1,11	3,87	0,07	1,87	6,09	0,23	1,44

* I — зеленосланцевая (хлорит-серпентиновая+биотит-хлоритовая); II — биотит-альмандинная; III — ставролит-альмандинная; IV — ди-стен-ставролитовая.

Содержания петрогенных компонентов в осадочных породах различной степени метаморфизма, %

Группы пород	Зоны метаморфизма	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	FeO + Fe ₂ O ₃	n	K ₂ O/Al ₂ O ₃
Песчаники	I	72,00	0,78	11,35	1,67	3,70	2,20	1,23	1,43	1,81	3,42	5,37	39	0,16
	II	76,80	0,74	10,0	0,90	3,70	1,87	1,05	1,48	1,72	2,05	4,60	40	0,17
	III	76,80	0,63	10,3	0,50	4,21	1,55	1,49	1,41	1,95	0,96	4,71	50	0,19
	IV	78,52	0,52	9,77	1,46	2,69	1,27	1,05	1,30	2,29	0,96	4,15	50	0,23
Алевролиты	I	63,57	0,90	16,50	2,33	4,30	2,97	0,75	1,41	2,96	4,30	6,63	92	0,18
	II	64,95	0,92	15,89	1,92	4,54	2,86	1,28	1,09	3,28	3,20	6,46	37	0,20
	III	65,85	0,82	15,56	1,23	5,61	2,66	1,31	1,82	3,40	1,70	6,81	54	0,22
	IV	67,60	0,80	14,2	1,95	4,37	2,18	2,01	2,10	3,47	1,32	6,32	40	0,24
Известковистые алевролиты	I	61,66	0,79	14,15	1,48	4,19	3,69	3,80	1,78	,28	6,30	5,67	35	0,16
	II	62,80	0,89	15,75	1,49	4,73	3,90	3,59	1,95	,03	1,90	6,27	22	0,19
	III	63,03	0,88	15,77	1,65	5,76	3,44	3,49	1,92	,95	1,54	7,41	29	0,19
	IV	64,87	0,63	14,61	2,43	4,38	2,71	3,12	2,72	,17	1,30	6,81	25	0,22
Пелиты (высококальцевые)	I	56,97	1,06	20,84	3,36	2,86	2,41	0,77	1,28	4,18	6,20	6,22	36	0,20
	II	59,22	1,12	20,42	2,54	4,38	2,62	0,55	0,89	4,24	4,00	6,92	26	0,21
	III	56,18	0,75	20,66	2,54	4,97	2,58	1,23	1,53	5,37	4,15	7,51	10	0,26
Пелиты (низкокальцевые)	I	60,88	1,10	18,60	2,62	3,88	2,37	0,61	1,54	2,41	5,60	6,50	12	0,13
	II	62,19	1,07	18,88	2,45	5,83	2,47	0,97	0,97	2,54	2,60	8,28	77	0,13
	III	62,54	0,94	17,97	1,29	6,34	3,17	1,00	1,18	3,00	2,50	7,63	60	0,17
Пелиты	IV	60,69	0,92	17,55	2,41	5,46	3,60	1,94	1,85	3,34	2,24	7,87	60	0,19
Мергели	I	48,39	0,72	11,76	2,11	3,51	3,31	15,29	1,23	1,89	12,70	5,62	25	0,16
	II	53,93	0,79	12,01	1,28	4,44	3,50	12,35	1,29	1,53	8,44	6,72	20	0,13
	III	54,50	0,86	14,32	2,43	7,10	4,90	9,33	1,48	1,57	3,14	9,53	31	0,22
	IV	55,41	0,79	13,66	2,11	6,84	4,62	9,63	1,48	1,60	3,86	8,95	30	0,12
Известняки	I	9,28	0,17	1,74	0,63	0,27	1,75	45,93	0,34	0,23	39,50	0,90	48	0,13
	II	8,24	0,03	1,84	0,67	0,14	1,15	48,13	0,29	0,25	38,90	9,81	70	0,14
	III	7,98	0,06	2,56	0,74	0,72	1,64	46,41	0,28	0,23	36,0	1,43	10	0,09
	IV	7,98	0,06	2,56	0,71	0,72	1,64	46,41	0,28	0,23	36,0	1,43	10	0,09

* I — зеленосланцевая, II — алмадин-ставролитовая, III — дистеновая, IV — силлиманитовая.

Примечания. В силлиманитовой зоне пелиты на высоко- и низкокальцевые не разделены. Таблица составлена совместно с Г. М. Друговым и В. Н. Шаровым.

Химический состав осадочной толщи в разных зонах метаморфизма, %

Компоненты	Хлоритовая		Альмандин-ставролитовая			
			без учета пегматитов		с пегматитами	
	I		II		IIa	
	$\bar{x} \pm \sigma \bar{x}$	без п. п. п.	$\bar{x} \pm \sigma \bar{x}$	без п. п. п.	$\bar{x} \pm \sigma \bar{x}$	без п. п. п.
SiO ₂	53,47±1,06	60,24	55,63±1,18	61,47	56,17±1,89	61,80
TiO ₂	0,76±0,04	0,85	0,76±0,05	0,84	0,74±0,05	0,81
Al ₂ O ₃	13,03±0,40	14,68	12,72±0,59	14,05	12,82±0,06	14,11
Fe ₂ O ₃	1,98±0,22	2,23	1,54±0,18	1,70	1,51±0,18	1,66
FeO	3,31±0,28	3,73	3,81±0,37	4,20	3,74±0,37	4,12
MgO	2,66±0,19	3,00	2,50±0,19	2,76	2,43±0,20	2,67
CaO	10,13±0,65	11,42	10,25±0,58	11,30	10,00±0,58	11,01
Na ₂ O	1,24±0,10	1,39	1,06±0,14	1,17	1,24±0,15	1,36
K ₂ O	2,18±0,14	2,46	2,28±0,19	2,51	2,23±0,19	2,46
П. п. п.	11,25±0,63		9,36±0,46		9,11±0,30	
K ₂ O+Na ₂ O	3,42	3,85	3,34	3,68	3,47	3,82
(K ₂ O+Na ₂ O)/Al ₂ O ₃	0,26247	0,26226	0,26257	0,26192	0,27067	0,27073
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,16730	0,16757	0,17924	0,17865	0,17395	0,17434
FeO/Fe ₂ O ₃	5,29	5,96	5,35	5,90	5,25	5,78
Число использованных анализов	288		275		335	

Компоненты	Дистеновая				Силлиманитовая			
	без учета пегматитов		с пегматитами		без учета пегматитов и гранито-гнейсов		с пегматитами и гранито-гнейсами	
	III		IIIa		IV		IVa	
	$\bar{x} \pm \sigma \bar{x}$	без п. п. п.	$\bar{x} \pm \sigma \bar{x}$	без п. п. п.	$\bar{x} \pm \sigma \bar{x}$	без п. п. п.	$\bar{x} \pm \sigma \bar{x}$	без п. п. п.
SiO ₂	55,78±1,01	60,73	58,69±1,26	62,74	58,23±1,06	61,72	60,46±1,16	63,90
TiO ₂	0,68±0,03	0,74	0,59±0,07	0,63	0,74±0,06	0,78	0,60±0,06	0,63
Al ₂ O ₃	13,01±0,48	14,16	13,43±0,48	14,36	12,85±0,45	13,62	13,04±0,50	13,79
Fe ₂ O ₃	1,30±0,20	1,42	1,13±0,27	1,21	1,72±0,18	1,82	1,65±0,19	1,74
FeO	4,84±0,39	5,27	4,33±0,52	4,64	4,97±0,39	5,27	3,75±0,49	3,97
MgO	2,69±0,22	2,93	2,45±0,29	2,62	2,66±0,21	2,82	2,34±0,24	2,47
CaO	9,69±0,37	10,55	8,53±0,56	9,12	9,30±0,39	9,86	7,90±0,50	8,35
Na ₂ O	1,38±0,15	1,51	1,75±0,20	1,87	1,51±0,14	1,60	2,06±0,16	2,17
K ₂ O	2,47±0,17	2,96	2,60±0,25	2,78	2,35±0,18	2,49	2,82±0,21	2,98
П. п. п.	7,49±0,26		6,01±0,30		5,67		5,01±0,29	
K ₂ O + Na ₂ O	3,85	4,20	4,35	4,65	3,86	4,09	4,88	5,15
(K ₂ O + Na ₂ O)/Al ₂ O ₃	0,29592	0,29661	0,32390	0,32381	0,3003	0,3003	0,37423	0,37346
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,18985	0,18997	0,19360	0,19359	0,1828	0,1828	0,21626	0,21609
FeO/Fe ₂ O ₃	6,14	6,69	5,46	5,85	6,69	7,06	5,40	5,71
Число использованных анализов	244		483		241		476	

Примечание. Точность величин указанных содержаний окислов оценивается средними ошибками их средних арифметических значений: $S = \bar{x} \pm \sigma \bar{x}$.

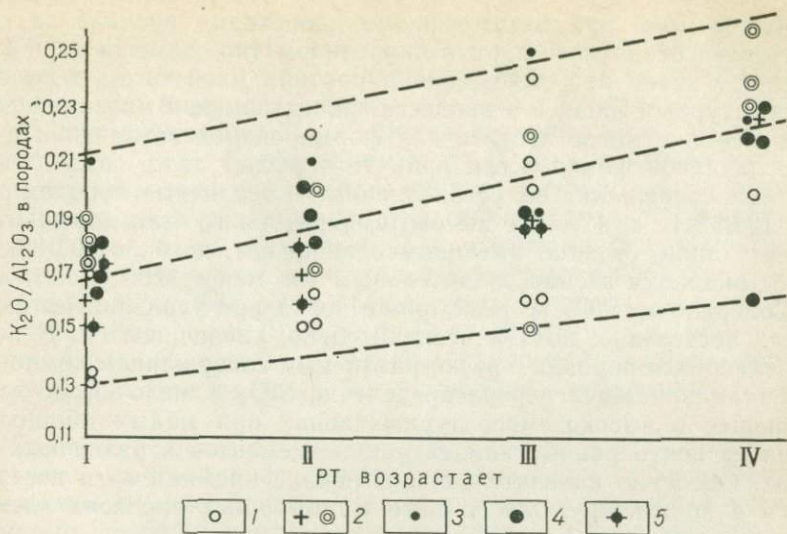


Рис. 37. Суммарный график изменения величины отношения K_2O/Al_2O_3 в алевросланцевых породах мамско-бодайбинской толщи по мере усиления степени их регионального метаморфизма.

Зоны метаморфизма: I — зеленосланцевая, II — биотит-альмандиновая, III — ставролитовая, IV — дистеновая.

Метаалевролиты: 1 — мамской толщи (по Г. М. Другову); 2 — хомолхинской свиты бодайбинской толщи (см. табл. 30). Метапелиты: 3 — мамской толщи (по данным Г. М. Другова), 4 — хомолхинской свиты; 5 — метаалевролиты мамской толщи (анализы Р. Я. Хильтовой и др.)

классов пород, составленных как из различных свит (см. табл. 31), так и из одной свиты и пачки (см. табл. 30).

Суммарное содержание щелочей, прежде всего калия и натрия, во всей метаморфизируемой толще хотя и незначительно, но также увеличивается (см. табл. 32). Одновременно заметно выражена тенденция уменьшения содержания CaO , что, согласно известным экспериментальным и расчетным данным, обусловлено диссоциацией карбонатов, прежде всего магнезиально-железистых, в зонах повышенного метаморфизма. В определенной мере происходила и частичная диссоциация кальциевых карбонатов (с выносом CaO и CO_2), о чем свидетельствует постоянно отмечающееся в районе уменьшение мощностей пластов известняков (мраморов) в высокотемпературных зонах метаморфизма по сравнению с мощностью их в зеленосланцевой фации, при сохранении общего строения разреза и развитых в нем литофаций. Что касается $Mg-Fe$ карбонатов, то их постепенно нарастающая диссоциация в регионе по мере усиления метаморфизма и псевдоморфное замещение метаморфическими минералами (хлоритом, биотитом, магнетитом) хорошо выражены и описаны ранее. Подсчет показывает, что выносимого CaO и CO_2 (особенно с учетом гранитизации) вполне могло хватить для развития рудообразующих процессов углекисло-кальциевого метасоматоза, интенсивно проявленного в зеленосланцевой фации.

Вынос серы при метаморфизме происходил вначале за счет замещения осадочного пирита пирротинном (по схеме $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} + \text{S} \uparrow$), а затем при замещении пирротина магнетитом в высокотемпературных зонах и в процессе гранитизации. Выносимой серы также вполне могло хватить для формирования оруденения в зеленосланцевой фации. Если принять в расчет даже самые минимальные содержания ее, установленные в осадочных породах района (0,06%), а в зонах высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, судя по имеющимся анализам, не более 0,01%, то вынос окажется весьма значительным (не менее 1200 тыс. т/км³).

Содержание SiO_2 во всей толще пород при усилении метаморфизма постепенно, хотя и незначительно, увеличивается. В переслаивающихся породах с резко различным содержанием компонентов устанавливается перераспределение SiO_2 и щелочей, обуславливающее в высокотемпературных зонах при малых мощностях прослоев почти равные концентрации элементов в различных породах. Особенно показательно повышение кремнезема в песчаниках и в контактирующих с ними маломощных прослоях алеврофиллитов хомолхинской свиты (см. табл. 30).

Содержание Al_2O_3 при отдельных неоднаправленных колебаниях между зонами, наоборот, испытывает слабо выраженную тенденцию к уменьшению при усилении метаморфизма. В результате этого отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ проявляет слабую тенденцию к увеличению по мере возрастания метаморфизма и гранитизации. Для кремнекислых алевросланцевых пород коэффициент концентрации (K_K) этого отношения в дистен-ставролитовой зоне в среднем (см. рис. 37) 1,7. Как видно, эти слабо выраженные тенденции устанавливаются для однотипных классов пород, составленных из различных свит (см. табл. 22) или из одной свиты и пачки (см. табл. 21), и поэтому, видимо, закономерны.

Все это, в конечном счете, и приводит к определенной неизоморфности метаморфизма. В то же время из приведенных аналитических данных видно, что в абсолютном значении изменения содержания петрогенных компонентов весьма незначительны и не приводят к существенному изменению первичного состава пород. При таком подходе наши данные не противоречат представлениям А. В. Сидоренко, Н. Л. Добрецова, Е. А. Кулиша, Д. П. Сердюченко, С. П. Кориковского и других исследователей, считающих, что одни и те же в различной степени метаморфизованные осадочные толщи могут и должны коррелироваться по химическому составу. Однако хотя и очень слабые, но изменения в составе пород все же происходят. Очевидно также, что эти изменения из-за незначительности могут быть выявлены лишь при большом числе представительных анализов. Если анализов мало, то разница в содержаниях петрогенных компонентов статистически несущественна и, главное, не превышает рассчитанной дисперсии, обусловленной ошибкой анализов и первичной неоднородностью распределения элементов в осадках, что часто и отмечается в работах многих исследователей.

Следует также иметь в виду, что процессы регионального метаморфизма, обычно строго не разделяемые исследователями по природе, на самом деле полигенны, как убедительно показано А. А. Маракушевым, Д. А. Великославинским, Б. Я. Хоревой, А. Мияширо, В. А. Глебовицким и др. В данном случае метаморфизм контролируется зонами глубинных разломов и развивается в условиях, хотя и слабо, но открытой системы, что и фиксируется приведенными анализами. В то же время однородный незональный метаморфизм регионально-геотермического типа, типоморфный для древних эпох, прежде всего архейских, согласно данным А. В. Сидоренко [32], Е. А. Кулиша [18] и других, сопровождается значительно более слабым изменением состава пород и практически изохимичен в отношении петрогенных компонентов.

Соответственно различна и возможная роль этих типов метаморфизма в метаморфогенно-гидротермальном рудообразовании. Зональные метаморфические пояса помимо автохтонных метаморфических новообразований сопровождаются интенсивно проявленным метаморфогенно-гидротермальным — аллохтонным (по генетической классификации Я. Н. Белевцева с соавторами [1]) оруденением. Характерен полифациальный трансрегиональный метаморфический пояс, развитый в складчатом обрамлении юга Сибирской платформы [7]. Для однородного незонального архейского метаморфизма, развитого на древних кристаллических щитах, наоборот, типоморфны месторождения собственно метаморфического автохтонного типа, что можно заключить из данных Я. Н. Белевцева, Е. А. Кулиша, Н. П. Семеновко, А. В. Сидоренко, Д. П. Сердюченко и других исследователей. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение, сингенетичное процессам метаморфизма, обычно не развито, а если интенсивно и проявлено, то связано с наложенными более молодыми зонами диафоритов, развивающимися вдоль глубинных разломов (область Становика — Джугджура и др.).

Для развития метаморфогенно-гидротермального оруденения благоприятен концентрическизональный тип метаморфизма, проявленный в локальных метаморфических куполах и условно названный купольным. Этот метаморфизм на доступных для наблюдения горизонтах локализуется, как показали проведенные наблюдения, в узлах пересечений глубинных разломов и типоморфен для многих фанерозойских золотоносных районов. Характерны зональные метасоматические изменения, приводящие к альбитизации метаморфизируемых пород в нижних частях метаморфогенной колонны и к слабо выраженной карбонатизации и серицитизации — в верхних. Уже одно это не позволяет считать данные процессы полностью изохимическими.

Б. В. Петров, В. А. Макрыгина [29], К. Б. Кепежинская, В. В. Хлестов, ранее изучавшие зональный метаморфизм, пришли к выводу о его изохимичности в результате двух основных причин: 1) ими не исключались из опробования породы, подверженные ре-

гионально проявленным метасоматическим изменениям, связанным с процессами метаморфизма; 2) опробование пород производилось без дробного подразделения на узкие литофациальные разновидности. Как показали специально выполненные наблюдения, метасоматиты регионального типа здесь широко развиты, довольно интенсивны, несколько предшествуют рудоотложению и образуют новообразования магнезиально-железистых карбонатов и пирита, сопровождаясь изменениями химического состава пород. На то что они в должной мере не исключались при опробовании названными авторами, указывает прежде всего минеральный парагенезис проанализированных пород, приведенный в их работах — присутствие пирита в ассоциации с магнезиально-железистыми карбонатами и серицитом (мусковитом).

Что касается опробованных Б. В. Петровым и К. Б. Кепежинским и др. метапелитов, то они кажутся однородными только при первом впечатлении. На самом деле в пределах той части разреза, которая опробовалась этими геологами, помимо алевролитов и филлитов, выделяются: грубозернистые и филлитовидные алевролиты, алеврофиллиты и алевросланцы. Различия в химическом составе этих литологических разновидностей пород незначительны — по основным компонентам 0,5—1% и менее (см. табл. 30). Возможные различия в химическом составе пород соседних зон метаморфизма еще менее значительны. Поэтому при валовом опробовании, произведенном Б. В. Петровым и К. Б. Кепежинским без выделения этих разновидностей, эти различия вообще не могут быть выявлены, особенно если учесть, что соотношение между дробными разновидностями пород по простиранию в пределах пачек значительно колеблется. Необходим строго дифференцированный подход к изучению отдельных дробных литофациальных классов пород, как это мы попытались сделать. Выделение дробных классов без многомерных статистических методов и, в частности, использованного нами иерархического кластер-анализа или подобных статистических методов, вряд ли может быть успешным.

Нельзя не обратить внимание на аномально низкое содержание K_2O в охарактеризованных К. Б. Кепежинским и В. В. Хлестовым метапелитах зеленосланцевой фации (в среднем 1,72%). По данным наших химических анализов, выполненных в трех различных лабораториях (ИМГРЭ, Москва; Ириредмет, и ИЗК СО АН СССР, Иркутск), содержание K_2O в метапелитах, отобранных на этих же участках, 2,69—3,14%.

Химизм гранитизации. Как видно из данных, приведенных в табл. 32, при процессах гранитизации и пегматитообразования, завершающих развитие метаморфизма, как и при самих процессах метаморфизма, во всех зонах, включая дистеновую и алмадин-ставролитовую, происходил привнос Si, K и особенно Na. Одновременно еще в больших количествах, чем в процессе предшествующего метаморфизма, выносились летучие, CaO, Mg и в незначительной степени TiO_2 . Суммарное содержание Fe остается практически неизменным. Содержание Fe_2O_3 проявляет общую

тенденцию к уменьшению по мере усиления метаморфизма. Однако в дистеновой зоне оно выше, чем в алмадин-ставролитовой.

Таким образом, общая направленность миграции компонентов в процессе гранитизации и пегматитообразования та же, что и при региональном метаморфизме. Основные различия заключаются в интенсивности миграции компонентов — весьма слабой в прогрессивный этап метаморфизма и значительной — при гранитизации. Так коэффициент концентрации (K_k) отношения K_2O/Al_2O_3 в процессе регионального метаморфизма в целом для всей метаморфизируемой толщи 1,15, с учетом гранитов и гранит-пегматитов 1,3, для гранитизированных гнейсов 1,7 и гранитов 2,2. Все это, очевидно, указывает на тесную генетическую общность обоих процессов: развитие под влиянием однотипных метаморфизирующих (трансмагматических, по Д. С. Коржинскому) «растворов», поступающих по зонам глубинных разломов из более глубоких горизонтов (по сравнению с силлиманитовой зоной) земных недр. В соответствии с исследованиями А. П. Виноградова эти «растворы», вероятно, в своей первооснове представляют собой продукты дегазации (дифференциации) верхней мантии. Активное поступление их в этап инверсии и гранитизации по зонам разломов (на фоне уменьшения $P_{общ}$) приводит к ярко выраженным метасоматическим процессам. И, наоборот, во много раз более слабое поступление этих растворов в предшествующий этап собственно регионального метаморфизма (в условиях высокого $P_{общ}$, препятствующего поступлению растворов как инфильтрационным, так и диффузионным путем) привело к весьма слабому развитию метасоматических процессов.

В дистеновой и силлиманитовой зонах в толще пород, вмещающих пегматиты и гнейсо-граниты, содержание Fe и Mg более высокое, чем в алмадин-ставролитовой зоне. Одновременно уменьшается количество SiO_2 . Общее содержание Fe и Mg в толще с учетом пегматитов и гранитов практически сохраняется неизменным. Это указывает, что наряду с направленным привнесом щелочей и кремнезема в процессе гранитизации происходила и «местная» метаморфическая дифференциация, приведшая к частичной базификации метаморфических толщ.

Проверка значимости указанных тенденций по t -критерию Стьюдента показала, что различие при 95%-ном уровне статистически значимо: для SiO_2 между зонами I и IIIa, I и IV; II и IV; III и IV; для K — лишь между I и IV; для Na между I и IIIa, I и IV, II и IIIa, II и IV, III и IIIa, III и IV; для Ca — между I и IV, II и IIIa, II и IV, III и IIIa, III и IV; для летучих всеми зонами. При доверительной вероятности 0,9 различия статистически значимы для K, Ca и FeO уже между зонами I и IIIa, а при доверительной вероятности 0,8 — для K между I и III зонами. Пересчет на молекулярные и атомные количества (в %) при исключении SiO_2 и п. п. п. также показал, что отмеченные тенденции подтверждаются.

Поведение золота в процессе регионального метаморфизма

Проблема поведения различных рудообразующих элементов и, в частности, золота при процессах регионального метаморфизма уже давно привлекает большое внимание исследователей. Актуальность и важное значение этой проблемы для разрешения вопроса рудообразования признается ведущими специалистами в области металлогении (Коржинским [17]; Шилов [37]; Щегловым [38]; Сидоренко [32] и др.). Высказываются диаметрально противоположные точки зрения. Часть исследователей считает, что рудогенные элементы ведут себя практически инертно, другие — склонны придавать этим процессам большое рудообразующее значение.

Основываясь на геологических закономерностях размещения золотоносной минерализации, автор в 1963 г. [3] высказал мнение о миграции золота в процессе регионального метаморфизма из зон гранитизации и высокотемпературных фаций в зеленосланцевую зону. Как известно, эти представления привлекли внимание широкого круга геологов, оживленно дискутировались на различных совещаниях и продолжают обсуждаться в печати. Многие исследователи до сих пор отрицают возможность миграции золота и других рудогенных компонентов как в период прогрессивного метаморфизма, так и в этап гранитизации. Высказано также мнение [24], что при метаморфизме пород кислого состава содержание золота не уменьшается, а наоборот, возрастает. Уменьшение содержания золота, по мнению этих исследователей, происходит лишь в породах основного состава, причем постепенно, по мере нарастания метаморфизма.

Для решения данного вопроса автором, помимо детального изучения метаморфической зональности в размещении минеральных ассоциаций различных регионов, большое внимание было уделено определению кларковых содержаний золота осадочно-метаморфических толщ в разных зонах метаморфизма и в продуктах гранитизации. Детально изучались и опробовались породы, где изограды метаморфизма занимают секущее положение к простиранию пластов (свит), что дало возможность непосредственно в поле непрерывно проследить последние из одной зоны метаморфизма в другую и последовательно опробовать в различных зонах метаморфизма. Методика отбора проб для определения содержания золота была та же, что и для проб, отбираемых для изучения изменения химического состава пород в процессе метаморфизма и гранитизации. Точнее, химический состав пород и содержание в них золота определялись из одних и тех же проб. Опробование производилось по разрезам, расположенным на расстоянии 0,5—2 км один от другого. В каждом разрезе все пачки или пласты пород опробовались строго раздельно по составу на всю мощность, путем отбора нескольких проб (от 3—5 до 25) в зависимости от мощности и числа пластов опробуемых разновидностей пород и мощности метаморфических зон. Масса каждой пробы не менее

3—5 кг. Составлялись они из 50—70 сколков, отбираемых из одной литологической разновидности равномерно на площади в несколько сотен квадратных метров. Весь материал пробы истиралась до пудры и затем, путем многократного квартования и вычерпывания, отбиралась необходимая навеска (50 г) для анализа.

Правильность отбора проб по отдельным разновидностям пород (в том числе в зонах кристаллических сланцев), как и при изучении химического состава, обеспечивалась комплексно. Производились: 1) непрерывное последовательное прослеживание по простирацию (на детальной кондиционной геологической основе) пластов из зон слабого в зоны высокого метаморфизма; 2) определение (уточнение) первичного литофациального класса породы в пределах выделяемой пачки или пласта, исходя из их зернистости, структурно-текстурных особенностей и типоморфных для соответствующих зон метаморфизма в данном районе минеральных парагенетических ассоциаций; 3) комплексный многомерный классификационный кластер-анализ.

Наиболее детально исследовались породы верхнепротерозойских свит, которые детально закартированы и безошибочно выделяются в поле. Опробованные отложения представлены различными разновидностями метаалевросланцев и песчаников. Дополнительно несколько более редкой сетью опробовались породы других свит, как в этом, так и в других регионах, в том числе в Прибайкалье и Приамурье. Для обеспечения достоверности высокочувствительные анализы на золото выполнялись параллельно в трех лабораториях: спектрохимическим методом в Институте Земной коры и нейтронно-активационным — в ЦНИГРИ и НИИ ядерной физики при ТПИ. Всего их для этих целей было выполнено в общей сложности более 5000. Установлено следующее (см. табл. 30; см. рис. 36, 37, табл. 33).

В собственно прогрессивный этап метаморфизма, не сопровождающийся метасоматитами, золото, содержащееся в метаморфизуемых породах, ведет себя различно, в зависимости от РТ-условий метаморфизма. В хлорит-биотитовой и биотит-альмандиновой зонах содержание его не изменяется существенно по сравнению с исходным, но начиная со ставролит-дистеновой зоны, постоянно значительно (статистически значимо) уменьшается. Эта закономерность четко выражена на различных участках, в различных регионах, в породах различного химического и гранулометрического состава и не обусловлена, как показывают выполненные детальные наблюдения, наложенными гидротермальными процессами или изменением фациальных условий осадконакопления: породы с наложенными гидротермальными процессами вообще исключались; сравнивались лишь одни и те же литофациальные разновидности, лишённые этих процессов. Об этом свидетельствует и четкая зависимость исходных содержаний золота в рассматриваемых случаях от зернистости пород: наиболее низкие (1,4 мг/т) в пелитолитах и самые высокие (6,3 мг/т) в песчаниках. Таким образом, содержание золота изменяется не постепенно и однона-

Кларковые содержания золота (мг/т)
в породах различной степени метаморфизма

Участок	Породы	Вид анализа*	Зоны метаморфизма**				
			I	II	III	IV	V
1	Филлитовидные алевролиты	CX	3,2 (50)	3,0 (50)	1,75 (27)		
		CX	1,4 (13)	2,2 (30)	1,10 (13)		
	Алеврофиллиты	CX	4,3 (61)	5,8 (82)	2,5 (34)		
		HA	5,5 (33)				
	Кварцитовидные песчаники	CX	6,9 (16)	5,2 (51)	1,9 (17)		
		HA	6,2 (14)	7,6 (36)	3,2 (24)		
Алевросланцы	CX	2,5 (86)	3,0 (125)	1,4 (78)			
2	Алевросланцы	CX	3,2 (33)	2,6 (68)	1,7 (28)		
	Песчаники	CX	3,2 (53)	3,1 (27)	2,5 (20)		
3	Алевросланцы	CX			2,3 (32)	2,0 (35)	0,73 (22)

* CX — спектрохимический и HA — нейтронно-активационный анализы. В скобках указано число проб.

** I — зеленосланцевая, II — эпидот-амфиболитовая, III — дистен-ставролитовая, IV — дистеновая, V — силлиманитовая.

правленно по мере усиления метаморфизма, как это обычно предполагается исследователями, а лишь начиная с определенных PT-условий — соответствующих дистен-ставролитовой зоне метаморфизма.

Следовательно, начиная с дистен-ставролитовой зоны, т. е. в процессе высокотемпературного регионального метаморфизма, происходит активный вынос золота. Применительно к этим условиям метаморфизма $P_{\text{общ}}$ 400—600 МПа и T — 470—500° С. В более низкотемпературных условиях прогрессивного регионального метаморфизма золото практически инертно и приобретает подвижность лишь при последующем регрессивном (гидротермальном) метаморфизме за счет высокой химической активности гидротерм. Колебания в содержании золота, отмечаемые в этих зонах, не строго постоянные и вызваны неоднородностью первичного распределения золота. Некоторое исключение составляет лишь эпидот-амфиболитовая фация. В ней в пяти из девяти случаев (см. табл. 33) отмечается несколько более высокое содержание золота по сравнению с хлорит-серицитовой, что свидетельствует о некотором отложении в ней золота, выносимого из более высокотемпературных зон метаморфизма. Однако, как видно, это увеличение отмечается не во всех породах, а в абсолютном значении во много раз меньше по сравнению с тем количеством золота, которое выносилось из высокотемпературных зон, т. е. аккумуляция (сорбция) золота, выносимого из амфиболитовой фации, в эпидот-амфиболитовой фации

происходила (при соответствующем благоприятном составе пород), но очень слабо.

Следует также учитывать, что значительных содержаний золота в сульфидах эпидот-амфиболитовой фации не устанавливается. Наоборот (см. табл. 29), содержания золота в них намного ниже, чем в зеленосланцевой фации, в том числе и в осадочно-метаморфических разностях сульфидов. Так, в осадочно-диагенетическом пирите зеленосланцевой фации среднее содержание золота составило 66 мг/т, в пирротине эпидот-амфиболитовой фации, образованном за счет метаморфизма этого пирита, 20 мг/т и в амфиболитовой 10 мг/т. Как видно, вынос золота при метаморфизме пирита бесспорен. Ранее полученные данные [29] о существенно более высоких содержаниях золота в породах эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма по сравнению с зеленосланцевой (в 1,5—3 раза) не подтверждаются. Судя по результатам специально выполненных контрольных наблюдений и опробования, низкие содержания золота в зеленосланцевой фации были получены в связи с тем, что при опробовании не исключались регионально выраженные метаморфогенно-метасоматические процессы. Последние почти повсеместно широко распространены в зеленосланцевой фации и приводят, как было показано ранее (см. табл. 22—24), к значительному выносу золота и переотложению его в рудолокализирующие зоны интенсивного рассланцевания в пределах этой фации — зоны разгрузки метаморфогенных гидротерм. В результате общее «валовое» содержание золота в породах зеленосланцевой фации (с учетом этих метасоматитов), действительно, будет ниже (если исключить рудные зоны, как это сделано у названных авторов), чем в эпидот-амфиболитовой. Вероятно, эта же ошибка допускается и у других исследователей, пришедших к мнению о более низком содержании золота в зеленосланцевой фации по сравнению с более высокотемпературными. Отделить регионально развивающиеся метасоматиты, приводящие к выносу золота, от «обычных» неизменных регионально метаморфизованных пород довольно трудно, и более того, не всегда возможно, особенно в поле, поскольку переходы между измененными и неизменными породами не контрастные, весьма постепенные. Нужно проводить тщательные наблюдения, в том числе изучать минеральные ассоциации и текстурно-структурные особенности пород под микроскопом. Возможно, что и автору в какой-то мере не удалось полностью исключить влияние этих процессов, прежде всего при опробовании алевролитов и песчаников. За счет этого содержание золота в них оказалось в ряде случаев ниже, чем в эпидот-амфиболитовой фации. Ближе всего первичным содержаниям отвечают данные по золотоносности в пределах биотит-альмандиновой зоны, где почти не развиты гидротермально-метасоматические процессы. Слабозолотоносная осадочно-диагенетическая минерализация, прежде всего пириты и Mg-Fe карбонаты, должны строго отделяться от более золотоносной наложенной — метаморфогенно-гидротермальной. Нередко в практике это не учитывается, что приво-

дит к получению завышенных данных по первичноосадочной золотоносности пород региона.

Степень обоснованности представлений геологов, считающих золото инертным в процессе метаморфизма, уже отражалась автором в предшествующих публикациях. В частности, вывод Л. В. Ли и О. И. Шохиной [21] об инертном поведении золота противоречит приводимым в указанной работе фактическим данным, и как раз, наоборот, свидетельствует о подвижности золота в условиях регионального метаморфизма: по данным этих геологов, содержание золота в породах зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фации 9,6—9,4 мг/т, в амфиболитовой 7,5 и в гранулитовой 3,7 мг/т. Что касается работы В. М. Чайки и Г. Е. Неждановой [35], то в ней не приводятся содержания золота в одноименных породах разных зон метаморфизма, что необходимо при решении рассматриваемого вопроса, а лишь показана, и довольно убедительно, важная роль углеродистого вещества и сульфидов в локальном перераспределении золота применительно к высокотемпературным зонам метаморфизма. В работах других геологов не приводится новых фактических данных, либо допускается общая методическая ошибка: сравниваются породы разных зон метаморфизма, которые не являются полными литолого-стратиграфическими аналогами и, более того, имеют различный возраст.

Что же касается золота, присутствующего иногда в несколько повышенных содержаниях (до 4—7 мг/т) в высокотемпературных парагнейсах, и опровергающих, по мнению сторонников инертного поведения золота, его миграцию в условиях метаморфизма, то, во-первых, еще не доказано, что оно действительно в этих случаях первичноосадочное, а не обусловлено наложенными регрессивными процессами, обычно широко проявленными в таких породах и, во-вторых, необходимо иметь в виду, что миграция золота в условиях регионального метаморфизма не означает, что оно во всех случаях, независимо от типа пород, их состава, характера и формы вхождения самородного золота в метаморфические минералы, крупности и, наконец, типа метаморфизма, обязательно все полностью будет вынесено из метаморфизируемых пород. Наиболее легко выносится золото, содержащееся в сульфидах, прежде всего в его основном концентрате — пирите. Как ранее отмечалось, в зеленосланцевой фации и в неметаморфизованных отложениях содержание золота в нем повышенное (в среднем около 0,066 г/т), в вулканогенно-осадочных и особенно гидротермально-осадочных разностях значительно выше: до 10—15 г/т и более. В то же время в пирротине высокотемпературных зон метаморфизма, образованном за счет метаморфизма этого пирита (что доказывается путем непрерывного прослеживания пиритоносных пластов из зеленосланцевой фации в амфиболитовую), содержание золота 11 мг/т, т. е. намного ниже. Повышенных содержаний золота в собственно метаморфогенном пирротине нигде не встречено. Не случайно, что в пиритоносных толщах концентрируются известные крупные золоторудные месторождения (Австралия, США, Африка).

Золото, находящееся в виде самородных частиц, прочно «зачеканенных» в кристаллической решетке Mg-Fe минералов (слюд, амфиболов, магнетита и др.), может удерживаться довольно долго, вплоть до процессов палингено-метасоматической гранитизации, приводящей к разложению этих минералов. Существенное значение имеет также крупность выделений золота. В хемогенных осадках с тонкодисперсным золотом последнее наиболее легко мигрирует, в кластогенных породах и конгломератах — наиболее слабо.

Общий химический состав пород (геохимическая среда) также, очевидно, должен существенно влиять на миграционную способность рудогенных компонентов в процессе метаморфизма. Углеродсодержащие толщи пород, насыщенные высокоминерализованными поровыми водами и органическими соединениями, наиболее благоприятны, поскольку содержат в повышенных количествах серу, хлор, фтор, мышьяк, бор, органические кислоты и другие природные переносчики и растворители золота и других металлов. Немаловажную роль при этом играют металлоорганические соединения. Высоким первичным содержанием серы характеризуются также и толщи основных пиритовых эффузивов, часто вмещающие золоторудные месторождения.

Общетеоретические разработки по химизму процессов метаморфизма, на которые ссылаются С. Д. Шер [36], В. Г. Петров [28] и другие геоблоги, отрицающие миграцию золота при процессах метаморфизма и возможность образования метаморфогенных месторождений золота, не отрицают, а наоборот, подтверждают возможность миграции золота при рассматриваемых процессах. В настоящее время никто из исследователей не отстаивает тезис о полной изохимичности метаморфизма, если принимать во внимание летучие H_2O , CO_2 , S, Cl, F и другие активные растворители и переносчики золота в природных условиях. Когда речь идет о изохимичности метаморфизма, то имеют в виду прежде всего основные петрогенные компоненты. Однако даже относительно их поведения среди геологов, как известно, нет еще единого мнения. В рассматриваемых же случаях метаморфизм не является вполне изохимичным даже в отношении петрогенных элементов.

Тип метаморфизма, степень его неизохимичности, несомненно играют важную роль. Незональный регионально-геотермический метаморфизм, в том числе гранулитовой фации, видимо, действительно, не приводит к значительной миграции рудогенных элементов. Свидетельством является наличие в рудах месторождения Брокен-Хилл (Австралия) высоких концентраций серебра, общее слабое перераспределение сульфидов свинца и цинка и присутствие золота. Руды этого месторождения испытали метаморфизм гранулитовой фации. Однако, в отличие от зонального неизохимичного метаморфизма, проявляющегося вдоль глубинных разломов, метаморфизм руд этого месторождения развивался в условиях закрытой системы [38].

Сопоставление пород разной степени зонального метаморфизма (см. табл. 30) показывает, что в них меняется содержание золота на фоне общего изменения их химического состава, прежде всего величины содержания калия и отношения K_2O/Al_2O_3 . Как и в зонах выноса околорудной гидротермальной метасоматической колонки, намечается обратная связь ($r = -0,27$) между Au, K и величиной отношения K/Al (см. табл. 30). Это свидетельствует об определенной близости условий миграции Au при метаморфических и гидротермально-метасоматических процессах. Для последних многие исследователи признают существенную роль щелочей в растворении и переносе Au, в частности соединений типа $K(Au, Cl_4)$ и $Na(AuCl_4)$. Важную роль этих соединений можно предполагать и для процессов регионального метаморфизма. Можно ожидать также, что отрицательная связь Au с K_2O/Al_2O_3 вызвана в определенной мере «вытеснением» Au из осадков в процессе кристаллизации калиевых алюмосиликатов, характеризующихся более высоким, чем в исходных породах, отношением K/Al. Это подтверждается текстурно-минералогическими особенностями пород высокотемпературных фаций. В них, в отличие от гранат-ставролитовой и зеленосланцевой зон метаморфизма, имеющих более высокое содержание Au, первичные кластические, в том числе пелитовые структуры полностью перекристаллизованы, т. е. сменяются крупно- и среднезернистыми кристаллобластовыми. Известно, что тонкозернистый, особенно глинистый (пелитовый) материал, — один из возможных сорбентов Au.

По данным различных исследователей, Au в горных породах присутствует в основном в самородном, атомарном виде. Поэтому, в отличие от других элементов, оно вряд ли может в существенных количествах входить изоморфно в состав порообразующих метаморфических минералов и накапливаться в них по мере возрастания T метаморфизма. Наоборот, содержание его уменьшается в сульфидах и кварце при усилении метаморфизма. Обычно же, как известно, изоморфная емкость минералов к различным элементам возрастает по мере повышения T их кристаллизации. Золото имеет минимальную энергию связи с другими минералами и элементами, благодаря чему сравнительно легко может мигрировать при наложенных процессах. Этому способствуют общие геохимические особенности золота и, в частности, самые низкие значения изобарных потенциалов его природных соединений. В ряду «самородности элементов», характеризующем степень сродства рудных элементов к кислороду и сере в интервале T от 100 до 1000° C, Au занимает самое последнее место [20]. Малая величина термодинамического потенциала ионов Au обуславливает слабое взаимодействие его со средой при высоких P и T и малом потенциале кислорода, характерных для высокотемпературных фаций метаморфизма. В конечном итоге это и предопределяет миграцию золота из метаморфизируемых пород.

Существенное влияние на уменьшение концентраций Au в высокотемпературных метаморфических зонах, несомненно, оказала

также частичная диссоциация осадочно-диагенетических сульфидов и замещение пирита пирротинном, а затем — пирротина магнетитом. Если в зеленосланцевой фации суммарное содержание осадочных сульфидов — десятые доли процента, то в дистен-ставролитовой оно снижается до сотых долей процента или вообще не фиксируется. Кроме того, резко снижается содержание Au в самих сульфидах. Подсчет показывает, что Au, находящееся в сульфидах и вынесенное при их диссоциации и дисульфидизации, составляет не менее 20—45% от его общего количества, вынесенного при метаморфизме. Главное, что при этих процессах высвобождается громадное количество серы — не менее 1200 тыс. т/км³ — вполне достаточное для выноса Au в виде сульфидных комплексов, которые являются наиболее реальными переносчиками Au в природных условиях [49]. Об этом свидетельствует довольно четко выраженная прямая связь ($r=0,5$) между содержанием в породах осадочных или метаморфических сульфидов и Au. В гидротермально-метасоматически измененных породах Au начинает отлагаться только в тех местах, где образуются сульфиды. Постоянное, хотя порой и незначительное (доли %) содержание сульфидов в золотоносных жилах — обязательное явление для различных золоторудных месторождений мира. Минерализованные зоны и жилы, лишенные сульфидов, не содержат и золота.

Одновременно экспериментальные данные [14] показывают, что начиная с дистен-ставролитовой зоны активно происходит дезинтеграция самородных частиц золота, присутствующего в сульфидах. Аналогичным образом, вероятно, ведет себя золото, распределенное в самой породе. Естественно, это не может не способствовать его растворимости, поскольку известно, что растворимость различных образований существенно возрастает при повышении их дисперсности.

Как показали расчетные и экспериментальные данные Н. В. Вилора, рост температур в целом усиливает трансляционное движение атомов золота, возбуждает в нем валентные электроны и облегчает выход катионов. Эти процессы определяют возрастание растворимости Au с повышением температур. Причем растворимость золота возрастает не только в виде иона AuS^{1-} , но и в форме других возможных природных соединений, в том числе хлорауратов и гидроксокомплексов. Прежде всего это касается $[AuCl_2, Au(OH)_4]$ и $AuCl(OH)_3$. При 470—500 °С, соответствующих началу миграции Au из высокотемпературных зон метаморфизма, содержание Au в растворах в виде этих и других соединений может достигать, по данным Н. В. Вилора, значительных концентраций (20 г/м³ раствора и более).

Следует также учитывать, что в высокотемпературных зонах метаморфизма метаморфические растворы характеризуются не только высокой температурой, но и повышенной кислотностью. Возрастание кислотности растворов в области высоких температур приводит к резкому возрастанию растворимости Au.

Согласно приведенным результатам (см. табл. 33), в среднем из 1 км³ пород во время метаморфизма выносилось не менее 2,5 т Au. Общее же количество Au, выносимого при этих процессах, очевидно, было значительным благодаря региональному распространению высокотемпературных фаций. Естественно допустить, что, поступая за счет градиентов Р и Т в зеленосланцевую фацию — в зону разгрузки метаморфогенных вод — оно могло явиться существенным источником для формирования золоторудной минерализации.

Поведение золота в процессе гранитизации и пегматитообразования

Для изучения этого вопроса определялось содержание золота в пегматитах и гнейсо-гранитах различного состава и структуры и во вмещающих их в различной степени гранитизированных кристаллических сланцах и гнейсах. Отобранные пробы примерно равномерно охватывали как площади в целом, так и основные пегматитовые и гнейсо-гранитные поля. Помимо лично отобранных проб, для этих целей использовались образцы или пробы, любезно предоставленные нам Г. Х. Бреевой, Г. М. Друговым, Б. М. Шмакиным, В. П. Васильевой, В. В. Залуцким, М. А. Шibaевым, Ю. М. Сычевым, Л. И. Верховиным, В. А. Черемных, В. Н. Шаровым и др. Во всех случаях, как и при изучении процессов метаморфизма, отбирались образцы, лишенные каких-либо вторичных изменений. Всего выполнено 2050 высокочувствительных анализов. Результаты их приведены в табл. 34. По данным многочисленных химических анализов, выполненных автором и другими исследователями (Г. М. Другов, В. Н. Шаров, Ю. М. Соколов, Н. А. Львова, А. П. Кочнев, В. А. Черемных и др.), рассчитан средний состав анализируемых толщ (табл. 35).

Содержание золота и химический состав, в частности, определялись в исходных кристаллических сланцах и гнейсах верхнепротерозойской патамской серии и в сформированных путем их гранитизации (перечисляемых в порядке образования): 1) гранитизированных сланцах и гнейсах, 2) гранитах, гнейсо-гранитах, 3) в плагиоклазовых гранит-пегматитах метаморфического генезиса, 4) в несколько более поздних плагиоклаз-микроклиновых (микроклин-плагиоклазовых) и 5) в микроклиновых гранит-пегматитах метаморфогенного или магматического генезиса. Все эти производные процессов гранитизации образуют единый, длительно развивавшийся мамско-оронский плутонический комплекс. При этом, по мнению различных исследователей, граниты, гнейсо-граниты и плагиоклазовые гранит-пегматиты — типично автохтонные образования, плагиоклаз-микроклиновые и микроклиновые пегматиты также в основном автохтонные или незначительно перемещенные. Полученные результаты позволили сделать следующие выводы.

1. Среднее содержание Au во всех последовательно формирующихся продуктах гранитизации существенно ниже, чем в исход-

Кларковые содержания золота в продуктах палингенно-метасоматической гранитизации и в исходных метаморфических породах (Восточная Сибирь)

Породы	Вид анализа	Число анализов	Содержание золота, мг/т
Вмещающие исходные — двуслюдяные кристаллические сланцы и гнейсы амфиболитовой фации метаморфизма	СХ	206	3,59
	НА	365	3,78
Эти же, метасоматически гранитизированные	СХ	84	2,11
	НА	107	2,80
Палингенно-метасоматические гнейсо-граниты и граниты	СХ	297	2,24
	НА	465	2,47
Метаморфогенные плагиоклазовые гранит-пегматиты и мигматиты	СХ	83	1,60
	НА	42	2,10
Палингенные слабо перемещенные и автохтонные микроклиновые и плагиоклаз-микроклиновые пегматиты, в том числе:	СХ	227	2,36
	НА	177	2,80
плагиоклаз-микроклиновые	СХ	76	2,37
	НА	62	2,95
микроклиновые	СХ	151	2,35
	НА	115	2,75
В среднем по всем пегматитам с учетом их распространенности (плагиоклазовых — 18%, плагиоклаз-микроклиновых — 76% и микроклиновых — 6%)	СХ	310	2,23
	НА	216	2,76

ных кристаллических сланцах и гнейсах. Наиболее низкое содержание золота в гнейсо-гранитах и особенно в самых ранних — плагиоклазовых разностях пегматитов, имеющих, по мнению исследователей, типично метаморфический (метасоматический) генезис и характеризующихся наиболее высоким содержанием SiO_2 , Na, Ca и наиболее низким — K. Несколько выше содержание Au в поздних микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых пегматитах со значительным развитием калиевых метасоматических процессов и общим повышенным содержанием калия¹. Эти же пегматиты наиболее аллохтонны по условиям образования.

Очевидно, процессы интродуирования магматического расплава способствуют накоплению в нем летучих и рудных компонентов, в данном случае золота, что уже предполагали некоторые исследователи.

¹ Указанные различия (см. табл. 34) в содержаниях Au между группами статистически значимы.

Средний химический состав (вес. %) палингенно-метасоматических гранитов, гранито-гнейсов, пегматитов и исходных кристаллических сланцев и гнейсов

Породы	Число анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	K ₂ O/(Al ₂ O ₃)
Двуслюдяные кристаллические сланцы и гнейсы	245	64,32	0,85	15,25	1,66	6,03	3,44	3,98	1,65	2,58	0,17
Эти же, метасоматически гранитизированные	35	68,02	0,78	14,40	2,67	2,78	1,43	2,45	2,94	4,20	0,29
Граниты и гнейсо-граниты	58	70,78	0,47	14,29	1,18	1,80	0,76	1,62	3,50	4,67	0,33
<i>Пегматиты</i>											
а) плагиоклазовые	40	75,15	0,097	15,89	0,42	0,62	0,33	2,54	4,44	1,15	0,07
б) микроклин-плагиоклазовые и плагиоклаз-микроклиновые	103	72,19	0,09	15,85	0,48	0,84	0,33	1,50	3,21	4,63	0,29
в) микроклиновые	45	72,20	0,033	15,33	0,15	0,55	0,21	0,48	2,16	9,19	0,60
Средний состав пегматитов (а — 18%, б — 76%, в — 6%)	188	72,66	0,088	15,83	0,45	0,78	0,32	1,62	3,37	4,28	0,27

2. Основной вынос Au происходит в ранний метасоматический этап гранитизации и пегматитообразования до появления анатектического расплава: в метасоматически гранитизированных гнейсах, палингенно-метасоматических и анатектических гранитах содержание его практически одинаково, а в наиболее поздних пегматитах даже несколько выше, чем в гранитах.

Очевидно, можно утверждать, что в процессе гранито- и пегматитообразования наряду с резко преобладающим выносом происходит некоторое накопление оставшегося золота в наиболее поздних и наиболее аллохтонных магматических производных, т. е. незначительное увеличение содержания золота к концу магматического процесса одновременно с повышением химического потенциала калия.

Таким образом, намечаются две противоположные тенденции¹ в поведении золота, проявляющиеся в различные этапы: первая, определяющая, — вынос в ранний этап гранитизации и пегматито-

¹ Наличие обеих тенденций, очевидно, является одним из выражений закона диалектического единства противоположностей в явлениях природы.

образования и вторая, слабо проявленная, — накопление по мере эволюции пегматитового процесса в наиболее интродуцированных расплавах совместно с летучими, в том числе с В, F, S, As и H_2O . Об этом свидетельствует повышенное развитие в микроклиновых и плагиоклаз-микроклиновых пегматитах (по сравнению с другими разностями пегматитов) мусковита, апатита, турмалина и акцессорных сульфидов в виде пирротина, халькопирита и галенита.

3. При поздних пневматолито-гидротермальных процессах, типа кварцевого и кварцево-мусковитового замещающего комплекса, вынос Au из гранитов, пегматитов и вмещающих пород не происходит. Это доказывается тем, что содержание Au в позднем кварце замещающего комплекса, в различной степени минерализованных им пегматитах и боковых породах, а также в мусковите и в целом в метасоматически измененных породах в среднем не ниже, а часто выше, чем в их исходных разностях. Так, например, содержание Au в кварце замещающего комплекса, развитого в микроклиновых пегматитах, по данным 30 анализов, 2,1 мг/т, т. е. лишь немногим меньше, чем в исходных пегматитах (2,3 мг/т). По отдельным пробам оно изменялось от 0,5 до 10 мг/т. В мусковите содержание Au еще более неравномерное и часто повышенное — от 1 до 10—25 мг/т. Благодаря этому в пегматитах с кварц-мусковитовым комплексом содержание Au несколько выше, чем в обычных умеренно мусковитизированных разностях: 2,2—3,2 мг/т вместо 2,3 мг/т. Причины в значительной мере заключаются в кинетических факторах — в повышенной способности гелей кремнезема и кристаллов мусковита (из-за «рыхлой» слоистой кристаллической структуры) сорбировать золото. Подтверждением служат наблюдаемые под микроскопом мелкие золотины в кристаллах мусковита при расщеплении их по спайности.

4. По химизму и направленности процессы высокотемпературного регионального метаморфизма и гранитизации однотипны. По мере их развития в породах уменьшается содержание Au на фоне роста SiO_2 и отношения K_2O/Al_2O_3 . Связь Au с K и K_2O/Al_2O_3 отрицательная, как и при процессах регионального и гидротермального метаморфизма (табл. 36).

В пегматитовом процессе проявляются несколько иные тенденции. Здесь Au, наоборот, положительно связано с K и отношением K_2O/Al_2O_3 .

5. Подтверждаются ранее высказанные представления [24, 36, 39] о намечающейся положительной зависимости между содержанием в породах Fe, особенно двухвалентного, и золота: в процессе гранитизации происходит активный вынос как Fe^{+2} , так и Au. Одновременно намечается обратная зависимость между содержанием SiO_2 и Au. Как и первый факт, это обусловлено проявлением сидерофильных свойств Au в рассматриваемых процессах и хорошо согласуется с представлениями Д. С. Коржинского о преобладающем выносе оснований, в данном случае Mg^{+2} , Fe^{+2} и Au, при развитии «кислотного выщелачивания», показателем чего является увеличение в породах содержания SiO_2 .

Величины корреляционных связей кларковых содержаний золота с петрогенными компонентами

Группы пород	Исходные данные	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ +FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	K ₂ O/Al ₂ O ₃
I	Табл. 30—33	+0,21	-0,23	-0,13	-0,22	+0,23	+0,02	-0,27	-0,27
II	Табл. 34, 35	-0,32	+0,32	+0,29	+0,28	+0,35	-0,29	-0,36	-0,35
III	То же	-0,36	-0,04	+0,06	-0,02	-0,17	-0,18	+0,28	+0,26

* I — регионально метаморфизованные осадочные породы (песчаники + алевролиты + алевросланцы + известковистые сланцы) хлорит-серицитовой — дистен-ставролитовой зон метаморфизма.

II — эти же гранитизированные породы, гнейсо-граниты.

III — плагиоклазовые, микроклин-плагиоклазовые и микроклиновые пегматиты.

6. Вынос Au при рассматриваемых процессах гранитизации и пегматитообразования отмечается постоянно в различных регионах, но в количественном отношении существенно изменяется в зависимости от минерального и химического состава гранитизируемых пород. Минимален он при формировании микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых пегматитов, развивающихся среди глиноземистых лейкократовых пород, и максимален при образовании гнейсо-гранитов и плагиоклазовых пегматитов в меланократовых гнейсах. В последних содержание Au преимущественно составляет 3—7 мг/т, а в существенно лейкократовых разностях 1—4 мг/т. В глиноземистых алевросланцах содержание золота в зоне пегматитообразования и гранитизации 1—2 мг/т. В среднем (с учетом уменьшения плотности гранитных пород) из 1 км³ кристаллических пород при их гранитизации и пегматитообразовании выносятся 3,3 т золота. Учитывая региональный характер развития этих процессов, можно полагать, что суммарный вынос золота при процессах гранитизации был весьма значительным — вполне достаточным в совокупности с золотом, выносимым при процессах предшествующего метаморфизма для формирования месторождений.

Выполненные расчеты на примере отдельных золоторудных районов показывают, что суммарное количество золота, выносимого при процессах метаморфизма и гранитизации, не менее чем в 2—3 раза превышает общие запасы его, сконцентрированные во всех месторождениях и рудопроявлениях района, включая балансовые и забалансовые руды на момент начала эрозионного среза и формирования золотоносных россыпей. Дело в том что объемы пород, вовлекаемые в процессы метаморфизма и гранитизации, очень большие. В связи с этим даже весьма ограниченные изменения в первичном содержании в них рудогенных компонентов могут при-

водить к высвобождению очень значительных количеств металлов, более чем достаточных для формирования месторождений. Главное состоит в том, чтобы возникали такие структурно-тектонические условия, при которых выносимые при процессах метаморфизма и гранитизации рудогенные компоненты не рассеивались, а концентрировались, образуя месторождения.

Поведение других рудогенных элементов при процессах метаморфизма и гранитизации

Анализ многочисленных данных показывает, что наряду с золотом при процессах метаморфизма повышенную мобильность имеют многие другие рудогенные элементы. Особенно родственные в этом отношении элементы радиоактивной группы — уран и торий. По данным многих исследователей [1, 23, 45 и др.], миграция урана в процессе регионального метаморфизма из высокотемпературных зон метаморфизма в низкотемпературные — обычное, не вызывающее сомнений явление. Сопоставление средних содержаний урана и тория в разных зонах метаморфизма отчетливо показывает зависимость их концентраций от степени метаморфизма. В условиях эпидот-амфиболитовой фации из пород выносится около 60% содержащегося в них урана. Подвижность тория в этих условиях относительно невелика: концентрация его по сравнению с исходной снижается всего на 17%. Основные потери тория (60% и более от первоначального содержания) происходят в условиях образования мигматитов. В целом метаморфизм пород эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций приводит, по данным А. С. Митропольского [23], к выносу около 70% урана. Потери тория также большие, но происходят в основном при образовании мигматитов. По данным Я. Н. Белевцева [1] вынос урана из пород в процессе их метаморфизма также весьма значительный: из хемогенных разностей отложений при метаморфизме от зеленосланцевой до гранулитовой фации выносится 60% и из терригенных до 90% от первоначального содержания. Таким образом, в условиях метаморфизма и гранитизации уран обладает свойствами, близкими с золотом. Как и золото, он активно выносится в больших количествах. Не случайно, по-видимому, и совместное нахождение золота с ураном, отмечающееся в ряде метаморфогенных месторождений. В частности, совместное нахождение в повышенных количествах урана и золота установлено в урановых месторождениях района Аллигейтор Риверс (Северная Австралия) [19]. В знаменитых золотоносных конгломератах Южной Африки (ЮАР) уран также ассоциирует с золотом. При этом в большинстве случаев концентрации урана и золота хотя и сближены, но тем не менее пространственно несколько разобщены друг от друга, что является следствием не вполне одинаковой миграционной подвижности урана и золота в условиях метаморфизма. Уран выносится из метаморфизируемых пород, как видно из табл. 37, раньше золота — начиная с эпидот-амфиболитовой фации. Золото же активно выно-

Средние содержания и распределение урана и тория в исходных и метаморфических породах (по А. С. Митропольскому [23])

Порода	U		Th		Th/U
	$\frac{\text{г/т}}{n}$	<i>n</i>	$\frac{\text{г/т}}{n}$	<i>n</i>	
Исходные породы горноалтайской серии (песчаники, алевролиты, сланцы)	$\frac{1,9}{218}$	25	$\frac{10,0}{47}$	25	5,3
Биотитизированные песчаники, алевролиты и сланцы хлорит-биотитовой субфации фации зеленых сланцев	$\frac{1,6}{124}$	27	$\frac{9,3}{23}$	30	5,8
Кристаллические сланцы и гнейсы эпидот-амфиболитовой фации	$\frac{0,8}{197}$	35	$\frac{8,3}{29}$	28	10,3
Гнейсы амфиболитовой фации	$\frac{0,5}{54}$	44*	$\frac{7,8}{6}$	30	15,6
Мигматиты	$\frac{0,2}{17}$	60	$\frac{3,8}{5}$	53	19,0
Автохтонные гранитоиды	$\frac{1,2}{72}$	46	$\frac{6,3}{25}$	72	5,2

сится, начиная с амфиболитовой фации. Отлагается уран из растворов также преимущественно при более низких РТ-условиях и, как следствие, в более слабо метаморфизованных породах.

Ртуть выносятся из осадочных пород еще раньше — в условиях позднего диагенеза и раннего эпигенеза. Соответственно в метаморфогенных рудных поясах ее рудопроявления и месторождения располагаются в менее измененных породах — во внешних частях таких рудных поясов и зон.

Отчетливо устанавливается вынос и многих других элементов. При этом не все элементы ведут себя одинаково. Миграционная способность их определяется прежде всего индивидуальными геохимическими особенностями и общим минерально-геохимическим составом метаморфизируемых толщ. В прогрессивный этап метаморфизма наиболее устойчиво ведут себя халькофильные элементы: они обычно выносятся совместно с серой и мышьяком. Прежде всего это относится к Hg, Sb, Ag и Au, обладающим наиболее низкими значениями изобарных потенциалов природных соединений и наибольшей подвижностью. В то же время сидерофильные элементы Fe, Ni, Co, Ti, V и Cr в этих условиях не выносятся. Содержание их в высокотемпературных зонах, наоборот, часто возрастает из-за слабовыраженных процессов базификации. Активный

вынос сидерофильных элементов происходит лишь при гранитизации в условиях разложения содержащих их темноцветных силикатов и окислов. Одновременно активно выносятся другие элементы, родственные сидерофильным — Mg, Ca, Mn, Sc, Cu, Zn, а также Cl, F, P, B, H₂O, входящие в виде изоморфной примеси в состав Mg-Fe силикатов.

Литофильные элементы (W, Be, Sn, Nb, Ta, Th, Hf, Li, Rb, Cs и др.), в отличие от сидерофильных, при процессах гранитизации преимущественно накапливаются за счет образования самостоятельных минералов, а также в результате высокой изоморфной емкости кристаллизующихся полевых шпатов, удерживающих эти элементы. При этом Na и родственные с ним элементы накапливаются в ранний «натриевый» этап, проявляющийся в образовании плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых мигматитов и гранитов, а K, Pb, Rb и другие родственные им элементы в последующий несколько более поздний «калиевый» этап, при образовании существенно калиевых разностей этих пород. Поступление названных рудогенных литофильных элементов в зону гранитизации (амфиболитовую фацию) происходит в основном в составе гранитизирующих кремнийсодержащих флюидов из более глубоких горизонтов.

Рассматривая причины такой дифференциальной подвижности элементов в условиях метаморфизма и гранитизации, помимо геохимических свойств рудогенных элементов, следует учитывать большое значение изоморфной емкости различно фациальных метаморфических минералов. Многие элементы, в отличие от золота, могут изоморфно входить в значительных количествах в различные метаморфические минералы. Причем изоморфная емкость последних может увеличиваться по мере усиления метаморфизма. Прежде всего это касается биотита — основного концентратора многих рудных элементов. При повышении метаморфизма возрастает не только его общее количество, но и изоморфная емкость. В биотите накапливаются Ni, Co, Cu, Ti, Cr, V, Zr, Ba, Sn, Zn. В ставролите в повышенных количествах концентрируются Ni, а также Be, Co, Ga, в ильмените — Ni, Mn, в полевых шпатах — редкие земли, Be, Ga, Pb, в магнетите, пироксене и амфиболах — Cu, W, Zn. В пирротине возрастают содержания Ni и Co. В итоге содержание Ni и Co в метаморфических толщах не уменьшается, а часто даже несколько возрастает, несмотря на наличие несомненно существующей общей тенденции увеличения выноса из пород рудогенных элементов, прежде всего халькофильных, по мере усиления степени регионального метаморфизма. Налицо диалектическое единство двух противоположных тенденций — усиление выноса рудогенных элементов метаморфизирующими растворами при возрастании P и T метаморфизма при одновременном возрастании в этом же направлении изоморфной емкости порообразующих минералов.

Общее хорошо выраженное уменьшение (вынос) большинства рудогенных элементов, прежде всего сидерофильных, начинается

лишь в зоне ультраметаморфизма и гранитизации, где происходит разрушение Mg-Fe минералов — основных носителей этих элементов. Подобные явления отмечаются и при интенсивно выраженных гидротермально-метасоматических процессах, также приводящих к рудообразованию. Причем при ярко выраженных метасоматических процессах происходит разложение не только темноцветных силикатов и окислов — основных носителей сидерофильных элементов, но и полевых шпатов — главных концентраторов литофильных элементов. В связи с этим не случайно редкоземельное и редкометалльное оруденение локализуется в метасоматитах зон глубинных разломов, развивающимся по предварительно гранитизированным существенно полевошпатовым породам и гранитоидам.

Угледородороды и различные газы также активно выносятся в условиях метаморфизма. В последнее время установлено, что они начинают мигрировать даже при относительно невысоких стрессовых напряжениях, предшествующих землетрясению.

Все это указывает на то, что приведенные выше данные по поведению золота и других элементов при метаморфизме не случайны. Высокотемпературные фации метаморфизма можно рассматривать как зоны потенциально возможного выноса рудогенных элементов. Следует иметь в виду, и мы это подчеркиваем особо, что процессы собственно регионального метаморфизма далеко не всегда приводят к образованию метаморфогенно-гидротермальных месторождений. Доказывается это наличием безрудных полиметаморфических поясов в различных районах Советского Союза и за рубежом. Эти процессы прежде всего создают благоприятную обстановку — общий повышенный фон золота и других элементов в слабо метаморфизованных толщах. Для формирования месторождений нужно сочетание других дополнительных факторов, прежде всего мощное развитие несколько более поздних гидротермально-метасоматических процессов в благоприятных тектоно-физических термостатированных структурах.

Содержание $C_{орг}$ в осадочных толщах по мере усиления метаморфизма также не остается постоянным, а постепенно уменьшается. Так, в «углистых» метapelитах оно уменьшается от 3,1% в зеленосланцевой фации до 1,1% в амфиболитовой [29]. Одновременно меняется состав битумов: в них увеличивается количество C и H, снижается сумма S+N+O от 33,05% в зеленосланцевой фации до 6,93% в амфиболитовой. Как видно из наших данных, на фоне этих процессов существенно уменьшается общее количество летучих, особенно H_2O . Содержание ее, в частности, изменяется от 2—4% в зеленосланцевой фации до 1—1,5% в амфиболитовой.

Показательно также, что начиная с 450—500° C, отвечающих в данном случае началу миграции (выноса) золота в процессе метаморфизма, предполагается существенная перестройка структуры воды. Все центрально-симметричные водородные связи в ней разорваны и интенсивно протекает процесс разрыва более коротких

зеркально-симметричных связей. Начиная с этих температур, выделяется третья гидрофизическая зона — зона уплотненного флюида. Происходит разуплотнение структуры воды вследствие разрыва водородных связей и возрастает диссоциация мономерных молекул по уравнению $\text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+$ (точнее, H_3O^+) + $(\text{OH})^-$. Этот флюид имеет меньшую вязкость и большую миграционную способность, чем жидкая структурированная вода. Самое основное то, что благодаря указанным структурным превращениям резко возрастает реакционная способность воды (водного флюида) к образованию различных комплексов — основных форм переноса рудных элементов, в том числе золота. В итоге, как доказано экспериментами Н. И. Хитарова и других, растворяющая способность воды по отношению к различным соединениям (за исключением сульфатов и карбонатов, и то не всех) существенно возрастает.

Выводы

1. Процессы зонального метаморфизма и палингено-метасоматической гранитизации, контролируясь глубинными разломами, в отличие от незонального метаморфизма развиваются в условиях открытой (хотя и слабо) системы, и потому не могут быть полностью изохимичными в отношении как петрогенных, так и рудных элементов. Это регионально проявленные инфильтрационно-метасоматические процессы (при существенной роли диффузии), осуществляющиеся под влиянием инфильтрации по зонам разломов глубинных «трансмагматических» флюидов, привносящих SiO_2 и щелочи. При этом прогрессивный метаморфизм сопровождается очень слабо выраженными, а гранитизация заметно выраженными метасоматическими явлениями. Метаморфические породы, гнейсо-граниты и пегматиты — различно фациальные члены единого, но длительно эволюционно развивающегося ряда метаморфогенно-метасоматических образований.

2. В прогрессивный этап метаморфизма золото не инертно, а выносится из всех литологических разновидностей пород, начиная с дистен-ставролитовой зоны, что соответствует P 400—600 МПа и T 450—500°C. Содержание его изменяется соответственно от 3—8 мг/т в песчаниках и 1,5—3 мг/т в пелитолитах до 2,6—0,5 мг/т в высокотемпературных метаморфических производных этих пород. Выносятся до 40—70% золота по отношению к первичным концентрациям.

В более низкотемпературных зонах метаморфизма золото практически инертно. Оно приобретает подвижность лишь в условиях гидротермального метаморфизма благодаря высокой химической активности гидротерм, содержащих серу, хлор и другие растворители золота. Существующие представления о постепенном уменьшении содержания золота по мере нарастания метаморфизма, начиная с биотит-хлоритовой зоны, не подтверждаются, равно как

и суждения о возрастании содержания золота при метаморфизме кремнекислых разностей пород.

3. При процессах гранитизации осадочно-метаморфических толщ золота также выносятся в количествах не менее 50—60% от исходного содержания. Причем вынос золота и других сидерофильных элементов происходит в ранний метасоматический этап, предшествующий палингенезу. Следовательно, золото отгоняется из метаморфизируемых пород раньше образования расплава в период высокотемпературного метаморфизма и метасоматической гранитизации, предшествующих палингенезу. Исходя из этого существенное обогащение палингенных метасоматических расплавов золотом вмещающих пород и последующее отложение его в составе постмагматических жил представляется маловероятным. А это, в свою очередь, не позволяет объяснить исходя из магматогенной концепции избирательную приуроченность наиболее крупных эндогенных месторождений золота к полям распространения мощных углеродистых толщ и основных эффузивов, характеризующихся повышенным кларком золота, серы и других сопутствующих компонентов. В палингенном интрузивном расплаве наблюдается слабовыраженная тенденция к накоплению золота, и особенно урана. При прочих равных условиях наиболее интрузивные (аллохтонные) выплавки наиболее обогащены летучими и этими элементами. Однако это обогащение очень незначительное, среднее содержание золота и урана остается более низким, нежели во вмещающих исходных породах.

4. Суммарные количества золота, высвобождающиеся при процессах метаморфизма и гранитизации углеродистых толщ (в среднем не менее 7 т/км^3) и серы (порядка 1300 тыс. т/км^3), более чем с избытком могли обеспечить формирование всей эндогенной золото-сульфидной минерализации, развитой в таких толщах. Это относится к урану, мышьяку, CO_2 и CaO , привносимых в минерализованные зоны при рудообразовании. Железо, поступающее в нижние горизонты зеленосланцевой фации, более чем в достаточных количествах высвобождалось при процессах кислотного выщелачивания, интенсивно проявленных в высокотемпературных зонах метаморфизма. В связи с этим избирательная приуроченность урановых и золотоносных жил и зон полиметаллической сульфидной вкрапленности к древним зонально метаморфизованным пиритоносным углеродистым толщам находит в геохимическом отношении вполне удовлетворительное объяснение. Главное при этих процессах метаморфизма и гранитизации — наличие благоприятных структурно-тектонических условий, обеспечивающих не рассеивание, а концентрацию выносимых рудных компонентов.

В основных и ультраосновных вулканитах, слагающих золотоносные протозойские зеленокаменные пояса Африки, Канады, Австралии и Индии, первичное содержание золота оказывается нередко еще более высоким до 0,02 г/т, т. е. почти в 5 раз выше, чем в углеродистых толщах. Как уже отмечалось, эти рудовме-

щающие породы залегают не с разрывом на гранито-гнейсах и мигматитах, выступающих в ядрах куполов, как это считалось ранее многими, а интенсивно метаморфизуются и гранитизируются в процессе образования этих куполов. Последние, в отличие от незональных и нерудогенерирующих архейских, зональные, полифациальные, контролируются глубинными разломами. Учитывая все эти обстоятельства, а также исключительно мощное развитие вулканитов и процессов гранитизации, избирательная приуроченность наиболее крупных золоторудных месторождений к древним зеленокаменным поясам, постоянно находящимся среди полей мигматитов и гранито-гнейсов, получает, таким образом, также вполне удовлетворительное объяснение.

Глава IX

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО И ПОСТАГМАТИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Метаморфогенное оруденение, несмотря на большую практическую значимость, еще мало изучено. К метаморфогенным обычно относят лишь те кварцевые жилы, которые очень слабо минерализованы и не несут промышленных концентраций рудных компонентов. Характерно также, что термины «метаморфогенные» и «альпийские» жилы считают синонимами, т. е. метаморфогенные жилы и прочие различной формы минеральные выделения рассматривают как образовавшиеся *in situ* за счет местной локальной миграции компонентов вмещающих пород. Те жилы и минерализованные зоны, которые несут повышенные концентрации рудных минералов и сопровождаются явно выраженными ореолами гидротермальноизмененных вмещающих пород, именуют «гидротермальными», причем гидротермы относят к магматогенным.

Наиболее ярко это проявляется при характеристике золоторудных месторождений, в том числе в упомянутых работах [30, 24]. В. Г. Моисеенко признает широкое развитие метаморфогенных кварцевых жил (именуя их альпийскими) в районах развития россыпной золотоносности, но относит к ним лишь только те, которые имеют весьма низкие содержания золота и залегают согласно с вмещающими метаморфизованными толщами. Рудоносные жилы, прежде всего секущие, включая пространственно ассоциирующие с нерудоносными «альпийскими», он считает магматогенно-гидротермальными. Учитывая это, кварцевые жилы малосульфидной формации он подразделяет на две «субформации» — «метаморфогенную» и «гидротермальную». Такого же мнения придерживаются многие геологи, характеризуя месторождения Якутии, Средней Азии, Северо-Востока СССР и других регионов.

Рассматривая этот вопрос, необходимо отметить следующее. Как показали исследования, выполненные в различных районах, в том числе охарактеризованных В. Г. Моисеенко, достоверные пересечения послынных кварцевых жил, относимые к «метаморфогенным», секущими «гидротермальными» жилами отсутствуют. В то же время постепенные переходы одних жил в другие — обычное явление, т. е. послынные могут переходить в секущие и наоборот, секущие в послынные. По общему минеральному составу и температурам образования «метаморфогенные» и «гидротермальные» жилы одинаковы, их отличия весьма незначительны. Более того, рудоносными могут быть как послынные, так и секущие жилы.

Общий химический состав и состав газовой-жидких включений «альпийских» и «гидротермальных» кварцевых жил. Среднее Приамурье

Компо- ненты	„Метаморфогенные“ слабоминерализованные жилы		Рудоносные „гидротермальные“ жилы	
	в жиле, %	во включениях, мол.кг H ₂ O (рассчитано по [24], табл. 44)	в жиле, % (рассчитано по [24], табл. 23, 24, 26)	во включениях, мол.кг H ₂ O (рассчитано по [24], табл. 44)
Na	0,1—0,2	3,38	0,07	1,38
K	Сотые доли	0,80	0,23	0,294
Mg	0,1—0,2	2,85	0,09	0,166
Ca	Сотые — десятые доли	0,80	1,8	0,24
S	0,01—0,1	0,084	0,2	0,017
CO ₂	0,01—0,1	4,002	0,07	2,62
Cl		0,89		0,67
HCO ₃		7,83		1,41

Так же, как и послойные «альпийские», «гидротермальные» жилы очень часто оказываются нерудоносными. Заключается это не только в условиях залегания жил, а в совокупности признаков, определяющих их рудоносность.

Безрудные кварцевые жилы, обычно принимаемые за метаморфогенные альпийские, по сравнению с рудоносными, выполнены в основном ранними генерациями кварца и потому содержат меньше сульфидов и чаще менее золотосны. В этом их основное отличие от «гидротермальных», но не в генезисе растворов. Минеральный парагенезис жил и боковых метасоматически измененных пород показывает, что состав растворов в качественном отношении в обоих случаях был одинаковым. Это подтверждается при сравнении состава газовой-жидких включений. Газовой-жидкие включения, содержащиеся в кварце «метаморфогенных» жил, — более концентрированные, чем в гидротермальных рудоносных жилах. Это указывает на кристаллизацию последних немного позже «метаморфогенных», но из одной и той же «волны» растворов в условиях, близких к застойным: уменьшение содержаний элементов во включениях происходит на фоне возрастания концентрации этих же элементов в составе жил (табл. 38). В обычных магматогенных жилах состав растворов не изменяется так постепенно. Устанавливается, как правило, несколько стадий (волн) поступления растворов. Причем рудоносные стадии характеризуются и наиболее высокой концентрацией рудогенных компонентов в газовой-жидких включениях. В метаморфогенных жилах, наоборот, продуктивные генерации кварца отличаются пониженными (отработанными) концентрациями состава включений.

Н. Г. Судовиков, А. А. Сауков, Я. Н. Белевцев, В. И. Смирнов, Л. Н. Овчинников, А. И. Тугаринов, Г. В. Войткевич и мно-

гие другие отмечали, что гидротермальные растворы могут иметь различный, в том числе метаморфогенный генезис. Как считает Л. Н. Овчинников [25, стр. 443], «... понятие «гидротермальные» без дополнительных пояснений не имеет определенного генетического смысла». Как «гидротермальные», так и рассматриваемые метаморфогенные жилы образуются, несомненно, из гидротерм. Разница в их генезисе. Фактические данные, изложенные в предшествующих разделах книги, подтверждают это положение. Вместе с тем метаморфогенно-гидротермальные месторождения существенно отличаются от обычных постмагматически-гидротермальных и поэтому требуют дифференцированного подхода как при металлогенических исследованиях, так и на стадии поисков и разведки. Особенно четко различия устанавливаются при рассмотрении месторождений одного и того же металла, прежде всего золота. Нередко высказываемые суждения о том, что метаморфогенно-гидротермальные золоторудные месторождения самостоятельно не существуют, а отнесенные к этому типу образования не отличаются от «обычных» гидротермальных, лишены оснований.

Основная типоморфная особенность метаморфогенно-гидротермального оруденения — тесная временная и генетическая связь с процессами зонального метаморфизма и палингено-метасоматической гранитизации, сопровождающимися и завершающимися развитием такого метаморфизма.

Постметаморфические интрузивные гранитоиды и дайки магматических пород внедряются позже оруденения. В связи с этим, в отличие от постмагматического магматогенного, метаморфогенно-гидротермального оруденения — догранитное. В этом состоит его вторая особенность.

Золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация, развитая в метаморфических толщах в повышенных количествах, в том числе с промышленными содержаниями, не завершает образование кварцевых жил, как это свойственно магматогенным процессам рудообразования, а предшествует им. Зоны повышенной прожилково-вкрапленной минерализации этого типа часто наблюдаются в углеродистых толщах, приобретают в ряде случаев важное практическое значение, особенно в совокупности с развитыми среди таких зон минерализованными кварцевыми жилами и прожилками. В практике такой тип оруденения часто именуется «крупнообъемным».

Основную роль в распределении оруденения играют складки синклинного типа, а в их ядерных частях — осложняющие соподчиненные антиклиналы и зоны рассланцевания, выступающие в роли своеобразных дренажных структур артезианского типа. Постскладчатые разрывы, оказывающие решающее влияние на локализацию магматогенного оруденения, пострудные. Минералообразование протекало длительно в условиях низких градиентов P и T как во времени, так и в пространстве. Поэтому рудные тела имеют чаще всего крупные и очень крупные размеры, а границы

их весьма нечеткие, расплывчатые. По этой же причине влияние состава вмещающих пород очень эффективно и повсеместно выражено. Многократно проявляются процессы дифференцирования, перекристаллизации и перераспределения рудных компонентов в процессе минералообразования. Особенно отчетливо это можно видеть на примере самородных металлов, в первую очередь золота. В отличие от магматогенных рудных тел, оно практически не сопровождается повышенными концентрациями серебра. Последнее если и отмечается в рудах в ассоциации с золотом, то в незначительных, явно подчиненных количествах, т. е. отношение Au/Ag в рудах, как правило, значительно больше единицы¹. В золоте серебро также присутствует в незначительных количествах. Проба золота преимущественно высокая 800—950 и более. Кривые распределения его в жилах не только соответствуют логнормальному закону, но и характеризуются дополнительно еще правой асимметрией (см. рис. 6), что является следствием повышенной крупности золота и его гнездового распределения. Отмечается наличие многочисленных генераций золота, отражающих длительно развивающийся процесс минералообразования и многократной перекристаллизации.

В постмагматических жилах золото, как правило, значительно мельче, более низкопробное и распределяется более равномерно — следствие менее благоприятных условий для его дифференцирования, концентрирования и свободного роста в процессе кристаллизации. Кривые распределения логнормальные, но характеризуются левой асимметрией (см. рис. 6).

Постмагматические месторождения формируются в условиях значительно более высоких значений градиентов P и T как во времени, так и в пространстве и потому более сложны по минеральному и химическому составам, имеют, как правило, более локальные содержания металлов и более резкие границы рудных тел. Рудные тела меньшей протяженности. Влияние вмещающих пород на состав минеральных парагенезисов значительно слабее, а околожилные изменения имеют ярко выраженный зональный характер и обычно небольшую мощность. Устанавливаются существенные отличия и в химизме изменений, особенно заметные при развитии оруденения различного генезиса в однотипных породах. Весьма показательно также, что постмагматическое оруденение не зависит от процессов предшествующего регионального метаморфизма. Имея одинаковый минеральный состав, оно может развиваться как в слабо, так и в интенсивно метаморфизованных толщах. В последнем случае гидротермально измененные вмещающие породы, сопровождающие оруденение, имеют характер ярко выраженных диафторитов.

¹ Повышенные метаморфогенные концентрации серебра наблюдаются лишь в самых верхних частях рудных тел и зон, обычно эродированных. Наложенная магматогенная серебряная минерализация, иногда проявленная на месторождениях, искажает эту закономерность.

В соответствии с исследованиями П. Ф. Иванкина метаморфогенно-гидротермальное оруденение следует относить к группе бескорневых или ореольных образований в том смысле, что оно формируется во внешнем фронте метаморфогенно-магматической колонны за счет поступления золотоносных эманаций и растворов, предшествующих во времени и в пространстве внедрению плутонов, и непосредственно не продолжается в магматические тела. Следует также учесть, что это оруденение характеризуется не малой вертикальной протяженностью (обычно до 0,5 км), как это отмечается для месторождений, связанных с интрузивными плутонами, а весьма значительной — до 3—4,5 км и более. Очевидно, по мере дальнейшего развития промышленного производства, позволяющего вовлекать в эксплуатацию более бедные руды, метаморфогенные месторождения будут приобретать важное значение, несмотря на обычно низкие концентрации полезных компонентов.

В общей эволюционной направленности геологических процессов метаморфогенно-гидротермальное оруденение занимает вполне определенное место: оно наиболее типоморфно прежде всего для докембрийских тектоно-магматических эпох и в значительно меньшей мере для нижнепалеозойских и особенно более молодых. При этом, как и порождающие его процессы зонального метаморфизма и гранитизации, это оруденение развивается в позднегеосинклинальный (инверсионный) этап становления складчато-метаморфических поясов. При переходе от докембрийских подвижных зон и складчатых поясов к более молодым интенсивность процессов регионального метаморфизма и палингенно-метасоматической гранитизации постепенно ослабевает и соответственно ослабевает метаморфогенно-гидротермальное оруденение. В то же время, наоборот, усиливается роль интрузивного магматизма и связанного с ним постмагматического и вулканогенного золотого оруденения. Характерно также, что развивается метаморфогенное оруденение в собственно геосинклинальный, точнее, в позднейинверсионный этап развития подвижных поясов и возможно (для редкометального оруденения) частично в этапы наложенной активизации. В эпигеосинклинальный и более ранние этапы, которые характеризуются малой мощностью сиалической коры в подвижных поясах, это оруденение менее характерно, во всяком случае в промышленных концентрациях.

Очевидно, для развития процессов метаморфизма и гранитизации необходимо наличие достаточно мощной сиалической коры, выступающей в роли аккумулятора глубинной тепловой энергии и флюидов, необходимых для развития зонального метаморфизма, сопровождающегося палингенно-метасоматической гранитизацией, т. е. должна создаваться система, близкая к закрытой для интра-теллурических потоков флюидов — основных носителей тепловой энергии и летучих компонентов, вызывающих метасоматоз и способствующих плавлению. Мощные сиалические толщи, обладая высокой пластичностью, в условиях глубинной складчатости слу-

жили хорошим экраном для таких флюидов, что в конечном итоге и приводило к рудообразованию.

Не случайно в ранний этап развития геосинклиналей и в эвгеосинклинальных частях складчатых областей, характеризующихся основным магматизмом, малой мощностью пластической сиалической коры и наличием открытых глубинных разломов и разрывов, процессы зонального метаморфизма и палингенно-метасоматической гранитизации не характерны, как и порождаемое этими процессами (рассматриваемое) метаморфогенно-гидротермальное оруденение. В этих случаях геологическая система являлась открытой для интрателлурических флюидов, породы имели повышенную хрупкость, а тепловая энергия и флюиды не накапливались. Кроме того, толщи осадочных пород — мощный геохимический аккумулятор солнечной энергии, высвобождающейся в больших количествах при метаморфизме и дегидратации тонкозернистых гипергенных минералов и переходе их в более крупнокристаллические метаморфогенные образования. В итоге чем мощнее сиалическая кора, тем сильнее проявлены в ней процессы гранитизации и тем интенсивнее метаморфогенное оруденение.

В орогенный этап складчатых поясов в результате общей инверсии породы теряют повышенную пластичность, наступает период развития хрупких деформаций и образования разрывов, сопровождающийся внедрением магматических пород различного состава. Геологическая система в целом становится открытой для интрателлурических флюидов и в связи с этим процессы зонального метаморфизма и гранитизации не развиваются. По этой же причине метаморфогенно-гидротермальное оруденение не образуется. В то же время интенсивно проявляется постмагматическое оруденение.

Как показывает общий анализ эволюционного развития всей земной коры в целом и отдельных подвижных зон, роль интрузивного магматизма и связанного с ним постмагматического оруденения постепенно увеличивается при переходе от древних подвижных зон и складчатых поясов к более молодым, а в их пределах — от нижних структурных горизонтов к верхним. Соответственно роль автохтонного магматизма, особенно на современном эрозионном срезе, постепенно уменьшается, меняется постепенно (при наличии известной направленной цикличности) и характер преобладающей пространственно-генетической связи оруденения с магматизмом.

В докембрийских подвижных зонах из-за преобладающего развития автохтонного магматизма типоморфным является метаморфогенно-гидротермальный тип оруденения, расположенный в плане на значительном удалении (до 10—20 км и более) от гранитных массивов. Процессы метаморфизма, гранитизации и оруденения развивались в этот период наиболее сближенно во времени, практически в одном и том же термостатированном поле (в региональном плане), охватывая длительный промежуток времени.

В более молодых складчатых зонах (а может быть, частично и в верхних структурных ярусах древних зон) все большее значе-

ние получает постмагматическое оруденение, локализующееся в экзо- и частично в эндоконтактах гранитных интрузивов или на небольшом удалении от них. Оруденение формировалось в значительно более короткий промежуток времени (следствие больших градиентов P и T во времени и в пространстве), после контактовых роговиков, накладываясь на них, т. е. уже после остывания апикальных частей гранитов и при ином (по сравнению с существовавшим в этап их внедрения) температурном поле.

Продолжая этот ряд, можно отметить, что в самых молодых золотоносных провинциях типоморфен эпитермальный субвулканический тип оруденения, локализующийся, как правило, «внутри» магматических пород — в их жерловых фациях, а рудовмещающие поля наиболее контрастны по величинам градиентов P и T . По этой причине хорошо выражено телескопирование в размещении минеральных ассоциаций.

Повышенные содержания золота метаморфогенно-гидротермального типа выявлены в основном в докембрийских складчатых поясах, в меньшей мере — в палеозое. В более молодых складчатых поясах метаморфогенно-гидротермальное оруденение, согласно имеющимся данным, проявлено во многом значительно слабее. Это обстоятельство, видимо, не случайно и вызвано общим эволюционно-направленным развитием земной коры, фиксируемым в ряде случаев избирательной приуроченностью и других видов полезных ископаемых к определенным геологическим эпохам. Например, наиболее продуктивная формация железистых кварцитов и золото-урановых конгломератов приурочена к нижнему протерозою, а близповерхностные $Au-Ag$ месторождения — к мезо-кайнозую.

Выводы

1. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение отличается от постмагматического, поэтому при его изучении, поисках и оценке необходим дифференцированный подход.

2. Устанавливается эволюционная направленность в развитии оруденения — преимущественное развитие в древних докембрийских складчатых поясах и подвижных зонах. В более молодых складчатых поясах интенсивность процессов зонального метаморфизма и метаморфогенно-гидротермальное оруденение ослабевают, а интенсивность постмагматического оруденения возрастает.

3. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение типоморфно прежде всего для блоков с мощной континентальной корой сиалического типа, выступающей в условиях развития пластических деформаций мощным аккумулятором потенциальной солнечной энергии и интрателлурических флюидов. Поэтому типичные эвгеосинклинальные структуры и трюги, лишенные метаосадочных толщ, не характерны для этого оруденения. Такие геоблоки земной коры преимущественно открыты для потока интрателлурических флюидов, и их аккумуляция не происходит.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эндогенные месторождения полезных ископаемых, образующиеся при активной роли гидротермальных растворов, явно неодинаковы. Среди них следует выделять по меньшей мере два генетически различных типа — метаморфогенно-гидротермальный и магматогенно-гидротермальный.

Метаморфогенно-гидротермальные месторождения образуются за счет процессов зонального метаморфизма и сопряженной палингено-метасоматической гранитизации, развивающихся вдоль глубинных разломов — зон повышенной проницаемости — под влиянием интрателлурических флюидов-растворов, представляющих собой продукты дегазации мантии и более глубоких частей Земли. Эти интрателлурические флюиды-растворы поступают путем инфильтрации по зонам разломов и играют исключительно важную роль, поскольку обеспечивают приток необходимой тепловой энергии и химических веществ. Они в конечном счете и явились первопричиной развития метаморфизма, куполообразования, сопряженного метасоматизма, гранитизации и рудообразования. В свою очередь, возникновение интрателлурических флюидов вызвано процессами глубинной дифференциации вещества Земли. В различные этапы развития метаморфических поясов и куполов эти флюиды были метаморфизирующими, гранитизирующими, сквозьмагматическими или эпимагматическими. Поступление и инфильтрация их обуславливают неизохимичность метаморфизма, региональное развитие сопряженного метасоматизма и существенное (на 50—150 МПа и более) превышение в рудообразующих растворах $P_{\text{общ}}$ над $P_{\text{лит}}$, а в низкотемпературных зонах метаморфизма (основных локализаторах оруденения) — превышение (на 50—2000° С и более) T растворов над T общего метаморфизма пород.

Эти флюиды играли весьма важную роль в определении металлогенической специализации как самих рудовмещающих осадочных и вулканогенных толщ, привнося еще в период их накопления полезные рудогенные компоненты (CO_2 , S, As, Au, Ag, V, Pb, Zn, Fe, Ni, Co, Mn, Bi, P, U и др.) в составе подводных гидротерм и эксгаляций, так и в этап последующего метаморфизма и гранитизации, привнося эти же, либо другие рудогенные компоненты в составе «метаморфизирующих» и «гранитизирующих» флюидов.

Влияние состава вмещающих пород на развитие метаморфогенно-гидротермального оруденения проявлено весьма отчетливо. Характерна приуроченность слюдоносных пегматитов к глиноземистым породам, золоторудных проявлений к основным эффузивам и песчано-сланцевым терригенным толщам, содержащим примесь органического (углистого) вещества, Mg-Fe карбонатов, первич-

ноосадочного пирита и Au, а редкоземельной минерализации к терригенным гранитизированным формациям. Свинцово-цинковое оруденение тяготеет к карбонатным породам, особенно к горизонтам углистых известняков, что обусловлено не только благоприятными физико-химическими свойствами этих пород, но и повышенным кларком в них Pb и Zn.

Важно отметить, что состав пород в совокупности с рудоконтролирующими структурными факторами играет существенную роль в развитии того или иного оруденения только в пределах определенной фации метаморфизма. Вне этой «рудолокализирующей» фации (субфации) оруденение не проявлено, несмотря на то что первичный исходный состав пород может быть благоприятен. Так, например, горизонты песчано-сланцевых пород с сингенетичной вкрапленностью пирита минерализованы золотом только в зеленосланцевой фации метаморфизма. Эти же породы, но расположенные в зонах более высокотемпературных фаций метаморфизма, постоянно лишены рудопроявлений золота. Это еще раз указывает, что метаморфогенно-гидротермальные месторождения нельзя рассматривать как осадочно-метаморфизованные. На примере золота было показано, что в местах локализации оруденения вмещающие породы часто являются лишь дополнительным, но далеко не единственным источником полезных компонентов, которые обогащают металлами поступающие в них метаморфические уже в значительной степени минерализованные растворы. Это при наличии благоприятных рудолокализирующих структур может обуславливать образование месторождений.

Основным источником полезных компонентов следует рассматривать всю многокилометровую толщу метаморфизируемых образований, в том числе орто- и парапороды, расположенные в глубинных зонах ультраметаморфизма и гранитизации. В определенной мере приток рудных элементов осуществлялся и из подкоровых частей Земли по зонам глубинных разломов в составе интрателлурических растворов, вызывающих поступление теплового потока, развитие процессов метаморфизма и гранитизации.

Таким образом, металлы и прочие компоненты в процессе метаморфогенно-гидротермального рудообразования поставлялись из различных областей: 1) из различных метаосадочных и магматических пород, расположенных в глубинных областях гранитизации и высокотемпературного метаморфизма; 2) из вмещающих толщ (и захороненных в них подземных вод) на уровне локализации оруденения; 3) из мантии и более глубинных частей Земли в составе интрателлурических флюидов.

Роль этих возможных первоисточников оруденения в каждом конкретном случае могла быть различной и определялась прежде всего геохимическими особенностями того или иного элемента, термодинамическими условиями и типом метаморфизма, химическим и минеральным составом и физико-химическими свойствами исходных метаморфизируемых пород, общими геотектоническими условиями, определяемыми, в свою очередь, особенностями глубинного

строения того или иного региона, включая строение земной коры и мантии. При исходной высокой концентрации металлов в метаморфизируемых толщах, в том числе магматических, роль последних является главной, решающей. Прежде всего это характерно для железа, титана, меди, свинца, цинка, кобальта и никеля, а также для месторождений слюдоносных и керамических пегматитов и глиноземистого сырья. Важное значение в первичном обогащении пород, в том числе не только вулканогенных, но и собственно осадочных, имеют подводно-гидротермальные и эксгаляционные процессы, синхронные накоплению осадочных и вулканогенных толщ.

При незначительной обогащенности рудовмещающих толщ рудогенными компонентами основные количества последних, как показывают выполненные расчеты, поставлялись в процессе метаморфизма из зон глубинной гранитизации и высокотемпературного метаморфизма, либо из мантии. При этом, судя по рассчитанному балансу непосредственно при процессах высокотемпературного метаморфизма и метасоматической гранитизации, предшествующих палингенезу, из метаморфизируемых и гранитизируемых пород могло выноситься до 70—80% первоначальных концентраций содержащихся в них рудогенных элементов. Применительно к золоту эти количества не менее чем в 2—3 раза превышали суммарные запасы его в рудных телах и окружающих метасоматически измененных породах, т. е. в геохимическом отношении вполне могли обеспечить создание промышленных месторождений. Основные геотектонические условия при этих процессах — создание благоприятных дренирующих структур, в которых могли бы скапливаться, а не рассеиваться выносимые при процессах метаморфизма и гранитизации рудогенные компоненты.

Метаморфические пояса и купола с метаморфогенно-гидротермальным оруденением контролируются глубинными разломами, имея хорошо выраженное зональное строение, со сменой фаций метаморфизма (в поперечном сечении) на относительно коротком расстоянии. Центральные части вскрытых поясов и куполов сложены породами амфиболитовой фации с интенсивно выраженными процессами палингенеза и ультраметаморфизма. В тех метаморфических поясах и куполах, где общий метаморфизм пород, вскрытых эрозионными срезами, незначителен и нет оснований ожидать высокометаморфизованных комплексов с хорошо проявленным ультраметаморфизмом на еще невскрытых более глубоких горизонтах, промышленное метаморфогенно-гидротермальное оруденение не установлено, как и в условиях развития однородного незначительного метаморфизма. Это лишний раз указывает на определяющую роль в формировании оруденения зонального высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, т. е. глубинных эндогенных процессов, развивающихся под влиянием интрателлурических флюидов.

При слабовыраженном метаморфизме (зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации) не происходит значительной миграции рудных элементов, а минеральные новообразования ограничивают-

ся автохтонными метаморфическими, осадочно-метаморфическими или «альпийского типа» кварцевыми и кварцево-карбонатными рудными или слабооруденелыми жилами, подробно описанными А. Г. Бетехиным, В. С. Домаревым, Ф. Н. Шаховым и другими исследователями.

Металлогеническая специализация различно фациальных метаморфических комплексов в пределах метаморфических поясов — избирательная приуроченность оруденения к определенным зонам метаморфизма — обусловлена совокупным влиянием различных факторов, в том числе и близкими термодинамическими условиями, определяющими развитие фаций метаморфизма и соответствующих им процессов минералоотложения. Несколько более низкие значения T , характеризующие рудоотложение, по сравнению с оптимальными (средними) данными T соответствующих фаций метаморфизма объясняются развитием рудообразования не столько в прогрессивный, сколько в конечный — регрессивный (гидротермальный) — этап метаморфизма.

Следует иметь в виду, что если процессы прогрессивного регионального метаморфизма имеют регионально-площадное распространение, то заключительные регрессивно-гидротермальные, формирующие оруденения, локализуются вдоль относительно узких тектонических зон позднескладчатого расщепления. Последние можно понимать как своеобразные глубинного типа дренирующие структуры, «стягивающие» метаморфогенно-гидротермальные растворы за счет пониженного в них P (в момент образования) и общей повышенной диффузионно-инфильтрационной проницаемости.

Избирательная приуроченность рудных месторождений, прежде всего золота, урана, свинца и цинка, к зеленосланцевой фации вызвана совокупным влиянием четырех основных факторов: 1) существующими в этой зоне в процессе метаморфизма (точнее — в его заключительный регрессивный этап) термодинамическими условиями ($T=200-450^{\circ}C$, $P_{\text{общ}}=100-300$ МПа), — наиболее благоприятными для гидротермального метаморфизма и рудоотложения; 2) «отгонкой» в эту зону H_2O , CO_2 , S, As, Au, U и др. компонентов из зон высокотемпературного метаморфизма и гранитизации и 3) наиболее низкой энергией активации извлечения в раствор рудогенных компонентов в этой зоне по сравнению с другими более высокотемпературными, что установлено экспериментально и доказано теоретически [20]; 4) широким развитием в пределах этой фации метаморфизма из-за пониженных значений P и T синметаморфических разрывов, выступающих в роли дренирующих — рудолокализирующих — структур. Образование метаморфогенно-гидротермальных месторождений происходит не после внедрения интрузий, как это свойственно постмагматическим процессам, а раньше — до внедрения интрузий, т. е. оруденение формируется в передней фронтальной части метаморфогенно-магматической колонны под влиянием потока интрателлурических флюидорастворов, опережающих внедрение палингенных гранитоидов и

следующих за ними основных и ультраосновных мантийных расплавов.

В геологической литературе широко распространены, как известно, представления, согласно которым эндогенное оруденение связывается только с интрузивными (аллохтонными) магматическими образованиями. При этом устанавливается, что наиболее рудоносны те интрузивные комплексы, которые наиболее аллохтонны. Такие массивы чаще всего имеют повышенный кларк Au и других элементов, прежде всего литофильных (Mo, W, Sn, Be, Rb, Zn, Cs, B, Fe и др.). Очевидно, «интродирование» магматической колонны, особенно при ее общей значительной вертикальной протяженности, приводит за счет возникновения градиентов P и T к ее дифференциации с накоплением Au и других рудных элементов (совместно с летучими) в апикальных эндо- и экзоконтактовых частях гранитных массивов. В конечном итоге это и может обуславливать постмагматическое рудообразование.

Процессы гранитизации и порожденные ими автохтонные палингенные и палингенно-метасоматические граниты считаются практически нерудогенными. Приведенные данные, очевидно, позволяют уточнить эти представления. Названные процессы и гранитоиды действительно не приводят к постмагматическому рудообразованию, но, как следует из всего вышеизложенного, при благоприятных условиях могут сформировать иное метаморфогенно-гидротермальное оруденение, предшествующее интрузивному магматизму и генетически тесно связанное с процессами зонального метаморфизма и гранитизации — такова основная идея настоящей книги. Минерализованные зоны этого типа оруденения с жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализацией, характеризующаясь большими параметрами и большой устойчивостью оруденения, приобретают в последнее время все возрастающее практическое значение. Все это обязывает резко увеличить производственные и научно-исследовательские работы по выявлению и изучению данного типа оруденения. Основные типоморфные особенности этого типа оруденения следующие.

1. Рудоконтролирующими в региональном плане выступают не поднятые, а опущенные геоблоки — крупные сложнопостроенные прогибы и трогии синклиниального типа, заложенные вдоль глубинных разломов на коре сиалического типа. В наиболее древних провинциях это «зеленокаменные трогии» и «зеленокаменные пояса» с крупными золотыми и золото-урановыми месторождениями, окаймленные мигматитовыми и гранито-гнейсовыми куполами, в протерозойский этап — мощные метаморфогенно-метасоматические зоны активизации, развитые вдоль глубинных разломов на платформенном гранитизированном субстрате, несущие преимущественно редкоземельное оруденение, в байкалидах — миогеосинклинальные прогибы с зональными глубокоэродированными метаморфическими поясами, сопровождающиеся полиметаллическим, золото-сульфидным оруденением и мусковитоносными пегматитами, в более молодых структурах — миогеосинклинальные и эпиплатфор-

менные прогибы с отдельными выходами слабо эродированных метаморфических поясов и куполов, несущие преимущественно золотое, золото-редкометалльное, редкометалльное и в ряде мест свинцово-цинковое оруденение. В прогибах и синклиналиях оруденение локализуется в наиболее погруженных участках — в дополнительных прогибах и мульдах, но в последних — в осевых частях антиклиналей, осложняющих ядра и крылья мульд и прогибов. Источником растворов явились относительно поднятые блоки — зоны высокотемпературного метаморфизма и гранитизации — и глубинные флюиды, в том числе гранитизирующие и метаморфизирующие, а также захороненные воды рудовмещающих толщ. Кинетическая схема миграции рудообразующих растворов отвечает схеме миграции вод в структурах артезианского типа; рудоконтролирующие зоны расланцевания в антиклиналях, осложняющих прогибы, — дренажные структуры.

2. Рудообразование обусловлено накоплением рудного вещества в период осадконакопления (в том числе за счет подводных глубинных гидротерм и эксгаляций) и последующим зональным метаморфизмом, приведшим к перераспределению рудных компонентов, а также к дополнительному привносу их из глубинных зон гранитизации и мантии в составе метаморфизирующих и гранитизирующих флюидов. В общей вертикально мигрирующей колонне метаморфогенно-магматогенных образований метаморфогенно-гидротермальное оруденение, в отличие от постмагматического, формируется не после, а до образования и интродуцирования гранитного расплава и последующего внедрения основных магм, завершающих по вертикали и во времени метаморфогенно-магматогенную колонну.

3. Оруденение формируется длительно, начиная с этапа седиментогенеза и кончая метаморфизмом, в условиях широкого диапазона T ($50-500^{\circ}C$), низких градиентов $P-T$ и состава растворов. По вертикали ΔT составляет $30-50^{\circ}C$ на 1 км, т. е. находится на уровне геотермического градиента подвижных зон. В связи с этим рудные тела имеют большие размеры, неконтрастны, руды преимущественно бедные, но с большими запасами. Давление растворов на $30-100$ МПа и более превышало $P_{лит}$.

4. Типичная стадийность при минералообразовании отсутствует. Состав растворов менялся постепенно, однонаправленно: от наиболее концентрированных при ранних ассоциациях до отработанных слабонасыщенных пострудных. Между концентрацией растворов в газовой-жидких включениях и общим валовым химическим составом последовательно образующихся минеральных ассоциаций обратная зависимость.

5. Рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры и разрывы — конседиментационные и складчатого этапа деформаций, Разрывы постскладчатого орогенного этапа деформаций — пострудные, как и интрузивные граниты, дайки и штоки основных пород этого этапа. Они пересекают и контактово метаморфизируют рудные тела.

Список литературы

1. *Белевцев Я. Н.* Метаморфогенное рудообразование. М., Недра, 1979.
2. *Белоголовкин А. А., Буряк В. А.* Доинтрузивное редкометальное оруденение (Забайкалье). — Докл. АН СССР, т. 226, № 2, 1976, с. 405—408.
3. *Буряк В. А.* О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района. — В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. Тр. III Всесоюз. петрограф. сов. М., 1964, с. 184—189.
4. *Буряк В. А.* Роль вулканогенно-осадочного и гидротермального минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых толщ. — Докл. АН СССР, т. 226, № 4, 1976, с. 907—910.
5. *Буряк В. А.* Результаты сопоставления эволюции химического состава кварцевожильных минеральных ассоциаций и газовой-жидких включений кварца этих ассоциаций. — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 2, с. 436—438.
6. *Буряк В. А., Левицкий В. В.* Закономерности размещения глубинных разломов и оруденения юга Сибирской платформы и прилегающих территорий. — Докл. АН СССР, т. 234, № 1, 1977, с. 138—141.
7. *Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М.* К проблеме метаморфогенного рудообразования. — Сов. геология, 1967, № 5, с. 11—24.
8. *Буряк В. А., Попов Н. П.* Типы гипогенной зональности оруденения в докембрийских золотоносных провинциях. — Изв. Томского политех. ин-та, т. 134, 1968, с. 45—54.
9. *Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири.* Новосибирск, Наука, 1977.
10. *Гапон А. Е.* Концентрация золота в черных глинках догалдынской свиты. — Ежегодник за 1969 г. Ин-т геохимии СО АН СССР. Иркутск, 1970, с. 236—242.
11. *Гельман М. Л.* О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР. — Докл. АН СССР, т. 230, № 6, 1976, с. 1406—1409.
12. *Жариков В. А.* Кислотно-основные характеристики минералов. — Геология рудных месторождений, т. 9, № 5, 1967, с. 75—89.
13. *Казанский В. И.* Эволюция тектонических структур и эндогенное оруденение древних щитов. — В кн.: Эндогенное оруденение древних щитов. М., 1978, с. 7—31.
14. *Калиткина Н. А.* Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенипирите. — Вести. МГУ. Сер. 4, Геология, 1971, № 5, с. 107—110.
15. *Кепежинская К. Б., Аношин Г. Н., Цимбалист В. Г.* Химизм пород фации дистеновых сланцев и распределение золота. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., 1970, с. 105.
16. *Коновалов И. В.* Температурная зональность и условия образования золоторудных минеральных ассоциаций. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М., 1977, с. 164—173.
17. *Коржинский Д. С.* Теория метасоматической зональности. М., Наука, 1969.
18. *Кулиш Е. А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. — Изд. ДВНЦ АН СССР, Ин-т тектоники и геофизики, Хабаровск, 1973.
19. *Лаверов Н. П., Барсуков В. Л.* Урановые месторождения района Аллигейтор-Риверс. — Геология рудных месторождений, 1977, № 2, с. 16—32.

20. *Летников Ф. А.* Гранитоиды глыбовых областей. Новосибирск, Наука, СО, 1975.
21. *Ли Л. В., Шохина О. И.* Поведение золота при процессах прогрессивного регионального метаморфизма пород докембрия Енисейского кряжа. — *Геохимия*, 1974, № 3, с. 402—409.
22. *Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А.* Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., Наука, 1971.
23. *Митропольский А. С.* Уран и торий в эволюции земной коры южной части Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1979.
24. *Моисеенко В. Г.* Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока. М., Наука, 1977.
25. *Овчинников Л. Н.* Плутоногенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 443—489.
26. *Омельяненко Б. И.* Околорудные гидротермальные изменения пород. М., Недра, 1978.
27. *Петров В. П.* Особенности метаморфической мобилизации и миграции редких элементов. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. Киев, 1972, с. 157.
28. *Петров В. Г.* Условия золотеносности Северной части Енисейского кряжа. — Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып. 69, Новосибирск, Наука, 1974.
29. *Петров Б. В., Макрыгина В. А.* Геохимия регионального метаморфизма. М., Наука, 1975.
30. *Петровская Н. В.* Самородное золото. М., Наука, 1973.
31. *Салоп Л. И.* Периодизация и корреляция докембрия южных материков. Докембрий Африки. Л., Недра, 1977.
32. *Сидоренко А. В.* Осадочная геология докембрия и ее значение для познания допалеозойской истории Земли. — *Сов. геология*, 1975, № 2.
33. *Смирнов В. И.* Проблемы геологии рудных месторождений на Международном геологическом конгрессе в Австралии. — *Геология рудных месторождений*, 1977, № 2, с. 3—15.
34. *Соколов Ю. М., Глебовицкий В. А., Турченко С. И.* Генетическая классификация месторождений полезных ископаемых метаморфогенного типа. — *Сов. геология*, 1975, № 2, с. 52—66.
35. *Чайка В. М., Нежданова Г. Е.* О миграции золота при метаморфизме сульфидосодержащих графитоидно-кварцитовых сланцев серии кейв на Кольском полуострове. — *Докл. АН СССР*, т. 188, № 2, 1969, с. 438—441.
36. *Шер С. Д.* Металлогения золота. М., Недра, 1974. 255 с.
37. *Шило Н. А.* К проблеме систематики золоторудных месторождений. — В кн.: Проблемы геохимии эндогенных процессов. Новосибирск, 1977, с. 110—117.
38. *Щеглов А. Д.* Брокен-Хилл (полиметаллический гигант Австралии). — *Геология рудных месторождений*, 1978, № 1, с. 17—29.
39. *Шербаков Ю. Г.* Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., Наука, 1967.
40. *Эндогенное оруденение древних щитов.* М., Наука, 1978.
41. *Эйриш Л. В.* Куполовидные структуры Селемджино-Кербинского поднятия и связь с ними золотого оруденения (Дальний Восток). Автореф. канд. дис., Владивосток, Изд. ДВНЦ АН СССР. 1972. 23 с.
42. *Archibald N. J., Bettenay L. F., Binns R. A.*, e. a. The evolution of Archaean greenstone terrains, Eastern Goldfields Province, Western Australia. — *Precambrian Res.*, 1978, 6, N 2, p. 103—131.
43. *Cambel B., Jarkovsky J.* Geochemie der Pirite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. Bratislava, Slov. Akad. vied, 1967, XIX., 493.
44. *Fleischer R., Routhier P.* The Consan depression origin of a Tourmaline — Bearing gold deposit of Passagent de Mariana (Brazil). — *Econ. geol.*, vol. 68, N 1, 1973, pp. 11—22.
45. *Hyndman R. D., Lambert I. B., Heier K. S.* e. a. Heat flow and surface radioactivity measurements in the precambrian shield of Western Australia. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1, N 2, 1968, pp. 129—135.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
Глава I. Регионально-тектоническая позиция рудных районов с метаморфогенно-гидротермальным оруденением	6
Глава II. Минерально-морфологические типы оруденения	20
Прожилково-вкрапленное оруденение	21
Кварцево-жильная минерализация	39
Временное и пространственное соотношение прожилково-вкрапленной и кварцево-жильной минерализации	56
Глава III. Рудоконтролирующие структуры	65
Роль глубинных разломов в локализации оруденения	65
Роль складчатых структур и синскладчатых разрывов в локализации оруденения	75
Роль постскладчатых разрывов в локализации оруденения	88
Глава IV. Роль вмещающих пород в формировании оруденения	92
Влияние химического и минерального состава пород	93
Роль вулканогенно-осадочных и гидротермально-осадочных процессов	112
Глава V. Околорудные изменения	123
Раннеметаморфические метасоматиты	123
Метасоматиты, сопровождающие дожилковую прожилково-вкрапленную золото-сульфидную минерализацию	124
Синжильные метасоматиты	136
Поведение золота в процессе околорудных изменений	144
Глава VI. Роль процессов регионального метаморфизма в развитии оруденения	151
Метаморфическая зональность и оруденение	152
Метаморфическая зональность и метасоматоз	170
Физико-химические особенности рудообразующего метаморфизма и метасоматизма	176
Зональность рудных полей и месторождений	180
Эволюция метаморфических поясов и куполов и связанного с ними оруденения	182
Зависимость оруденения от глубины эродированности метаморфических поясов и куполов	187
Глава VII. Соотношение интрузивного магматизма и метаморфогенно-гидротермального оруденения	195
Глава VIII. Поведение петрогенных и рудогенных элементов при процессах метаморфизма и гранитизации	207
Поведение петрогенных элементов	207
Поведение золота в процессе регионального метаморфизма	220

	Поведение золота в процессе гранитизации и пегматитообразования	228
	Поведение других рудогенных элементов при процессах метаморфизма и гранитизации	233
Глава IX.	Сравнительная характеристика метаморфогенно-гидротермального и постагматического оруденения	240
Заключение		247
Список литературы		253

БУРЯК ВЛАДИМИР АФАНАСЬЕВИЧ

МЕТАМОРФИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Редактор издательства *Л. С. Цапина* Переплет художника *Ю. Г. Асафова*
 Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*. Технический редактор *О. Н. Ласточкина*
 Корректор *Г. Г. Большова*
 ИБ № 4629

Сдано в набор 22.12.81 г.	Подписано в печать 18.05.82 г.	T-08083.	Формат 60×90 ^{1/16} .
Бумага типографская № 2.	Гарнитура «Литературная».		Печать высокая.
Усл. печ. л. 16,0.	Усл. кр.-отт. 16,0.	Уч.-изд. л. 18,77.	Тираж 2550 экз.
Заказ 9/8633—4.	Цена 3 р. 10 к.		

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
 Третьяковский проезд, 1/19
 Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

3951