
Метаморфогенное
рудообразование
в докембрии

ЗАКОНОМЕРНОСТИ
РАЗМЕЩЕНИЯ
И ПОИСКОВЫЕ
КРИТЕРИИ
МЕТАМОРФОГЕННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ И ФИЗИКИ МИНЕРАЛОВ
ОТДЕЛЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Метаморфогенное рудообразование в докембрии

ПОД РЕДАКЦИЕЙ АКАД. АН УССР
Я. Н. БЕЛЕВЦЕВА

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
В. С. ДОМАРЕВ, В. Б. КОВАЛЬ, Е. А. КУЛИШ,
Ю. М. ЕПАТКО

4745

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ
Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, Ю. М. ЕПАТКО

НАУКОВА ДУМКА 1986



Метаморфогенное рудообразование в докембрии. Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных месторождений / Белевцев Я. Н., Буряк В. А., Кулиш Е. А. и др. — Киев : Наук. думка, 1986. — 188 с.

Освещены особенности геологического развития и металлогении докембрия, геоструктурная локализация метаморфогенных месторождений на щитах и древних платформах. Установлены главнейшие закономерности размещения метаморфогенных месторождений в зависимости от литолого-петрологических особенностей метаморфических комплексов, их метаморфизма и ультраметаморфизма. Показана роль стабильных изотопов O, H, S, C, Pb минералов пород и руд как индикаторов условий рудообразования и размещения метаморфогенных месторождений.

Впервые в геологической литературе сформулированы главнейшие закономерности размещения и некоторые критерии поисков метаморфогенных месторождений на щитах и древних платформах, имеющие глобальное значение.

Для геологов-рудников.

Табл. 10. Рис. 44. Библиогр.: с. 179—185 (219 назв.).

Авторы

Я. Н. БЕЛЕВЦЕВ, В. А. БУРЯК, Е. А. КУЛИШ, С. И. ТУРЧЕНКО,
Н. П. ГРЕЧИШНИКОВ, О. А. КРАМАР, Ф. Н. ЖУКОВ, Ю. М. ЕПАТКО,
В. Б. КОВАЛЬ, Ю. С. ЛЕБЕДЕВ, Б. Г. БАТАШОВ

Рецензенты

Ю. П. МЕЛЬНИК, Д. В. РУНДКВИСТ

Редакция литературы о Земле

М $\frac{1904050000-113}{M221 (04)-86}$ 288-86

ВВЕДЕНИЕ

Настоящей книгой завершается издание монографии «Метаморфогенное рудообразование в докембрии». В ней освещены особенности геологического развития и металлогении докембрия щитов и платформ, главнейшие закономерности размещения и поисковые критерии некоторых метаморфогенных месторождений.

Для понимания закономерностей размещения метаморфогенных месторождений на щитах и платформах описаны особенности геологического развития щитов, эволюция геологических процессов в докембрии, основные положения металлогении докембрия, а также металлогения подвижных зон кристаллического фундамента и платформенного периода развития. Рассмотрены главнейшие металлогенические эпохи и провинции докембрия. Специальное внимание уделено значению гранито-гнейсовых куполов в размещении месторождений, а также роли стабильных изотопов в исследовании метаморфогенного рудообразования.

Разработаны главнейшие закономерности размещения метаморфогенных месторождений на щитах и платформах докембрия, а именно: а) большая часть рудных месторождений размещена среди метаморфических пород зеленосланцевой — амфиболитовой фаций метаморфизма; б) рудоносными на большинство металлов являются структурно-фациальные зоны метаморфических пород (в основном протерозойского возраста), а также зоны сочленения тектонических плит, интенсивно измененные метасоматическими процессами.

Установлены критерии поисков месторождений различных генетических подклассов и минеральных типов, сре-

ди которых особое значение имеют: первичные структурно-фациальные зоны кластогенно-хемогенных пород; зоны регионального метаморфизма зеленосланцевой — амфиболитовой фаций, наложенные на первичные структурно-фациальные зоны; синклиналильные структуры рудоносных осадочно-кластогенных пород, измененных метаморфическими или ультраметаморфическими процессами; тектоно-метасоматические зоны в области развития ультраметаморфизма; зоны сочленения древних тектонических блоков.

В качестве примеров рассмотрены закономерности размещения и критерии поисков месторождений железных руд, сульфидных медно-никелевых и полиметаллических.

Настоящая книга послужит хорошим пособием для геологов и ученых, занимающихся поисками, разведкой, а также изучением рудных месторождений на докембрийских щитах и платформах.

Авторы благодарны коллективу геологов Министерства геологии УССР и научным работникам институтов Академии наук Украины, участвовавшим в сборе фактического материала, проведении специальных наблюдений в шахтах, карьерах и по кернам скважин в связи с разработкой теории метаморфогенного рудообразования и ее применением на многих месторождениях различных металлов. Большую помощь при подготовке рукописи к печати оказали сотрудники Отделения металлогении ИГФМ АН УССР Т. Н. Оверчук, Е. Э. Игнатченко, А. Г. Иванова, В. Н. Кучер, И. Н. Белоусова, И. Л. Лужанская, О. И. Усик, С. И. Терещенко, которым авторы выражают глубокую признательность.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ
ЩИТОВI.1. ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ
В ДОКЕМБРИИ

В настоящее время установлено, что Земля состоит из ядра, нижней и верхней мантии, а также коры, подразделяющейся на океанскую и материковую. Выделяются два периода последовательного развития Земли.

Первый — догеологический, или планетарный, когда из протопланетного вещества под влиянием энергии Солнца образовалось новое космическое тело — Земля. Вследствие неоднородности протопланетного вещества и гетерогенной акреции с развитием солнечной системы осуществлялось гравитационное перемещение вещества Земли, что привело к образованию ядра, нижней и верхней мантии.

Второй период — геологический; с ним связано образование земной коры вначале океанского типа, затем в результате ее переработки — материковой коры и формирование континентов.

По данным геохронологии, наиболее древние осадочные породы отмечены в Западной Гренландии, в США, штат Миннесота, и на Украинском щите (УЩ) (аульская серия); их возраст 3,9—3,7 млрд. лет. Нижняя граница осадочных образований как начало геологического развития Земли еще не установлена, однако предположительно время образования ее принимается около 4,6—4,5 млрд. лет.

Дальнейшее геологическое развитие Земли, задокументированное в геологических разрезах архея и протерозоя на континентах мира, свидетельствует о непрерывно-прерывистом совершенствовании геологических образований и находится в полном соответствии с законами материалистической диалектики.

Архейские образования хотя и имеют в своем составе метаморфизованные осадочные породы, однако подавляющая их часть сложена основными и ультраосновными магматическими метаморфизованными породами — гнейсами, миг-

матитами и гранитоидами различного состава, являющимися продуктами ультраметаморфизма. Для архейских отложений характерны интрузии основного и ультраосновного состава. Древнейшие архейские породы образуют многочисленные блоки и щиты — кратоны земной коры (Южная Африка, Австралия, Гренландия, Сев. Америка, Европа).

Протерозойские породы резко отличаются от архейских. В их состав входят мощные толщи метаконгломератов, кристаллических сланцев, кварцитов и мраморов, которые образовались при метаморфизме геосинклинальных первично-осадочных пород, в меньшей мере встречаются породы основного и ультраосновного состава.

В протерозое кроме интрузий основных и ультраосновных пород отмечаются умеренно кислые и кислые гранитоиды подчиненного значения. Более 70 % материков Земли сложены метаморфическими и ультраметаморфическими породами докембрия.

Геологический период развития подразделяют на два этапа: *нуклеарный* и *протогеосинклинальный* [121]. Для первого характерно образование лав андезит-базальтового состава, граувакковых и хемогенных пород, а также изометричных структур брахиформного типа.

В архее образовались первые устойчивые ядра материков — кратоны, или протоконтиненты. Континентальная кора в этих структурах составила основу строения будущих континентов.

На юге Восточно-Европейской платформы выделяется Курско-Украинский кратон. Он возник в архее, развивался в протерозое, а в раннем палеозое разделен на два крупных блока — УЩ и Воронежский массив.

На УЩ выделены кратонные блоки (Приднепровский, Бугский, Приазовский), в которых четко фиксируются архейские образования. Вероятно, в

качестве кратонов могут рассматриваться Анабарский массив, Алданский щит и восточная часть Балтийского (Карело-Кольский район). Внутри кратонов выделяются зеленокаменные пояса и поля гранито-гнейсов. Большинство исследователей считают, что зеленокаменные пояса образовались уже на мощной (30—40 км) континентальной коре. В. И. Казанский [89] из-за сложного состава метаморфических пород, слагающих отложения архея, считает целесообразным выделить «метаморфические основания» и «супракрустальные зеленокаменные пояса».

Метаморфические основания представлены гнейсами (гранито-гнейсами), мигматитами, кристаллическими сланцами, метабазитами, чарнокитами и иногда маломощными пачками железистых кварцитов. Преобладают купольные структуры, для которых установлено длительное развитие, фиксируемое переслаиванием различных толщ пород. В структуре основания большое значение имеют крупные разломы, определяющие гетерогенное блоковое строение. Механизм формирования складчатых структур в архее был иным, чем в протерозое, и определялся ростом гранитных куполов [89].

Супракрустальные зеленокаменные пояса имеют сложную форму в плане, протягиваются на сотни километров при ширине до нескольких километров. Возраст их определен в 3,9—2,8 млрд. лет. В нижней части они сложены ультраосновными, основными вулканидами, часто с характерными перидотитовыми и базальтовыми компонентами с шаровой отдельностью. Эти породы часто перекрываются кислыми лавами и пирокластами.

Верхняя часть разреза поясов представлена метапесчаниками, метааргиллитами и метакогломератами. В супракрустальных поясах отложения интрузивного магматизма сложены основными, реже кислыми породами.

Описываемые пояса возникли в самые начальные периоды формирования континентальной коры; они не имеют сколько-нибудь четких признаков геосинклинального развития. В них преобладают вулканогенные основного и ультраосновного состава породы с подчиненным количеством собственно супракрустальных образований. В пределах супракрустальных поясов сосредоточена основная масса полезных ис-

копаемых архея. С этими поясами связаны месторождения железистых кварцитов, колчеданные месторождения цветных металлов, золота и редкометалльных пегматитов.

Таким образом, формирование метаморфического основания и супракрустальных (зеленокаменных) поясов следует относить к самому раннему, догеосинклинальному, этапу развития земной коры. Часто на завершающей стадии становления супракрустальных поясов развиваются метаморфизованные осадочные породы — песчаники, аргиллиты, конгломераты. На основании этого некоторые исследователи относят их к геосинклинальному этапу развития, хотя в них не наблюдается необходимого набора фаций и их последовательности.

К протерозойским структурам докембрия относятся протогеосинклинали и структуры протоктивизации. Первые возникли как эпикратонные впадины на архейском основании (2,8—2,0 млрд. лет). Для них характерны линейные складчатые структуры, магматизм от ультраосновного и основного до кислого; широкое развитие кластогенных, хемогенных и органогенных пород; интенсивный метаморфизм и ультраметаморфизм пород — почти не встречаются породы, не подвергшиеся метаморфизму или ультраметаморфизму.

По составу геологических формаций, сохранивших свои особенности при глубоком метаморфизме пород, хорошо прослеживаются этапы геосинклинального развития [7].

Для *протогеосинклинального* этапа характерны относительно узкие, но протяженные на многие километры складчато-разрывные структуры, играющие значительную роль в строении докембрийских континентов; метаморфизм всех пород, слагающих протогеосинклинали, отличающийся зональностью (от низких до самых высоких фаций); геосинклинальный набор геологических формаций.

Протогеосинклинали — это узкие (от 1—2 до 6—10 км), но достаточно длинные (300—500 км) отдельные трогии типа Криворожско-Кременчугской полосы, или сочлененные ветвящиеся прогибы типа КМА. Они имеют типичный для геосинклиналей набор геологических формаций, который начинается мощными вулканидами основных и ультраос-

новых магм, затем сменяется толщей базальных конгломератов, песчаников и кварц-серицитовых филлитов. На нижней толще залегает характерная для всех континентов железисто-кремнисто-сланцевая формация, которая состоит из многократного чередования железисто-кремнистых и сланцевых пластов, образующих железорудные толщи. Она перекрывается карбонатно-углеродистой и железисто-кремнисто-углеродистой формациями. Венчает описываемые образования кластогенная формация метапесчаников и метаконгломератов.

Такая многокилометровая (от 2—3 до 10—15 км) толща пород типична для многих железорудных бассейнов и распространена почти на всех континентах мира: Хамерсли в Австралии, Лабрадор в Канаде, Витватерсранд в Южной Африке, Минас-Жераис в Бразилии, Сингхбхум в Индии.

Для протогеосинклинальных зон наиболее характерны месторождения железистых кварцитов, богатых железных руд, стратиформные месторождения полиметаллов, марганца, меди, золота, урана и слюдяных пегматитов.

Структуры протоктивизации и возникли как наложение разрывных структур на архейские и протек-

розойские стабилизированные блоки. Область протоктивизации сопровождалась вулканизмом — внедрением интрузий ультраосновного, основного и щелочного состава. Отличительными признаками их являются развитие в раннем протерозое среди кратонов или эпикратонов впадин, наличие крупных глубинных разломов, дислокационный метаморфизм. Кроме того, выделяются внутрикратонные (интракратонные) и межкратонные впадины.

В УЩ различают две крупные эпохи тектонической активизации: среднепротерозойскую (1,9—1,6 млрд. лет) и позднепротерозойскую (время образования около 1,2 млрд. лет назад). С первой было связано внедрение гранитов рапакиви и формирование крупных тектоно-метасоматических зон с разнообразной редкометаллической минерализацией, со второй — образование мощных зон смятия и вулканотектонических структур, а также развитие калиевого метасоматоза [18]. В зависимости от ведущего рудообразующего процесса [89] области протоктивизации могут быть разделены на три типа: тектоно-плутонический, тектоно-вулканический и тектоно-метасоматический.

1.2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЩИТОВ

Геологическое развитие докембрийских щитов долгое время рассматривалось как смена одних тектоно-магматических циклов другими, обусловившими формирование многочисленных комплексов осадочно-эффузивных и интрузивных образований. Широкое развитие гранитоидов трактовалось (а ряд исследователей трактуют и теперь) как явление интенсивной интрузивной деятельности, вызванной дифференциацией основной магмы, поднимающейся с больших глубин или из подкоровых зон.

Систематически недооценивалось значение осадочных и вулканогенных пород как первичного эквивалента подавляющего большинства метаморфических и ультраметаморфических пород, слагающих щиты.

На основании новых материалов, полученных при изучении Украинского и Балтийского щитов, а также сопоставления, проведенного автором, материалов и личных наблюдений на Канадском, Индийском и Австралийском щитах, установлены такие особенности

геологического строения и развития докембрийских щитов:

щиты и кристаллические основания древних платформ сложены глубоко измененными породами, являющимися продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных образований геосинклинальных, эвгеосинклинальных и миогеосинклинальных подвижных зон;

геологическое развитие Земли в докембрии было самым длительным периодом (более 3 млрд. лет), в пять раз превышающим фанерозой;

для докембрия характерны маломощная и мобильная кора Земли, высокая интенсивность вулканизма, специфические условия седиментационных процессов, а также повышенный поток тепловой энергии, приведший к развитию метаморфизма и ультраметаморфизма пород.

Для раскрытия первичного характера современных пород, слагающих щиты, и выделения этапов геологического развития в докембрии нами разработаны новые принципы анализа геологического материала щитов. Исследования основаны на многочисленных фактических

Таблица 1. Этапы геологического развития и металлогенические эпохи докембрия

Стратиграфическое подразделение	Этап развития	Геологический процесс	Металлогеническая эпоха	Генетический тип рудных месторождений	
Верхний протерозой (PR ₂), 1650 ± 50 млн. лет	Платформенный	Осадочные образования платформенного чехла Магматическая и метасоматическая активизация	Позднепротерозойская	Осадочные, магматические, метасоматические в зонах активизации	
Нижний протерозой (PR ₁), 2600 ± 100 млн. лет	Геосинклиальный	миогеосинклинальный	Раннепротерозойская	Метаморфизованные, метаморфические, ультраметаморфические, эндогенные в зонах протоактивизации	
		эвмиогеосинклинальный			Кластогенные осадки и основные вулканиты
		эвгеосинклинальный			Основные и умеренно кислые вулканиты
Архей (AR)	Догеосинклинальный (нуклиарный)	Вулканиты с подчиненным количеством осадков	Архейская	Вулканогенно-метаморфические	

Региональный метаморфизм
Ультраметаморфизм
Протоактивизация

материалах по Украинскому, Балтийскому, Канадскому, Австралийскому и Индийскому щитам. Эти принципы сводятся к следующему: а) «снятие» метаморфизма и гранитизации и реконструкция первичных осадочных и вулканогенных формаций; б) учет и систематизация изотопных геохронологических данных по конкретным разрезам и породам различных формаций и их пространственное сопоставление; в) анализ мигматитов и гранитов с позиций ультраметаморфизма, реконструкция исходных пород, подвергшихся гранитизации; г) выделение интрузивных образований и выяснение их связи с гранитизацией и платформенной активизацией; д) анализ структурных планов складчатых структур [5].

Применив эти принципы к анализу геологического материала, мы получили возможность раскрыть историю геологического развития докембрийских складчатых зон щитов. Выделены три главных тектоно-метаморфических цикла, отвечающие этапам развития: догеосинклинальному — архейский (3700—2600 млн. лет), геосинклинальному — раннепротерозойский (2600—1650 млн. лет) и платформенному — позднепротерозойский (1650—650 млн. лет) (табл. 1). Рассмотрим их.

Для архейского цикла характерна грандиозная вулканическая деятель-

ность — одна из главнейших особенностей его развития.

Поэтому основную часть разреза образуют продукты метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных пород основного и ультраосновного состава. Они представлены амфиболитами и амфиболовыми гнейсами, серпентинитами, тальковыми сланцами и продуктами их гранитизации — различного состава гранитоидами с останцами магматических пород.

По данным А. И. Тугаринова [162], архейские основания всех щитов на 60 % сложены эффузивными породами основного или ультраосновного состава. Лишь в конце архея появились осадочные породы, сложенные в настоящее время кристаллическими сланцами, кварцитами, метаконгломератами и гнейсами. Такой состав архейских образований свидетельствует о большой мобильности земной коры в то время, вероятно, малой ее мощности и грандиозных излияниях вулканических масс. Вулканические породы основного и ультраосновного состава характеризовались высоким содержанием Fe, Mn, Co, Ni и Cu, которые определили металлогению архейского цикла развития. Отсутствие кислорода в атмосфере в течение архея, по-видимому, способствовало разрушению железистых силикатов вулканитов и накоплению

больших количеств Fe, Si, Mn, а также других металлов в водных бассейнах.

Для раннепротерозойского цикла характерны относительно резкое снижение интенсивности вулканизма и развитие процессов седиментации. Высокая энергетическая активность Земли резко снизилась на рубеже архея и протерозоя. Смена физико-химических условий в протерозое привела к образованию мощных кластогенных, хемогенных и биогенных толщ с подчиненным количеством вулкаников. Протерозойские образования щитов и кристаллических оснований древних платформ более чем на 80 % сложены седиментогенными породами, которые в последующем при метаморфизме и ультраметаморфизме превратились в кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы, мигматиты и граниты.

В геологическом развитии протерозоя по набору литологических формаций достаточно четко выделяются геосинклинальные подвижные зоны с тремя этапами развития: начальным, или ранним, — вулканогенно-седиментогенным, средним — складчато-метаморфическим и поздним — разломно-интрузивным.

Появление свободного кислорода в атмосфере и гидросфере привело к массовому образованию оксидов Fe, Mn, U, Si и других элементов, являющихся продуктами разрушения вулканогенных пород архея и протерозоя. Длительная геологическая история этого периода запечатлена в полных формационных рядах типичных геосинклинальных вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных метаморфических и ультраметаморфических формаций. Наличие зональности в пространственном размещении структурно-формационных областей, важная роль в их образовании глубинных разломов — все это не оставляет сомнений в том, что в протерозое господствовал геосинклинальный режим. Эти особенности геологического развития протерозоя определили первичное накопление многих металлов, заложивших основу металлогении того периода формирования земной коры.

По геологическим и экспериментальным данным, а также на основании термодинамического анализа метаморфических пород и изучения гранитоидов выделяются три главнейших типа преобразования первичных вулкаников и седиментов в докембрии: региональ-

ный динамотермальный метаморфизм, региональный ультраметаморфизм и региональный метаморфизм погружения.

Региональный динамотермальный метаморфизм — это процесс преобразования горных пород без их существенного расплавления, происшедший под влиянием изменения физико-химических условий. Он развивался в подвижных зонах земной коры вследствие совместного воздействия геостатической нагрузки, одноосного (тектонического) давления, температуры и химически активных растворов. Образование типичных метаморфических пород происходило при температурах от 300—400 до 1000—1200 °С. Верхняя граница метаморфизма определяется началом плавления большинства пород.

По данным В. С. Соболева и др. [170], региональному метаморфизму примерно соответствуют фации средних давлений: зеленых сланцев (B_4), которая характеризуется температурой метаморфизма 300—550 °С и давлением от 2 до 10 МПа, эпидот-амфиболитовая (B_3) с температурой метаморфизма 500—650 и давлением от 4 до 10 МПа, амфиболитовая (B_2) с температурой метаморфизма 650—800 и давлением от 4 до 13 МПа, гранулитовая (B_1) с температурой метаморфизма 750—1000 °С и давлением 10—15 МПа.

Региональный динамотермальный метаморфизм развивался одновременно с формированием первичных складчатых структур в геосинклинальных зонах под влиянием конвективного потока тепла и тектонических напряжений в породах. Он проявился на больших пространствах щитов и платформ. Метаморфические изменения пород протекали с образованием равновесных парагенезисов минералов. Для регионального динамотермального метаморфизма характерны равномерная перекристаллизация пород в пределах одной фации; изохимический характер преобразований с существенным перемещением элементов на завершающих этапах и развитием аллохимического типа метаморфизма; дегидратация и десилификация, усиливающиеся с увеличением степени метаморфизма. Метаморфизм пород осуществлялся в присутствии водных растворов, содержащих CO_2 и другие компоненты (Cl, F, SO_4 , S). Метаморфические растворы при благоприятных условиях могли насыщаться рудогенными элементами и превращать-

ся в рудоносные флюиды или растворы, которые приводили к образованию рудных месторождений.

Региональный ультраметаморфизм возникал на завершающих стадиях образования складчатых структур в геосинклинальных областях и проявился только в тех местах, где метаморфизм достигал амфиболитовой и гранулитовой фаций. Ультраметаморфизм протекал в условиях открытой системы вследствие привноса и выноса материала флюидами и растворами.

Ультраметаморфизм в настоящее время [154] рассматривается как сложный процесс перекристаллизации, переплавления, магматического и метасоматического преобразования метаморфических (первично-осадочных и вулканогенных) пород, на месте которых возникли породы гранитоидного состава — мигматиты и граниты. Он проявлен с различной интенсивностью на всех щитах мира: наиболее — в породах архея и значительно меньше — в породах нижнего и верхнего протерозоя. Развивался ультраметаморфизм под влиянием подкоровых растворов и являлся мощным фактором мобилизации, переноса и концентрации рудного вещества.

При ультраметаморфизме образуются парагранитоиды двух типов: полигенные, возникающие при метаморфической перекристаллизации пород, и реоморфические (анатектические), формирующиеся при кристаллизации коровых магм [157]. Полигенные характеризуются согласным залеганием, нечеткими контактами с вмещающими породами, содержат останцы последних, обладают непостоянным минеральным составом [140, 153]. Реоморфические гранитоиды имеют интрузивные формы, резкие контакты с вмещающими породами и активно воздействуют на них. Для них характерно постоянство минерального состава и структуры.

Процесс гранитизации сопровождался образованием жил «альпийского» типа и метасоматитов. Жилы имеют пегматитовый, кварцевый и карбонатный состав. Метасоматиты представлены альбититами, грейзенами, эгиринитами, карбонатитами, лиственитами и березитами. По данным изотопной геохронологии, метасоматиты и жилы образовались на завершающих этапах ультраметаморфизма.

Региональный динамотермальный метаморфизм и ультраметаморфизм ока-

зали большое влияние на преобразование первичных осадков и вулканитов докембрия, благодаря чему щиты и древние платформы Земли сложены метаморфическими и ультраметаморфическими породами.

Учитывая различия во взглядах на образование кристаллических, и прежде всего гранитоидных пород, которые мы относим к ультраметаморфическим, приведем некоторые новые данные о происхождении кислых магматических пород.

Долгое время в петрографической науке господствовало мнение о единой родоначальной магме, из которой вследствие ее дифференциации образовались разного состава магмы и магматические породы. Эта гипотеза противоречила многим геологическим наблюдениям и экспериментально не подтвердилась. Оказалось, что из базальтового расплава (недосыщенного кремнекислотой) нельзя получить значительного количества расплава кислого состава. За последние годы в лабораториях получены новые данные, чрезвычайно важные для выяснения петрогенетических вопросов. Например, выявлена эвтектоидная природа гранитовой магмы, доказано существование «андезитового термального трога» — минимум температуры плавления андезитов при высоких давлениях, установлена полная смесимость силикатных расплавов и водных растворов при давлении выше 9,7 МПа. На основании этих и других фактов были пересмотрены представления о магме и путях ее кристаллизации и выдвинута новая петрогенетическая гипотеза, которая учитывает все современные достижения геологической науки и результаты лабораторных экспериментов [122].

В. П. Петров приводит большое количество геолого-петрографических и экспериментальных данных о генезисе магматических горных пород. Сюда входят и новейшие результаты отечественных и зарубежных экспериментов, подтверждающих представления Ф. Ю. Левинсона-Лессинга [109] о двух родоначальных магмах земной коры — гранитовой и габброидной (базальтовой), и о том, что все изверженные породы, начиная с архея, являются преимущественно результатом переплавления твердых частей земной коры.

В последние годы развиваются представления о независимом существова-

нии магм корового и мантийного происхождения. Среди этих магм преобладают гранитовая, генерирующаяся на сравнительно малых глубинах, и базальтовая, образующаяся на глубинах 200—400 км. Обе родоначальные магмы в областях их генерации представляют собой наиболее легкоплавкие жидкости, которые находятся в равновесии с вмещающими их твердыми составляющими независимо от состава последних. При перемещении магм в области других термодинамических условий такое равновесие нарушается. Последующее становление того или иного магматического комплекса вызывается дифференциацией расплава, ассимиляцией вмещающих пород и условиями кристаллизации. Таким образом, разнообразие магматических пород обусловлено, во-первых, различием исходных материнских магм и, во-вторых, длительностью и сложностью процессов, сопровождающих кристаллизацию этих магм в чистом или смешанном виде.

В настоящее время есть достаточно материалов, свидетельствующих об отсутствии принципиального различия между глубинными концентрированными растворами и гранитной магмой. Увеличение в растворе силикатной составляющей постепенно обуславливает переход его в гранитную магму. Основным магнеобразующим является процесс селективного плавления. Экспериментальными данными, и особенно геологическими наблюдениями, подтверждено, что основная масса гранитоидов возникла в результате кристаллизации палингенной кислой магмы, появившейся вследствие выборочного плавления метаморфизованного материала осадочных и вулканогенных пород.

В докембрийских комплексах чаще всего отмечается тесное переплетение супракрустальных образований и продуктов кристаллизации палингенной гранитовой магмы, которая попадала в условия кристаллизации вместе с вмещающими метаморфическими породами, являющимися для нее материнскими. Гнейсово-мигматитовые комплексы докембрия можно рассматривать в качестве своеобразной модели зарождения кислой магмы. В частности, происходило резкое изменение термодинамического режима, и толщи подвергались интенсивной деформации. Нужно еще учитывать и влияние на эти толщи

метасоматических преобразований при подъеме их в зону высококонцентрированных водно-силикатных растворов. Кроме того, не исключено, что некоторые древние гранито-гнейсовые комплексы вообще не попадали в зону генерации гранитовой магмы, а происходящие в них ультраметаморфические преобразования (мигматизация, гранитизация) вызваны преимущественно перекристаллизацией первичного материала и высокотемпературным калий-натриевым метасоматозом.

Таким образом, ультраметаморфизм приводил к селективному выплавлению, зарождению кислых магм из состава материнских осадочных и вулканогенных пород. Составы этих магм, а затем и гранитоидных пород и связанных с ними полезных ископаемых зависят от состава материнских пород.

В настоящее время петрографы выделяют два типа ультраметаморфизма: 1) метаморфический, или палингенно-анатектический, протекающий в закрытой системе и приводящий к образованию магм за счет расплавления метаморфических пород, 2) палингенно-метасоматический, протекающий в открытой системе под влиянием растворов подкорового происхождения (трансмагматических, по Д. С. Коржинскому [97]). На конечных стадиях гранитизации переплавлялись породы, близкие уже к гранитоидному составу. Создавались условия для реоморфизма.

Прогрессивный региональный ультраметаморфизм, развивающийся под влиянием подкоровых растворов, является мощным фактором мобилизации, переноса и концентрации рудного вещества.

Региональный метаморфизм погружения связан с погружением на большие глубины осадков и вулканитов в геосинклинальных прогибах, не сопровождаемым горообразованием или интрузиями. При нормальном геотермическом градиенте (20 °С/км) осадки, погруженные до глубин 20—25 км, будут иметь относительно низкую температуру (порядка 400—450 °С), находясь в условиях высоких давлений (до 7—8 МПа). В этих условиях метаморфические породы сохранили первичные структуры, но изменился их минеральный состав. Метаморфизм погружения вызывает формирование пород цеолитовой фации и фации глаукофановых сланцев. Образование описываемых пород определяется

не столько различием в температурах, сколько большой разницей в давлении.

В ряде мест Украинского и других щитов мира установлено широкое развитие пород различных фаций метаморфизма, которые местами подверглись гранитизации с образованием мигматитов, анатектитов и гранитов. Можно полагать, что динамотермальный метаморфизм развивался в первый период инверсии геосинклинали, тогда как ультраметаморфизм протекал на завершающих этапах развития геосинклинальной зоны, для которой характерны разломная тектоника, реоморфические гранитоидные интрузии и максимальное проявление метасоматической деятельности по зонам смятия и разломам. Разломная тектоника привела к образованию плитового (блокового) строения щитов. На УЩ выделяется ряд блоков — плит, перемещенных по вертикали на 15—25 км относительно один другого; они сложены породами различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма. Зоны сочленения таких блоков благоприятны для размещения многих месторождений различного генезиса.

До настоящего времени не удается с достаточной уверенностью раскрыть этапность геологического развития отложений архея. В геологическом развитии подвижных зон протерозоя достаточно четко выделяются начальный, ранний, средний и поздний этапы. Приведем примеры геологического развития описываемых подвижных зон в докембрии.

Фундамент УЩ сложен осадочно-вулканогенными породами, глубоко измененными процессами метаморфизма и ультраметаморфизма.

Выделяются три цикла развития докембрия УЩ: архейский, раннепротерозойский и поздне-(средне-) протерозойский. Они различаются накоплением осадков, складчатостью, полнотой геосинклинального развития и характером метаморфизма. Первые два цикла отнесены исследователями к геосинклинальному типу развития, третий — к платформенному.

Архейский цикл относится к самому раннему времени геологической жизни докембрийской геосинклинали. Архейские образования распространены в Среднем Приднепровье, Западном Приазовье и на Побужье. Они характери-

зуются преимущественно метаморфизованными вулканическими породами, во многих местах превращенными в мигматиты и граниты. Накопление исходных вулканитов, составивших основу всех пород архея, происходило на самой ранней стадии геологического развития геосинклинали. Относительно редко встречаются кластогенные метаморфизованные породы.

Раннепротерозойские отложения распространены в сравнительно узких субгеосинклинальных зонах, примыкающих к глубинным разломам. Образование этого цикла характеризуются полнотой набора геосинклинальных формаций — от терригенной, через хемогенную до лагунной и молассовой. В пределах щита, по последним данным, выделяются четыре субгеосинклинали: Брусилов-Одесская, Криворожско-Кировоградская, Орехово-Павлоградская и Центрально-Приазовская. В них установлены сравнительно выдержанные по мощности и простирающие субгеосинклинальные и субплатформенные образования этого цикла. Гранитизация в пределах этих зон различная, прослеживаются метаморфические породы, образованные в различных фациях — от зеленосланцевой до гранулитовой.

Поздне-(средне-) протерозойские отложения проявлены лишь на крайней северо-западной части щита. Здесь накапливались субплатформенные образования овручской серии (нижняя терригенная формация), которая в западной части складчата и гранитизирована.

Анализ мощностей и состава «реконструированных» формаций, а также их расположения позволил установить некоторые сходство и отличия циклов развития докембрийских подвижных зон по сравнению с фанерозойскими зонами.

На первой — седиментационно-вулканогенной — стадии геосинклинального развития происходит образование первичных геосинклинальных толщ. У основания их, как правило, залегают вулканогенные формации, сложенные преимущественно спилит-кератофировыми породами, которые сменяются терригенными и вулканогенно-терригенными формациями. Последние развиты во внутренних геосинклинальных зонах, иногда венчаются хемогенными осадками джеспилитовой формации. Се-

рия этих пород перекрывается терригенно-карбонатно-углистой, лагунной и молассовой формациями. Вулканогенные формации занимают зоны геосинклинальных рвов и глубинных разломов, терригенные — пространства внутренних геосинклинальных областей, а лагунные и молассовые венчают отложения внутренних зон на сравнительно небольших площадях. Первая стадия геосинклинального развития в докембрии в общих чертах сходна с развитием геосинклиналей в фанерозое. Однако на этой стадии в некоторых зонах широко проявлена хемогенно-джеспилитовая формация, которая не развита в фанерозойских геосинклиналях.

Описываемая стадия [15] в некоторых случаях (например, в раннепротерозойском цикле на УЩ) может быть подразделена на две подстадии: вулканогенно-терригенную и терригенно-хемогенную.

Вулканогенно-терригенная характеризуется зарождением глубинных разломов и образованием вулканогенной (метабазитовой), нижней терригенной (конгломерат-песчано-сланцевой) формаций и формации ультраосновных эффузивов (тальк-карбонатные породы).

Накопление этих образований происходило в зарождающихся и внешних геосинклинальных зонах, развивающихся вблизи глубинных разломов. Отчетливо эти формации изучены в Криворожско-Кременчугской зоне и особенно в Криворожском железорудном бассейне.

Терригенно-хемогенная подстадия характеризуется широким накоплением кремнисто-железистых осадков, ритмично чередующихся с илесто-глинистыми, которые в сумме в дальнейшем образовали известную джеспилитовую формацию. Эти осадки формировались преимущественно во внутренних геосинклинальных зонах и частично во внешних парагеосинклинальных. Джеспилитовая формация представляет собой оригинальное образование, состоящее из пластов джеспилитов и железистых роговиков, ритмично чередующихся с пластами сланцев в основном железисто-силикатного состава. Мощность джеспилитовой формации достигает 2000 м.

Внутри ее выделяются до семи пластов железистых роговиков или дже-

спилитов мощностью от 10—20 до 350—400 м.

На второй — складчато-метаморфической — стадии развития осадочные и вулканогенные формации подвергались интенсивной складчатости, глубинному метаморфизму и ультраметаморфизму с образованием метаморфических (кристаллических сланцев, джеспилитов, метапесчаников, метабазитов и ультрабазитов) и ультраметаморфических (гнейсов, мигматитов, анатектитов и гранитов) пород. Такое преобразование осадков на второй стадии развития составляет принципиальное отличие докембрийской геосинклинальной зоны от фанерозойской. Эта стадия названа нами складчато-метаморфической, что отвечает главному геологическому процессу этой стадии. Складчато-метаморфическая стадия в раннепротерозойском цикле характеризуется инверсией геотектонических условий, образованием сжатых складчатых структур — синклинориев. Одновременно со складчатостью возникает и развивается метаморфизм пород. Образуются кварциты, гнейсы, кристаллические сланцы, джеспилиты, железистые роговики, метапесчаники и метакогломераты. Формируются узкие синклинории, врезанные в кристаллические породы первого цикла с необращенными складчатыми формами, такие, как Криворожско-Кременчугская, Белозерско-Конкская и Брусилво-Одесская структурно-фациальные зоны. Методом ГСЗ определена глубина их залегания, которая составляет в Криворожском бассейне около 7—8, а на Белозерском месторождении 4—5 км. Широкое развитие ультраметаморфических и гранитизированных образований, не известное в таких крупных размерах для фанерозойских геосинклиналей, является характернейшей особенностью складчато-метаморфической стадии.

Наличие в докембрии в одних и тех же структурно-фациальных зонах метаморфических и ультраметаморфических гранитизированных образований привело к выводу о том, что последние являются более древними. Однако довольно часто наблюдаются постепенные переходы по простиранию одних и тех же пород, метаморфизованных в различных фациях. Так, вдоль железорудной Криворожско-Кременчугской полосы углистые сланцы переходят в гнейсы или метаморфические породы — в гранитоиды. Сохранность метаморфи-

ческих пород при гранитизации предопределяется первичным составом и структурными условиями размещения. Наиболее полно развитые внутренние части геосинклиналей (особенно ее краевые прогибы) характеризуются преобладанием метаморфических пород, в синклинальных структурах сохраняются гнейсы и мигматиты, а антиклиналям и антиклинальным зонам (интрагеоантиклиналям) присущи обширные поля мигматитов.

На третьей — платформенной — стадии повсеместно развиваются разломные структуры и внедряются интрузии. (Например, Токовские, Боковянские, Верблюженские, Коростенские, Корсунь-Новомиргородские, а также интрузии щелочных пород Приазовья и Павлоградского района). Возраст этих пород, по определениям различными методами, 1700—1900 млн. лет, и относятся они к завершающей стадии раннепротерозойского цикла. К этой стадии относятся и разломные структуры, расчленившие складчатую зону на множество блоков. По этим структурам иногда развиваются малые жильные интрузии основного и ультраосновного состава. Наряду с интрузиями кислого и основного состава в разломных зонах, особенно в долгоживущих глубинных разломах, формируются и метасоматические образования. На Украинском щите широко развиты рудносные тектоно-метасоматические зоны. Описываемые зоны сложены альбититами, микроклинитами, пегматоидами, карбонатитами и карбонатами. Распространены также другие породы.

Например, на территории Индийского щита исследователи выделяют четыре складчатые системы: Дарварскую, Восточно-Гатскую, Сатпурскую и Делийскую.

Дарварская имеет изотопный возраст 2450—2300 млн. лет, что, вероятно, отвечает позднему архею, так как датирование проводится по времени метаморфизма. Сложена она преимущественно амфиболитами, роговообманковыми гнейсами, меньше — кварцитами, филлитовыми сланцами, железистыми кварцитами, а также различными мигматитами и гранитоидами. Породы Дарварской системы имеют общее северо-западное простирание; эти образования слагают центральную и южную части платформы.

Восточно-Гатская система простира-

ется в северо-восточном направлении и прослеживается вдоль Индийского побережья с самого южного окончания полуострова до Восточной Бенгалии. Она сложена главным образом гранат-силлиманит-кварцитовыми сланцами, биотитовыми гнейсами, чарнокитами, кристаллическими известняками и железистыми кварцитами. Изотопный возраст ее 1765—1550 млн. лет, что, вероятно всего, соответствует времени метаморфизма протерозойских образований. Джеспилитовая формация района Сингхбхум, содержащая огромные массы бедных и богатых железных руд, возможно, относится к Восточно-Гатской системе. С породами этой же системы связаны главные медные, урановые и марганцевые месторождения провинций Бихар и Орисса.

Сатпурская система широко распространена к западу от г. Калькутта, тянется через Виндийскую впадину почти до западного побережья Индии. Сложена она биотитовыми гнейсами, амфиболитами и серией метаморфических образований — сланцев, кварцитов, филлитов и карбонатных пород, к которым приурочены железорудные и марганцевые породы. Изотопный возраст пород Сатпурской системы определен в 935—905 млн. лет.

Делийская система образует складчатый пояс в северо-западной части Индийской платформы. Сложена она преимущественно различными кварцитами, кристаллическими сланцами, конгломератами и кристаллическими известняками. Ее возраст 587—578 млн. лет.

Из приведенного описания систем, составляющих отложения индийского докембрия, видно, что нижнюю — Дарварскую — систему слагают глубоко метаморфизованные вулканогенные породы с подчиненным количеством кластогенных образований. Породы, которыми сложены три другие вышележащие системы, представлены в подавляющем большинстве кластогенными и хемогенными осадками, подвергшимся динамотермальному метаморфизму.

Аналогичные данные о литологическом составе первичных эквивалентов кристаллических пород имеются для многих щитов мира. Они раскрывают особенности геологического развития отложений докембрия, которые определили условия образования и закономер-

ности размещения эндогенных, в частности метаморфогенных, месторождений.

Приведенные особенности геологического строения и развития щитов позволяют считать, что характер формирования земной коры в докембрии существенно отличался от такового последующих геологических эпох. Это выражено, прежде всего, в грандиозных накоплениях вулканогенных пород в архейских и хемогенных обра-

зований в раннепротерозойских циклах геосинклинального развития, безынверсионном развитии геосинклиналей и исключительной интенсивности и всеобщности регионального метаморфизма и ультраметаморфизма пород. Все это создало благоприятные условия для накопления и образования метаморфогенных месторождений металлов, которые были характерны для осадочных и вулканогенных пород докембрия (железа, марганца, меди, никеля, урана).

Щиты и древние платформы занимают более 70 % площади материков Земли. В них сосредоточены крупнейшие рудные месторождения Fe, Cr, Ni, Mn, Cu, Au и многих других металлов. Значительные геологические и экспериментальные данные, полученные за последние десятилетия почти на всех континентах мира, свидетельствуют об особенностях геологического развития и металлогении щитов, начиная с фанерозойских складчатых областей.

Металлогения щитов и древних платформ определяется тремя резко разграниченными периодами геологической истории формирования: догеосинклинальным в архее, подвижных геосинклинальных зон фундамента в раннем протерозое, платформенным в позднем протерозое и фанерозое (см. табл. 1).

Металлогения догеосинклинального архейского цикла геологического развития определяется накоплением Fe, Mn, Ni, Ti, Cu и других металлов, связанных с грандиозной вулканической деятельностью, основных и ультраосновных магм, вызвавших образование спилит-кератофировой и офиолитовой формаций. Для архейских областей характерен метаморфизм пород амфиболитовой и гранулитовой фаций.

По многочисленным ксенолитам (останцам) среди полей ультраметаморфических гранитоидов устанавливается первичный состав пород, представленный главным образом основными и ультраосновными вулканитами с подчиненным значением метаседиментов.

Металлогения подвижных геосинклинальных зон фундамента раннепротерозойского возраста геосинклинального цикла развития обусловлена интенсивной седиментацией, с которой связана концентрация больших масс Fe, Mn, Al, Pb, Au и других металлов в терригенных, хемогенных и биогенных осадках.

В течение геосинклинального периода был сформирован сиалический слой коры и в основном завершилось образование жесткого кристаллического основания (Восточно-Европейская платформа). Длительная история этого периода запечатлена в полных рядах типичных геосинклинальных осадочных, осадочно-вулканогенных, интрузивных и ультраметаморфических формаций. Среди первых двух генетических групп формаций выделяются спилит-диабазовая, нижняя терригенная, кварц-кератофировая, джеспилитовая, карбонатно-лагунная и молассовая. Они свойственны различным ступеням метаморфизма вплоть до гранулитовой фации. Среди интрузивных и ультраметаморфических формаций наиболее характерны плагиогранитовая и плагиомигматитовая, гранодиоритовая, габбро-перидотитовая, ультрабазитовая, малых интрузий гранитоидов, основных пород и гипербазитов. Важно подчеркнуть, что формационные типы раннего докембрия возникали в последовательности, напоминающей давно установленные закономерности в строении формационных рядов послерифейских подвижных зон. Наличие определенной зональности в пространственном размещении структурно-формационных областей, важная роль в их образовании глубинных разломов — все это не оставляет сомнений в подлинности геосинклинального режима, господствовавшего в раннем докембрии. Подчеркнем, что этот тектонический режим завершился образованием молассовой формации (Криворожье), венчающей геосинклинальные формационные ряды украинского докембрия.

В осадочных породах докембрия широко распространены микрорудные фации — породы, в которых содержания многих металлов в несколько раз превышают фоновые. В этих микрорудных



фациях сконцентрирована подавляющая часть рудных компонентов осадочных пород. По нашим подсчетам в 1 км³ осадочных пород протерозоя находится около 5—8 млн. т металлов.

Большие объемы вулканических и осадочных пород в докембрии, а также значительные содержания в них микрорудных фаций показывают, что рассеянные металлы в породах служат неисчерпаемым источником для образования рудных месторождений.

Концентрация металлов в породах при метаморфизме и ультраметаморфизме вызвана перемещением рудогенных элементов при растворении, перекристаллизации и переплавлении первичных вулканитов и осадков. Подсчеты количества металлов в породах различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма показали, что содержания их с развитием метаморфизма закономерно уменьшаются от пород зеленосланцевой фации до гранулитовой. Эта общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что в породах определенных метаморфических фаций происходит накопление различных металлов. Многие литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых соединений, накапливаются в породах низких и средних фаций, халькофильные, активно образующие сульфиды, — в зонах низкотемпературных фаций, а сидерофильные образуют силикаты и оксиды среди пород высоких фаций метаморфизма.

В области ультраметаморфизма исходные породы теряют значительные количества Fe, Mg, Ca и многих рассеянных металлов, которые накапливались в реоморфических гранитах и метасоматитах. Рудные элементы перемещались постгранитизационными флюидами и растворами, часто образуя при этом месторождения или микрорудные фации, связанные с метасоматитами или жильными зонами, выполняющими открытые полости в породах. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция рудогенных элементов, вызванная растворением, перекристаллизацией и расплавлением, привела к сложному распределению металлов в породах, часто не отвечающему их первоначальному содержанию.

Развитие метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и осадочных пород, охватившее все докембрийские континенты на толщину сиали-

ческой коры, вызвало не сравнимое ни с какими другими геологическими процессами перемещение рудогенных элементов. Это перемещение при благоприятных физико-химических условиях приводило к образованию многочисленных метаморфогенных рудных месторождений Fe, Pb, Cu, и других металлов. В областях регионального метаморфизма образовались метаморфизованные и метаморфические месторождения, в областях развития ультраметаморфизма — ультраметаморфические.

Конечные этапы геологического развития металлогении докембрия характеризуются гидротермальной деятельностью, связанной с протоактивизацией, вызвавшей образование рудоносных тектоно-метасоматических зон под влиянием остаточных (постгранитизационных) флюидов и растворов. Последние не всегда можно относить к протоактивизации. Они могли образоваться на конечных этапах геосинклинального развития, когда формирование разломов и метасоматические процессы завершали оформление горной страны, развившейся из геосинклинальной троговой области, характерной для протерозоя.

Главнейшие особенности металлогении кристаллического основания щитов и древних платформ таковы.

А. Ведущая роль в образовании месторождений принадлежит вулканогенно-осадочному накоплению металлов в породе и последующему метаморфизму и гранитизации.

Региональный метаморфизм и ультраметаморфизм сопровождался перекристаллизацией и переплавлением осадочных и вулканогенных пород, широкой подвижностью рудных элементов и формированием различных метаморфогенных месторождений.

Первичные дометаморфические породы, образовавшиеся при вулканизме или седиментации, своим составом определили будущее месторождение.

Для метаморфогенного класса месторождений характерны перекристаллизация первичного рудного материала, вынос отдельных компонентов из пород и образование жил и пегматитов.

По условиям метаморфизма выделяются три подкласса метаморфогенных месторождений: метаморфизованные (кварциты, мраморы, кристаллические сланцы), метаморфические и ультраметаморфические (кварцевые, полевошпатовые, слюдяные и другие жилы). Метаморфогенные месторождения имеют такие особенности: большинство их расположено среди метаморфических пород, наиболее продуктивными в них являются породы зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Метаморфогенные железорудные, золотые, медные, полиметаллические и другие место-

рождения широко распространены на всех щитах мира. К этому разряду относятся крупнейшие месторождения мраморов, кварцитов, различных пегматитов и кристаллических сланцев, известных на Канадском, Бразильском, Африканском, Индийском и других щитах мира.

Б. Развитие процессов метасоматического рудообразования по тектоно-метасоматическим зонам большой протяженности связано с конечными этапами гранитизации метаморфических пород.

В. Наиболее высокая рудоносность наблюдается в сложноскладчатых метаморфических породах, в которых образуются метаморфизованные и метаморфические месторождения. По мере развития гранитизации рудоносность пород снижается и проявляется в образовании постгранитизационных гидротермальных месторождений.

Металлогения платформенного периода развития закономерно связана с протерозойской активизацией, приведшей к образованию магматических интрузий, несущих рудную минерализацию. На многих щитах отмечена раннепротерозойская (1900—1800 млн. лет) и позднепротерозойская (1700—1600 млн. лет) активизация. Первая выразилась в образовании кислых интрузий, представленных преимущественно калиевыми гранитами, и тектоно-метасоматических зон щелочного, кальций-углекислого и железо-магнезиального метасоматоза, вторая — в формировании интрузий основных и в меньшей степени кислых магм (формация рапакиви).

Для металлогении зон активизации характерно образование месторождений хромитов, железа, меди, титана, никеля, кобальта, относящихся к собственно магматической группе. В тектоно-метасоматических зонах активизации отмечается минерализация редких и рассеянных металлов.

Активизация в докембрии Украины носит автономный характер, поскольку не устанавливается какой-либо связи ее с геосинклинальными процессами в смежных территориях, которые уже явились областями завершенной раннедокембрийской складчатости.

Тектоническая активизация на территории УЩ освещается авторами впервые на основании данных, полученных при исследовании металлогении украинского докембрия и в процессе составления прогнозно-металлогенических карт УЩ.

Ранний этап среднепротерозойской активизации проявился в виде интенсивной гранитизации, обусловившей

формирование многочисленных тел гранитоидов, несущих определенную минерализацию. В основе этого явления лежит образование серии глубинных разломов и зон объемной трещиноватости, разделивших породы на блоки. Выделяются наиболее крупные массивы гранитоидов, возникшие на рассматриваемом этапе активизации: Уманский, Богуславский, Кировоградский, Бобринецкий, Чигиринский, Житомирский, Вознесенский, Салтычанский и многие другие.

Установлено, что с процессами гранитизации и локального ультраметаморфизма пространственно и генетически связано формирование многочисленных линейных тектоно-метасоматических зон. На этом этапе необыкновенно широко проявились процессы щелочного метасоматоза. Месторождения и многочисленные рудопроявления редких металлов возникли в этих зонах в связи с процессами щелочного метасоматоза. Наиболее рудоносны альбититы, щелочные сиениты и отчасти граносиениты.

Позднепротерозойская эпоха активизации наиболее интенсивно проявилась в краевых частях щита и в поперечных субмеридиональных зонах. Первый тип областей активизации связан с глубинными разломами, вызвавшими обособление щита и формирование окружающих его впадин. В краевых частях щита развивались крупные (протяженностью 200—300 км, шириной 5—20 км) линейные зоны смятия и сопряженные с ними наложенные впадины. В пределах таких зон породы подвержены повсеместному разгнейсованию, катаклазу, милонитизации. В центральных приподнятых частях расположены породы гранитоидной щелочной формации (сиениты, субщелочные граниты, метасоматиты), содержащие редкометальное и флюоритовое оруденение. Наложенные впадины имеют грабенобразное строение и выполнены осадочно-вулканогенными породами (конгломератами, песчаниками, сланцами, диабазами, порфиритами, трахиандезитами, кварцевыми порфирами, кварцитами) с полиметаллическим золото-серебряным и редкометальным оруденением.

Металлогения осадочного чехла щитов мира непосредственно связана с образованием осадочных пород. Характерны россыпные, осадочные и инфильтрационные месторождения Fe, Mg, Ti,

Sn, Al, Ni, Zr и многих других металлов. В осадочных породах чехла известны крупнейшие в мире месторождения Mg, Zr, Fe и Ni. Размещение этих месторождений часто приурочено к источникам сноса или депрессиям в

рельефе кристаллического ложа. В генетическом отношении описываемые месторождения осадочные, россыпные, инфильтрационные или связанные с корами выветривания кристаллических пород.

III.1. МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

На щитах мира размещены многочисленные месторождения Fe, Ni, Co, Zn, W, Au, U, V, Ti, Pb, Cr, Cu. Они составляют 30—70 % разведанных мировых запасов руд и связаны с геологической историей догеосинклинального (архей), геосинклинального (ранний протерозой) и платформенного (поздний протерозой) периодов развития.

При изучении отложений докембрия на всех континентах мира были выявлены многочисленные рудные месторождения. Таким образом, роль докембрийских отложений в мировом балансе руд продолжает возрастать, что привлекает к ним внимание исследователей.

Главными особенностями металлогении докембрия являются характер накопления основных масс металлов в осадочных и вулканических толщах, многократное развитие процессов метаморфизма, обусловивших миграцию рудных элементов и образование рудных месторождений.

Пространственная и временная связь различных групп месторождений с геологическим развитием Земли в докембрии позволила определить металлогенические эпохи и выделить металлогенические провинции. По современным данным, можно более или менее уверенно выделить три эпохи рудной минерализации в докембрии: архейскую (Сьерра-Леонскую, по А. И. Тугаринову [161]), раннепротерозойскую (Родезийскую и Беломорскую, по А. И. Тугаринову [162]) и позднепротерозойскую (рифейскую) (Медвежьегорскую, Гренвиллскую и Катангинскую, по А. И. Тугаринову [163]). Другие авторы выделяют еще и среднепротерозойскую [34].

Архейская эра — это самый ранний догеосинклинальный период (мегацикл) геологического развития, отвечающий формированию гранито-гнейсового фундамента древних платформ и щитов. Для нее характерны глубоко метаморфизованные породы — амфиболовые и пироксеновые гнейсы, мигматиты и гранитоиды. В то время формировались главным образом вулканогенно-мета-

морфические месторождения железа формации Алгома, медно-никелевые, титановые и циркониевые, а также рудопносные пегматиты с редкими, рассеянными и радиоактивными металлами (рис. 1).

Многочисленные работы последних лет как советских, так и зарубежных ученых дают основания для суждения о наиболее ранних условиях образования материков Земли и их металлогенических особенностей [143, 140, 88, 11, 138, 147, 164 и др.].

Несмотря на большую длительность, в архейскую эру не образовалось больших скоплений металлов. Судя по геологическим разрезам архейского времени, металлогенической особенностью этой эпохи является: а) широкий размах недифференцированных основных, ультраосновных и кислых эффузивов, точнее, образований сиалической коры; б) подчиненное значение седиментационных пород как аккумуляторов металлических компонентов в отдельных участках; в) в целом высокий метаморфизм и широко развитый ультраметаморфизм (гранитизация).

Выделяются провинции с развитием архейской рудной минерализации. Это Сьерра-Леоне в Западной Африке, Онтарио в Канаде; в Советском Союзе Среднее Приднепровье на УЩ и гранито-гнейсовый кратон КМА, Заимандрийский рудный район на Кольском п-ове с месторождениями железа, меди и никеля; медно-никелевые месторождения Канадского, Балтийского и Южно-Африканского щитов.

Раннепротерозойская эра относится к геосинклинальному периоду геологического развития докембрия. На этой стадии формировались кристаллические сланцы, кварциты, мраморы, гнейсы, метабазиты, мигматиты и гранитоиды. Она богата многочисленными осадочно-метаморфическими, метаморфическими и ультраметаморфическими месторождениями Fe, Au, Mg, U, Pb, Zn, Cu и Ni. Ни в одну из последующих эпох не образовалось таких круп-

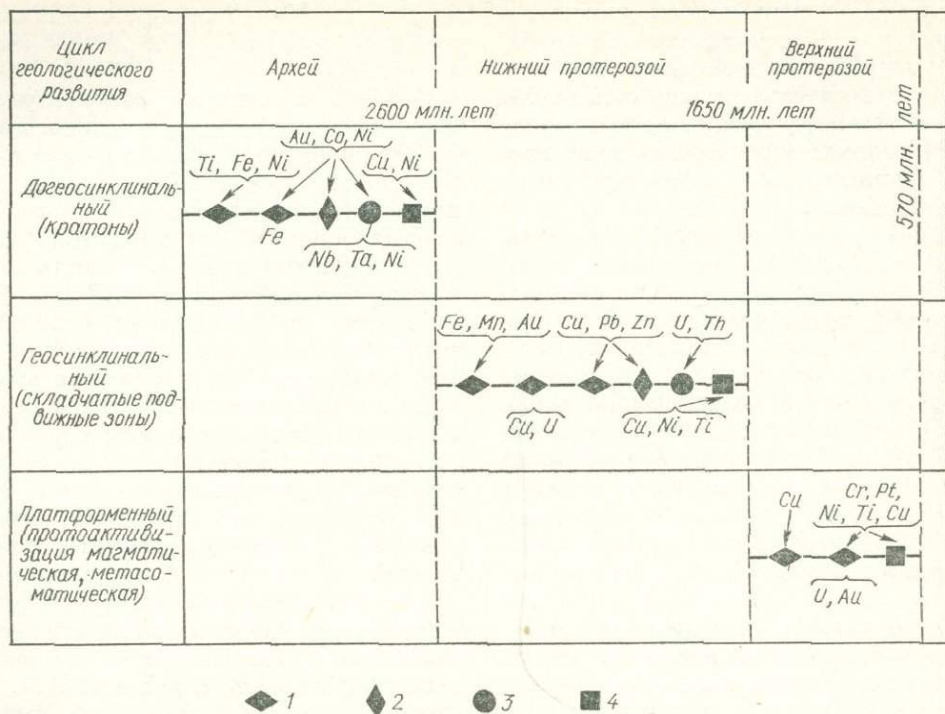


Рис. 1. Размещение рудных месторождений различных генетических типов по циклам геологического развития докембрия:

1 — метаморфизованные, 2 — метаморфические, 3 — ультраметаморфические, 4 — магматогенные

ных, имеющих мировое значение месторождений, как в раннепротерозойскую.

Металлогенические провинции описываемого времени выделяются на всех штахтах мира. Наибольшее металлогеническое значение имеют образования внутренних геосинклинальных зон, прилегающих к глубинным разломам. Последние представлены терригенными, хемогенными формациями, нередко богатыми Fe, Au, U и Cu. Часто они образуют относительно узкие сложноскладчатые полосы метаморфических пород, в пределах которых сосредоточены многие метаморфогенные месторождения. В качестве примера укажем на Сингхбхумский пояс в Восточной Индии, рудный район Хамерсли в Западной Австралии, Месаби в США, Медный пояс в Зимбабве, Криворожско-Кременчугский район в Советском Союзе.

При изучении рудных месторождений штахтов отмечается много общих черт не только в стратиграфическом положении, но и в структурно-литологических особенностях.

Высокая рудоносность отложений нижнего протерозоя объясняется благоприятным сочетанием многих природных факторов на рубеже архея и протерозоя. Это интенсивная вулканическая

деятельность в позднеархейское время, приведшая к накоплению в эффузивах больших масс черных и цветных металлов, изменение окислительной обстановки в раннем протерозое, интенсивное развитие растительного мира и активная седиментация с образованием мощных металлоносных осадков, интенсивный метаморфизм, вызвавший миграцию и скопление металлов в месторождениях, и, наконец, гранитизация пород, с которой связаны метасоматоз и возникновение многих рудных месторождений.

К этой эпохе относится автономная тектоно-магматическая активизация, проявившаяся на многих штахтах мира. С ней связано образование серии разломов и зон объемной трещиноватости, по которым развивались интрузии различных гранитов и метасоматические тела, содержащие месторождения редких и цветных металлов.

В пределах УЩ нижнепротерозойские образования и связанные с ними месторождения находятся в относительно узких субмеридиональных складчато-фациальных зонах, развившихся из субгеосинклиналей раннепротерозойского времени. Это Криворожско-Кременчугская, Орехово-Павлоградская и

Брусиллов-Одесская полосы нижнепротерозойских метаморфических пород. На других щитах наблюдаются аналогичные относительно узкие складчатые полосы метаморфических пород, в пределах которых сосредоточено подавляющее большинство метаморфогенных месторождений.

К позднепротерозойской эре относятся образования, связанные с платформенным периодом развития кристаллического фундамента: 1) зоны тектоно-магматической активизации, представленные основными интрузиями по продольным и кольцевым разломам с образованием месторождений Ni, Co, Cu, Zn, Pb; 2) образования платформенного чехла позднеархейского и фанерозойского возраста, с которыми связаны россыпные и осадочные месторождения Fe, Mg, Ti, Sn, Zn, Co и других металлов.

Можно назвать принципиальные отличия металлогении щитов от металлогении подвижных зон фанерозоя. Металлогения щитов характеризуется: а) ведущей ролью эндогенного рудообразования, которое закономерно связано с накоплением металлов в вулканитах и осадках с последующей их концентрацией при метаморфизме и ультраметаморфизме; б) зависимостью размещения месторождений от состава вмещающих пород и интенсивности их метаморфизма и ультраметаморфизма; в) наибольшей рудообеспеченностью сложноскладчатых метаморфических пород; по мере усиления метаморфизма и гранитизации их металлоносность снижается.

Теоретическое значение приведенных новых данных, по нашему мнению, состоит в создании принципиальной схемы эволюции эндогенного рудообразования в раннем докембрии в связи с образованием кратонов, протогеосинклиналей, зон протоактивизации и тектоно-магматической активизации.

С наиболее ранними — архейскими — кратонами, или протоконтинентами, генетически связаны магматические и метаморфогенные месторождения, представляемые которыми являются метаморфизованные магматические месторождения железа, хромитов, медно-никелевых и колчеданных руд, золота и редкометалльных пегматитов. К этому периоду относится формирование железисто-вулканогенных формаций, которые часто образуют зеленокаменные пояса. Они возникли уже на достаточно

мощной (до 30—40 км) континентальной коре, их возраст от 3,8 до 2,7 млрд. лет [87, 89].

В качестве примера могут служить месторождения супракрустального пояса Исуа в Гренландии, где обнаружены железистые кварциты возрастом 3,8 млрд. лет, супракрустальные пояса Уилуна-Норсман в Западной Австралии (месторождения никеля, золота и железистых кварцитов возрастом 3,2—3,45 млрд. лет) и Абитибби на Канадском щите; последний протягивается на 750 при ширине до 250 км, сложен вулканитами и кластогенно-хемогенными осадочными породами с месторождениями железистых кварцитов, меди, золота, серебра, кадмия. Главная масса рудных месторождений архейских кратонов сосредоточена в супракрустальных поясах.

Для протогеосинклинальных поясов характерны рудообразующие процессы, связанные с седиментацией, сопровождающейся подводным вулканизмом, интрузивным магматизмом и региональным прогрессивным и регрессивным метаморфизмом. В них размещаются месторождения железа, марганца, свинца, цинка, меди, редких металлов. В осадочном чехле протоплатформ ведущую роль играют металлоносные конгломераты с месторождениями золота, меди и урана.

Для областей протогеосинклиналей характерны месторождения железных руд железисто-кремнистой формации. Эти месторождения являются главным поставщиком железа на большинстве континентов мира.

Протогеосинклинальные пояса часто имеют огромную протяженность и обусловлены линейными структурами, в которых супракрустальные комплексы по характеру образования и составу занимают промежуточное положение между архейскими зеленокаменными поясами и позднедокембрийско-фанерозойскими геосинклиналями. Они отличаются полной (линейной) складчатостью, крупными осевыми и краевыми разломами, широким набором геологических формаций: субмаринных, спилит-кварцитофировых, терригенных, хемогенных, карбонатных, граувакковых и других. Интенсивность регионального метаморфизма меняется от зеленосланцевой до амфиболитовой фации.

Примером является Лабрадорская складчатая зона в Канаде раннепротер-

розойского возраста, содержащая железорудные месторождения джеспилитовой формации. Аналогичны протяженные складчатые зоны Восточно-Европейской, Южно-Американской, Австралийской платформ. Одним из ярких примеров полиметаллических месторождений, образовавшихся в протогеосинклинальном поясе докембрия, служит свинцово-цинковое месторождение Брокен-Хилл. К этим же поясам относятся железисто-кремнистые формации европейской части Советского Союза, докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области.

Для детально охарактеризованных областей протоактивизации типичны другие генетические классы месторождений: магматический, постмагматический и постметаморфический, связанные с дислокационным метаморфизмом и метасоматозом. Например, тектонические зоны района оз. Атабаска в Канаде (разломы Сент-Луи, Блек-Бой), а также детально описанные зоны протоактивизации на УШ.

Области тектоно-магматической активизации завершили процесс рудообразования. Для них характерны: а) развитие в докембрии, б) структуры сводово-глыбовых поднятий, приразломные впадины, рифты, в) магматизм, выраженный щелочными, щелочноземельными интрузиями, кимберлитами, реже гранитоидными интрузиями, г) постмагматические гидротермальные месторождения цветных металлов. Примером могут быть рудоносные полиформационные магматические комплексы центрального типа на Украинском, Алданском, Анабарском щитах и Кольском п-ове.

Изучение геологии докембрия, особенно закономерностей рудообразования, всегда сопряжено с большими трудностями. Связано это главным образом с тем, что многие породы и руды в докембрии формировались, во-первых, не так, как привычные нам фанерозойские, во-вторых, после образования они нередко претерпевали существенные изменения и дошли до нас не в первоначальном виде. К тому же геологическое строение территорий, сложенных породами докембрия, равно как и полигенность их образования, остаются далеко не ясными.

Рассмотренные металлогенические эпохи неоднозначны по размерам и ценности метаморфогенных месторождений.

Наиболее продуктивна раннепротерозойская металлогеническая эпоха, в меньшей степени позднеархейская. Намечаются закономерности стратиграфического положения метаморфогенных месторождений в докембрии. Первая, самая общая состоит в том, что подавляющее большинство всех метаморфогенных месторождений образовалось на рубеже позднего архея и раннего протерозоя. По определениям изотопного возраста пород это соответствует интервалу от 2600—2500 до 2000—1800 млн. лет, отвечающему одному мегациклу докембрия. Второй закономерностью является размещение различных генетических групп метаморфогенных месторождений в стратиграфическом разрезе. Так, к отложениям верхнего архея приурочены главным образом вулканогенно-метаморфические месторождения Fe, Cu, Ni, а к отложениям нижнего протерозоя (особенно к первым 1500 м) — подавляющее количество осадочно-метаморфических месторождений Fe, Cu. Наиболее крупные месторождения железа на Канадском, Южно-Африканском, Индийском, Бразильском, Украинском и Курском щитах находятся в отложениях нижнего протерозоя. В раннепротерозойское время формировались и многие медные руды.

Необычайно высокая рудоносность отложений нижнего протерозоя объясняется благоприятным совпадением многих природных причин:

интенсивной вулканической деятельностью в предшествующую позднеархейскую эпоху, обусловившей накопление колоссальных мощностей эффузивов, богатых железом, магнием и алюминием; вулканическая деятельность приурочена к зонам глубинных разломов и геосинклинальных рвов, по которым вулканический материал легко поставлялся через относительно маломощную архейскую кору;

зарождением в протерозое интенсивной жизни на Земле, вызванной резким повышением содержания кислорода в атмосфере и литосфере, в связи с чем металлы, поступающие в большом количестве в протерозойское море, как продукт разрушения основных вулканических пород соединялись с кислородом и превращались в перастворимый осадок в виде гидроксидов и оксидов;

отсутствием осадочного покрова, что способствовало накоплению грандиозных масс металлов, благодаря чему интенсивно происходило химическое разложение эффузивов и вынос рудогенных элементов;

наличием мощных толщ эффузивов, что благоприятно сказывалось на накоплении в них железа, меди, никеля, кобальта — типич-

ных металлов для основных вулканогенных пород;

наличием метаморфических процессов, имеющих решающее значение в концентрации металлов месторождений; они обуславливали подвижность элементов и скопление их в благоприятных геолого-тектонических условиях.

Описанные закономерности дают возможность раскрыть последовательность образования минеральных комплексов в истории развития кристаллического фундамента и осадочного чехла, а также определить некоторые общие закономерности металлогении щитов и древних платформ. Металлогения характеризуется тремя резко разграниченными периодами развития. Различают металлогению подвижных зон докембрийского фундамента, металлогению платформенного периода развития фундамента и металлогению осадочного чехла. Мы рассмотрим только первые две.

Металлогения подвижных зон докембрийского фундамента связана с накоплением металлов в терригенных, хемогенных и вулканогенных породах, а также с метаморфической и ультраметаморфической дифференциацией элементов осадочных и вулканогенных пород. На начальных этапах развития подвижных зон в осадочно-вулканогенных и хемогенных образованиях накапливались Fe, U, меньше Ti, Cu, Co, Au, Pt, Cr, Ni. При этом в вулканических породах накапливались Cu, Ni, Co, Cr, в терригенных — Cu, Ti, Au, Pt, U, в хемогенных и хемогенно-вулканических — Fe и в меньшей степени U.

На средних этапах развития подвижных зон, благодаря метаморфизму и ультраметаморфизму, многие металлы оказались достаточно подвижными и при определенных тектоно-физических условиях образовывали промышленные скопления. С метаморфическими процессами связано образование осадочно-метаморфических месторождений железа (железистых роговиков и джеспилитов), урана, меди, полиметаллов, циркона и титана в песчаниках и конгломератах; метаморфических месторождений гематит-магнетитовых, силикат-магнетитовых, полиметаллических, медных и медно-никелевых руд в эффузивах, а также месторождений графита, мрамора, корунда, силиманита и других. С ультраметаморфическими процессами (гранитизацией) связана интенсивная миграция Ti, Fe, Ca, Mo, Cu, V, Pb, Zn, U и других элементов

из областей гранитизации в области, слабо затронутые или не затронутые гранитизацией. Гранитизация обусловила процессы магнезиального, железного, щелочного, углекислого и других типов метасоматоза, с которыми генетически связано возникновение титаномагнетитовых, силикат-монацитовых, редкоземельных и других рудных скоплений и месторождений. Выделяется большая группа гранитизированных месторождений, которые можно подразделить на мигматитовые, скарновые, гидротермальные и пегматитовые. В пространственном размещении метаморфогенных месторождений главную роль играли трещинно-складчатые структуры.

На конечных этапах геологического развития подвижных зон металлогения обуславливалась магматической и постмагматической деятельностью, связанной с интрузивами и разрывной тектоникой. К интрузивным породам основного и ультраосновного состава приурочены месторождения хромитов и силикатного никеля, кобальта, титана, титаномагнетитов и некоторых других металлов. Кроме того, многие интрузивные породы служили источником россыпных месторождений в породах рыхлого чехла (Ti, Sn, Zr и др.). Продукты плутоно-гидротермальной деятельности, связанной с интрузиями гранитов, имеют второстепенное значение и представлены полиметаллами, медью и редкими металлами.

Характер и размещение месторождений металлов находятся в прямой зависимости от состава вмещающих пород, метаморфизма и тектоники структур. Так, в породах джеспилитовой формации находятся железорудные месторождения, в эффузивно-осадочных — медные, никелевые и кобальтовые. В песчано-конгломератных формациях размещены рудопоявления меди, урана, золота и других металлов. Отмечена зависимость концентрации различных металлов не только от первичного состава пород, но и от подвижности элементов, обусловленной метаморфизмом и гранитизацией. Например, гранитизация и образование мигматитов в породах джеспилитовой формации сопровождаются выносом железа, магния и кальция, а также увеличением кремнезема, алюминия и щелочей. Поэтому в расслоенных породах в экзоконтакте гранитизации образуются титаномагнетитовые и медные месторождения.

Вещная роль в эндогенной минерализации принадлежит не магматической деятельности, а метаморфизму и гранитизации. Продукты типичной постмагматической деятельности имеют подчиненное значение. На конечных стадиях гранитизации и метаморфизма проявились процессы, имитирующие плутоно-гидротермальное рудообразование.

В металлогении подвижных зон докембрийского фундамента выделяются два периода — ранний, относящийся к позднеархейской эпохе, и поздний, относящийся к раннепротерозойской эпохе.

Металлогения платформенного периода развития кристаллического фундамента связана с зонами ранней тектоно-магматической или тектоно-метасоматической активизации. К этим зонам относятся месторождения Cu, W, Co, Ni, Ta-Nb, U, Cr и Mo, реже Pb и Zn. Кроме того, в платформенный период формировались гипергенные месторождения Al, Fe, Ni в древних корях выветривания или глубинных зонах окисления. Металлогения осадочного чехла непосредственно связана с образованием пород чехла. Известны платформенные образования позднепротерозойского,

рифейского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста.

Для них характерны россыпные осадочные и инфильтрационные месторождения Fe, Mn, Ti, Sn, Zn, Co и других металлов. Размещение этих месторождений тесно связано с источниками сноса и фаціальными особенностями пород чехла.

Раскрытие истории геологического развития докембрия послужило основанием для выделения разновозрастных подвижных зон, реставрации геосинклиналей с установлением циклов и стадий их развития. Это, в свою очередь, позволило исследовать геохимию различных металлов, связанную со стадиями геологического развития геосинклиналей и подвижной зоны, причины накопления металлов и образования месторождений в ходе седиментационных, вулканогенных и метаморфических процессов.

Все это дало возможность установить зависимость образования месторождений в докембрии от геологического развития подвижных зон, наметить металлогенические эпохи и приблизиться к пониманию закономерностей размещения полезных ископаемых на территории щитов.

II.2. ГЛАВНЕЙШИЕ ПРОВИНЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Металлогенические провинции распространены очень неравномерно и занимают относительно небольшие территории. В пределах древних щитов и платформ выделяются следующие металлогенические провинции метаморфогенных месторождений (римские цифры на рис 2): I — Канадская (Сьюприор-Лабрадор-Грэнвиллская), II — Бразильская и Гвианская, III — Трансваальская, IV — Фенно-Карело-Кольская, V — Украинско-Воронежская, VI — Алданская, VII — Индийская, VIII — Китайско-Корейская, IX — Западно-Австралийская.

Канадская металлогеническая провинция метаморфогенных месторождений расположена в центральной и восточной частях Канадского щита. По данным канадских геологов и частично по наблюдениям автора, в составе щита отчетливо выделяются три группы метаморфических пород: архейские, нижне- и верхнепротерозойские.

Архейская группа (возраст метаморфизма более 2,6—2,5 млрд. лет) на юге щита представлена различными мигматитами с ксенолитами метавулканитов и в меньшей мере метаседиментов (конгломераты, кристаллические сланцы, железорудная свита формации Алгома). В этих породах развиты мелкие железорудные месторождения — Тимогами и др. На севере, в районе озер Атабаска, Большое Невольничье и Медвежье, развиты породы группы Тазин, представленные амфиболитами, различными мигматитами и гнейсами. С архейской группой пород связаны метаморфогенные месторождения железа, пегматитов, циркония и убогих урановых руд в пегматитах (Банкрофт). Для этой группы характерны метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций и ультраметаморфизм.

Отложения протерозоя (PR₁, Гурон) на юге щита (в районах Эллот-Лейк, Агнью-Лейк и др.) представлены

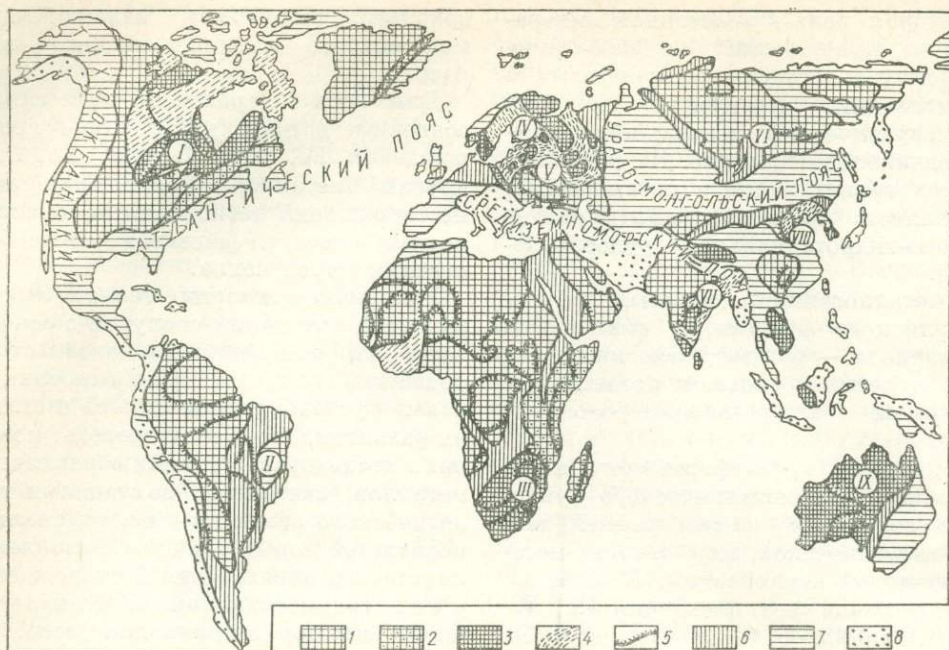


Рис. 2. Главнейшие провинции метаморфогенных месторождений на континентах мира (по В. М. Муратову [119]):

1 — фундамент древних платформ (нерасчлененный), 2 — архейские массивы в составе фундамента, 3 — архейские и протерозойские массивы в составе щитов и платформ, 4 — раннепротерозойские складчатые системы в составе щитов, 5 — границы щитов, 6 — позднепротерозойские складчатые области в составе щитов; геосинклинальные складчатые пояса: 7 — превратившиеся в молодые (фанерозойские) платформы, 8 — сохранившие подвижность и превратившиеся в кайнозойские складчатые области

сериями Кобальт и Брус, сложенными рудоносными и безрудными метакогломератами, кварцитами, кристаллическими сланцами, аргиллитами, известняками и породами железорудной формации типа Сьюпириор. На севере щита отложения нижнего протерозоя представлены группой Мартин, на востоке — группой Лабрадор. С породами нижнего протерозоя связаны метаморфогенные месторождения бедных и богатых железных руд джеспилитовой формации в США (Вермилион, Куона, Мессаби, Маркет), Канаде (Лабрадор, Гуле, Мичишиготен, Баяфлинт), знаменитые ураноносные и золотоносные конгломераты Блайнд-Ривер, 'Эллиот-Лейк, которые по запасам и добыче занимают одно из первых мест в мире.

Породы рудоносной группы Брюс (отложения нижнего Гурона), состоящие из различных песчаников и конгломератов, образуют протяженную на 55—60 км в широтном направлении синклиналильную складку, открывающуюся к западу и имеющую ширину 15—18 км. Рудоносный пласт олигомиктовых конгломератов залегает в самом основании кластогенной группы непосредственно на эродированных по-

родах архея или на ближайшем от них расстоянии (100—150 м) среди песчаников или полимиктовых конгломератов. Этот пласт мощностью от 1,0 до 5,0 м отличается высоким содержанием сульфидов в цементе, повышенным количеством галечника и преимущественно кварцитовым составом галек. Метаморфизм пласта и вмещающих пород относится к зеленосланцевой фации. Колчеданные месторождения, залегающие среди метаморфизованных эффузивов серии Гурон, равно как и полиметаллическое месторождение Сулливан, обладающее крупными запасами Pb, Zn, Cu и Au, с достаточным основанием многие исследователи относят к метаморфогенным.

Отложения среднего протерозоя (PR₂ серия Гренвилл) сложены метаседиментами и метавулканитами, верхнего протерозоя (PR₃, серия Кевенован) — щелочными сиенитами, фельзитами, конгломератами, основными и кислыми вулканистами. Металлоносность пород среднего и верхнего протерозоя не интенсивная и в литературе освещена слабо.

Бразильская и Гвианская металлогенические провинции метаморфогенных руд расположены соответственно в вос-

точной и северной частях Бразильского щита. Представлены они многочисленными месторождениями железа, марганца и золото-ураноносными конгломератами. Геологическое строение провинций характеризуется залегающими у основания архейскими орто- и парагнейсами, кристаллическими сланцами, которые перекрываются серией Итаколуми протерозойского возраста. У основания этой серии залегают кварциты, кварц-серицитовые сланцы и мусковитовые гнейсы. Выше находятся различные по составу сланцы, которые перекрываются горизонтом итабиритов, в свою очередь перекрытым доломитами и мраморами.

Метаморфогенные месторождения железа в Бразилии (Кэуэ-Пика, Жекпе, Каталао, Катас-Алтанс и другие в центральной части области, Итабира в штате Минас-Жираис, Риу-Бранку и Серра-Азул, Жуанвилл) представлены бедными рудами — итабиритами (железистыми роговиками) и богатыми, образовавшимися при метаморфизме железисто-кремнистой формации протерозоя. По запасам метаморфогенных железных руд Бразилия занимает одно из первых мест среди капиталистических стран. Наиболее крупным является метаморфогенное месторождение марганца в Бразилии Морруда-Минас. Кроме того, не так давно в штате Байя около г. Жакобина открыто месторождение золото-урановых метаконгломератов.

Гвианская золото-железородная провинция представлена осадочно-метаморфогенными месторождениями железа и марганца (Эль-Пао, Серро-Боливар, Упата), расположенными в протегео-синклинальных прогибах нижнего протерозоя. Метаморфизм пород, вмещающих месторождения, происходил в условиях амфиболитовой фации. Кристаллическое основание сложено архейскими гранито-гнейсами.

Трансваальская металлогеническая провинция метаморфогенных месторождений расположена в восточной части Южно-Африканской платформы и отличается очень сложным геологическим строением и насыщенностью крупнейшими месторождениями Cu, U, Fe и Mn. Геологическое строение определяется развитием в пределах провинции отложений архея (возраст до 3,0 млрд. лет), нижнего (2,4—2,7 млрд. лет, родезийская эпоха), среднего (1,8—

2,0 млрд. лет) и верхнего (0,6—0,75 млрд. лет, катангская эпоха) протерозоя.

Метаморфогенные месторождения определяют перспективу и промышленную ценность этого района, образуя Медный пояс Катанги в Замбии. Этот пояс протягивается более чем на 600 км в северо-западном направлении, имеет ширину до 50—60 км и представлен многочисленными месторождениями медных, медно-кобальтовых и урановых руд (Шинколобве, Луневипи, Луишия и другие), размещающимися в песчаниках, сланцах, доломитах и аркозах серии Роан. Рудный горизонт состоит из метаморфизованных сланцев, аргиллитов и полевошпатовых песчаников и кварцитов. Многочисленны месторождения железистых кварцитов и связанных с ними богатых руд (Босоло-Зонго, Кило, Мото, Касан и Ломами в Бельгийском Конго, Наганба-Памба, Чонгве-Гизамба в Замбии, Кве-Кве, Мельсеттер в Зимбабве и др.). Кроме того, метаморфогенные железные руды добываются в Сьерра-Леоне и широко распространены в Либерии, Гвинее, Габоне, Мавритании, на Мадагаскаре и в других странах Африканского континента. Общие запасы железистых кварцитов Южной Африки определяются в 2500 млрд. т. К метаморфогенным месторождениям марганцевых руд относятся Постмасбург, Иогансбург в Трансваале, Бечуаналенде и Огисонду в Юго-Западной Африке и некоторые другие. Марганцевые рудные тела представлены обычно псиломеланом и браунитом, реже манганитом и родонитом.

Широко известны месторождения золото-ураноносных конгломератов Витватерсранд с колоссальными запасами и добычей золота и урана.

Фенно-Карело-Кольская металлогеническая провинция метаморфических месторождений расположена в северо-восточной части Балтийского щита и представлена месторождениями руд железа, меди и никеля. По последним данным советских и зарубежных геологов, территория ее сложена породами архея возрастом более 2,5 млрд. лет и нижнего протерозоя возрастом 1,8—2,0 млрд. лет (Беломорская и Ладожская формации).

Железородные месторождения на Кольском п-ове образуют группу заимандрийских месторождений (Олене-

горское, Кировогорское и другие). Они представлены железистыми кварцитами, залегающими среди мигматитов верхнего архея. В Карелии установлена большая группа месторождений железисто-кремнистой формации, приуроченных к гимольской серии верхнего архея, самое значительное из них Костомукшское.

В Норвегии месторождения железистых кварцитов сосредоточены в районе Зиндварангер, где они залегают среди кристаллических сланцев карельской формации. Аналогичные метаморфогенные месторождения известны в северных районах Финляндии и в Северной Швеции (Стриппа, Стриберг, Страсса и Хакеберг). Шведским месторождениям во многих случаях присущ метаморфизм высоких ступеней, вызвавший исчезновение полосчатой структуры пород и переход к массивным магнетитовым рудам (Жерунавара, Люисавара и другие). Эти месторождения железа рассматриваются как осадочно-метаморфогенные и метаморфические.

К метаморфогенному, точнее вулканогенно-метаморфогенному, типу многие авторы [112, 164, 165] относят медно-никелевые месторождения Печенги и Мончегорское, особенно если исходить не из принятых точек зрения на их генезис, а из фактических материалов. Основанием для такого суждения являются: 1) пластовое размещение вкрапленей медно-колчеданной минерализации в сланцах и придонных частях метаморфизованных эффузивов — габбро-диабаз (пластовые интрузии?), где отсутствуют зоны дробления или интенсивная трещиноватость; 2) подчиненность вкрапленной минерализации в сланцах складчатым структурам; нередко сульфидные выделения образуют интенсивно складчатые текстуры, переслаиваясь со сланцевым материалом; 3) совместное образование рудных минералов и минералов вмещающих пород, установленное Э. Н. Елисеевым [75] во всех типах руд Печенги, Мончегорска и Норильска; 4) размещение жильных руд (представленных сульфидами меди и никеля) по поперечным трещинам; эти жильные руды образовались позднее, чем вкрапленные. Установлено, что образование вкрапленного оруденения происходило при температуре 500, а жильного — при температуре около 300 °С. Все это дает основание считать, что накопление Cu, Ni и

S происходило здесь сингенетично с образованием осадочно-вулканогенных пород. В условиях метаморфизма происходили раскристаллизация первичных продуктов и образование вкрапленного оруденения. Значительная часть Cu, Ni, S вошла в состав метаморфогенных растворов, которые на конечных стадиях метаморфизма обусловили формирование жильных руд.

Украинско-Воронежская металлогенная провинция метаморфогенных месторождений расположена в пределах УЩ и Курско-Воронежского кристаллического массива на Восточно-Европейской платформе.

Украинский щит представляет собой многоэтажное складчато-блоковое сооружение, развившееся из докембрийской геосинклинальной области. Около 77 % площади его занимает мигматиты, анатектиты и ультраметаморфические граниты, около 10 — гнейсы, кристаллические сланцы и метабазиты, около 11 — интрузии платформенного типа и 2 % — интрузии основного и ультраосновного состава. Первичными эквивалентами метаморфогенных пород являются вулканогенные образования, особенно характерные для архейских циклов, и терригенно-хемогенные осадки с подчиненным количеством вулканогенных, широко распространенные в протерозойское время.

В пределах этой провинции располагаются метаморфогенные железные руды, представленные многочисленными месторождениями Криворожского бассейна, Кременчугского района и КМА. В главной массе железорудные месторождения приурочены к нижнепротерозойским субгеосинклинальным отложениям, которые образуют ряд узких зон, несогласно налегающих на архейский фундамент. Яркими представителями этой провинции являются Криворожский бассейн и ряд месторождений Курско-Воронежского кристаллического массива.

Криворожский бассейн железорудных месторождений расположен в центральной части УЩ. Он образует относительно узкую субмеридиональную складчатую зону метаморфических пород нижнего протерозоя, глубоко врезающую в породы архея вдоль долгоживущего разлома, ограничивающего породы криворожской серии с запада. Протягивается более чем на 250 км при ширине, достигающей километра. Кри-

ворожская серия представлена нижней (аркозово-кварцитовою), средней (роговиково-сланцевой, железорудной) и верхней (сланцевой) свитами с общей мощностью до 4—5 км. Породы при общем моноклинальном залегании в районе г. Кривой Рог образуют сложный синклинорий, который погружается на глубины до 7—8 км. Продуктивной является средняя свита, которая имеет в своем составе до семи горизонтов роговиков и джеспилитов, представляющих собой бедные осадочно-метаморфические руды с содержанием железа от 30 до 42 %. Эти руды в настоящее время эксплуатируются горнообогатительными комбинатами и являются важнейшей сырьевой базой черной металлургии. Богатые метаморфогенные руды сложены магнетитовыми и магнетит-гематитовыми разностями; они залегают в виде рудных столбов, пластовых залежей и гнезд среди пластов железистых роговиков и джеспилитов. Залежи богатых руд приурочены к складчатотрещинным структурам, находящимся в ядрах крупных синклиналей или на их крыльях. Во многих случаях руды подвергались гипергенному изменению в условиях глубинных зон окисления и площадной коры выветривания и превращены в пористые или мягкие маритовые руды.

Заметим, что на протяжении всей Криворожско-Кременчугской железорудной полосы наблюдаются закономерное выклинивание нижних железорудных горизонтов и развитие верхних. В середине Криворожского бассейна в гданцевской сланцевой свите (перекрывающей саксаганскую железорудную) встречены железистые породы, количество которых увеличивается в Северном Криворожье; в северной части Кременчугской полосы они развиваются в мощную железорудную свиту.

Совершенно аналогичны условия залегания метаморфогенных руд в Кременчугском районе и на территории КМА. В послевоенные годы в Белгородском районе открыты гигантские по запасам месторождения богатых железных руд, подавляющая часть которых является окисленными разностями метаморфогенных руд, меньшая часть относится к переотложенным.

Медные и медно-никелевые руды встречаются в ряде районов УЩ и Воронежского массива. Расположены они в метаморфизованных вулканогенных и

осадочно-вулканогенных породах, характерных для геосинклинальных рвов архейского цикла развития геосинклинальных зон. Наблюдаются вкрапленные руды среди расслоенных вулканогенно-осадочных пород и массивные в виде прожилков, приуроченных к поперечным трещинам. Медно-никелевые руды аналогичны многим докембрийским медно-никелевым рудам, и в частности рудам Печенегского района Кольского п-ова. Рудоносные конгломераты встречаются в нижней свите криворожской серии в Криворожском и Курском районах. По составу и строению эти конгломераты похожи на рудные конгломераты районов Витватерсранд в Африке и Блайнд-Ривер в Канаде, хотя и содержат непромышленные количества Cu, Au, Cr и Pt.

Указанные месторождения и рудные скопления приурочены к метаморфическим породам. Их расположение находится в прямой зависимости от состава пород и их метаморфизма и не зависит от наличия или отсутствия в районе гранитоидных интрузий.

Алданская металлогеническая провинция занимает огромные пространства в бассейне р. Алдан, в Олекмо-Витимской горной стране, на Енисейском кряже и в пределах Анабарского массива. В этих районах широко развиты породы докембрия — гнейсы, кристаллические сланцы и различные гранитоиды. Метаморфогенные месторождения железных руд (Таежное, Сивальги, Сосновый Балъц) сложены магнетитовыми кварцитами, залегающими среди гнейсов и кристаллических сланцев в виде согласных пластов, протягивающихся на 10—15 км. Встречены и богатые амфибол-магнетитовые и гематит-магнетитовые руды среди железистых кварцитов. В последние годы на Алданском щите разведаны метаморфогенные месторождения железных руд Чаротокинского района, состоящие из нескольких железорудных пластов.

Индийская металлогеническая провинция метаморфогенных месторождений расположена в восточной и юго-восточной частях Индийской платформы. Район провинции сложен глубоко метаморфизованными и сложно построенными тремя докембрийскими системами — Дарварской, Восточно-Гатской и Сатпурской. Эти системы в свою очередь подразделяются на серии и свиты.

В пределах Индийской провинции широко распространены метаморфогенные железные, марганцевые и медные руды. Месторождения железных руд располагаются среди метаморфических пород Дарварской и Восточно-Гатской систем, представлены полосчатыми гематитовыми и магнетитовыми кварцитами и связанными с ними богатыми массивными железными рудами. Наиболее распространены железные руды в штатах Бихар и Орисса (район Сингхбхум), Мадхья-Прадеш (район Бхилаи), Мадрасс (район Салет) и в других местах. Богатые массивные руды метаморфического генезиса залегают в виде рудных столбов, пластовых залежей, штокерков и гнезд среди складчато-трещинных структур в железистых роговиках и джеспилитах. Они аналогичны богатым железным рудам Саксаганского района Кривого Рога, Михайловского и Гостищевского месторождений КМА и богатым рудам австралийских месторождений бассейна Хамерсли.

Марганцевые метаморфогенные месторождения образуют ряд рудных районов в штатах Мадрасс, Мадхья-Прадеш, Орисса и других, из которых особое значение имеет район в штате Мадхья-Прадеш, где гондитовые (гондиты — смесь спессартина, родонита и кварца) месторождения марганца протягиваются в субмеридиональном направлении на 190 при ширине около 80 км. Рудные залежи имеют пластовую, реже линзовидную форму, большие размеры (до 3000 м по простиранию при мощности 13—15 м). Руды сложены псиломеланом и браунитом. С. Рой [209] выделяет три зоны метаморфизма марганцевых руд: хлорит-биотитовую с характерным рудным минералом браунитом, гранатовую с биксбитом и ставролит-силлиманитовую с вреденбургитом. Большинство индийских геологов считают, что образование марганцевых месторождений происходило при метаморфизме спилит-кератофировых пород, содержащих марганцевосные осадочные слои.

Медные метаморфогенные месторождения известны в Сингхбхумском рудном районе, в штате Орисса. Они приурочены к складчато-разрывному поясу, протягивающемуся более чем на 200 при ширине 15—20 км. Месторождения медных руд (Месабани, Ракха Роом и др.) располагаются среди расланцованных

и измененных основных эффузивов и кварц-хлоритовых или биотитовых сланцев, иногда вблизи тел (останцов), не расланцованных и слабо измененных основных эффузивов или натриевых гранитов. Генезис медных руд рассматривается большинством исследователей [192] как метаморфогенный. Рудные компоненты частично привнесены растворами из зон мигматизации, а основная их масса заимствована из пород за счет реакции поднимающихся растворов с вулканическими продуктами в зоне разрывов.

Урановое месторождение Джадугуда и соседние с ним находятся в пределах той же смятой зоны Сингхбхумского разлома, где они приурочены к пластам дробленных метаконгломератов и хлоритовых сланцев. Вкрапленные руды образуют пластовые залежи, прослеживающиеся по падению и простиранию пород. Урановые минералы (уранинит и настуран) тесно парагенетически связаны с сульфидными минералами меди и никеля.

Таким образом, в районе складчато-сколовой зоны Сингхбхумского рудного пояса широко развиты метаморфические и ультраметаморфические процессы, с которыми связаны концентрации Fe, Mn, U, Cu и P. На ранней стадии этого процесса формировались окисные соединения, что вызвало локализацию Fe, P и U, на поздней — сернистые, что привело к локализации сульфидов меди с кобальтом и никелем при температурах 340—325 °С.

Китайско-Корейская металлогеническая провинция метаморфогенных руд расположена в Северо-Восточном Китае и в Корее. Она представлена месторождениями железных руд джеспилитовой формации на Ляодунском (Аньшанский рудный район), Шаньдунском полуостровах и месторождением Мусан в Корее. В этих районах развиты преимущественно железистые кварциты, меньше богатых железных руд, представленных гематитовыми и магнетитовыми разновидями. В наиболее изученном Аньшанском рудном районе у основания докембрийских пород залегают мигматиты и гнейсы серии Шанга, на которых покоится аньшанская серия пород — кристаллические сланцы, амфиболиты и гематитовые кварциты. После большого несогласия эта серия перекрывается кварцитами, песчаниками и конгломератами свиты Пан-

дзялу, которую многие китайские геологи относят к синийской системе. В разрезе аньшанской серии на руднике Гунчанлин имеется пять железистых горизонтов, представляющих собой осадочно-метаморфические бедные руды с содержанием железа 33—38 %. Кроме того, среди железистых кварцитов находятся богатые железные руды в виде пластовых залежей или рудных столбов, сложенных амфибол-магнетитовыми рудами с содержанием железа 50—60 %. Во многих местах хорошо видны вторичные метаморфические образования богатых железных руд в виде мелких и крупных гнезд и залежей в сложноскладчатых участках железистых роговиков.

Кроме железорудных в докембрии Китая встречаются осадочно-метаморфические месторождения меди, приуроченные к кварцевым песчаникам, сланцевым и карбонатным горизонтам. Рудные тела имеют пластовую форму, залегают согласно с вмещающими породами.

Автор главы имел приятный случай хорошо ознакомиться с железорудным месторождением Гунчанлин. Оно очень похоже на месторождения Криворожского бассейна или КМА, однако имеет свои интересные особенности, а именно: железистые породы на месторождении переслаиваются с амфиболитами, железорудный минерал в пластах железистых пород представлен железной слюдкой (мелким пластинчатым гематитом), в разрезе нет кластогенной нижней свиты.

Западно-Австралийская металлогеническая провинция метаморфогенных месторождений сложена породами архея — кристаллическими сланцами, гнейсами и амфиболитами, на которых залегают конгломераты, филлиты, сланцы и эффузивы протерозойского возраста.

Железорудные месторождения, связанные с железистыми кварцитами, встречаются в округе Мурчисон (Уилги-Миа, Тэйлор) и в Южной Австралии, где находятся наиболее крупные месторождения Айрон-Монарк и Айрон-Ноб. Они представлены гематитовыми рудами с содержанием железа 57—68 %.

Среди полиметаллических метаморфогенных месторождений в Австралии выделяются гигантское Брокен-Хилл и ряд средних и мелких — Маунт-Айза в Квинсленде, Лейк-Джордж в Новом Южном Уэльсе. Все они залегают сре-

ди кристаллических сланцев, амфиболитов и гранатовых гнейсов, возраст которых (1600—1020 млн. лет) отвечает протерозою. Полиметаллическое месторождение Брокен-Хилл — одно из крупнейших в мире. Рудные тела представлены пластовыми и седловидными залежами и удлинёнными линзами, вытягивающимися на 5—6 км при мощности рудной зоны 30—60 м. Они залегают согласно со смятыми в сложные складки боковыми породами, реже образуют жилы вдоль «главного» нарушения. Минеральные ассоциации руд — сфалерит, галенит, родонит, полевошпат, марганцевый гранат и пироксен. Такое сочетание минералов свидетельствует о том, что метаморфизм протекал в довольно высокотемпературных условиях. Парагенезис почти полностью свободен от гидроксилсодержащих минералов, что свидетельствует о высокой степени метаморфизма. По данным П. Рамдора, месторождение Брокен-Хилл является гидротермальным, претерпевшим сильный метаморфизм с полным изменением состава руд и небольшим перемещением рудного вещества. Свинец из этого месторождения был отложен приблизительно 1400 млн. лет назад, т. е. во время Лаврентьевской складчатости [126]. Оруденение по времени образования совпадает со складчатостью. Вероятно, оно сформировалось в близповерхностных условиях (так как в его составе находится большое количество марганца), но затем претерпело сильный метаморфизм, вызвавший перемещение рудного материала и перекристаллизацию. Н. Фишер [145] на основании данных о пластовом залегании, отсутствии подводящих разломов, несовпадении абсолютного возраста руд и гранитоидных пород пришел к выводу о первичном сингенетическом генезисе этого месторождения с последующим интенсивным преобразованием в обстановке регионального метаморфизма.

Урановые месторождения метаморфогенного генезиса известны в районе Аделаиды, который сложен архейскими гнейсами и протерозойскими кварцитами, метаморфическими сланцами и амфиболитами. Самым крупным месторождением района является Радий-Хилл, менее значительны — Маунт-Пейнтер, Крокер-Уэлл и другие. Месторождение Радий-Хилл генетически и пространственно связано с натриевым

метасоматозом, развившимся по первично-осадочным метаморфическим породам. Рудная минерализация представлена магнетитом, гематитом, ильменитом, рутилом, браннеритом и давидитом. Вероятнее всего, эти месторождения относятся к типу ультраметаморфических.

Обзор металлогенических провинций метаморфогенных месторождений свидетельствует об огромном распространении крупнейших месторождений и целых рудных районов, сформировавшихся в результате динамотермального (регионального) метаморфизма и ультраметаморфизма. Выделяется группа месторождений железных руд с запасами более 3 трлн. т. Они, за небольшим исключением, сосредоточены в породах джеспилитовой формации. Среди железорудных месторождений хорошо выделяются руды: а) богатые и бедные осадочно-метаморфического генезиса (джеспилиты, такониты, итабириты); б) богатые магнетитовые и гематит-магнетитовые, расположенные среди джеспилитовой формации, образовавшиеся при метаморфической дифференциации и относящиеся к группе собственно метаморфических пород; в) богатые мартиновые и гематитовые (мягкие), образовавшиеся при наложении гипергенных процессов на метаморфические руды.

На континентах мира выделяются восемь самых крупных железорудных бассейнов — Хамерсли в Западной Австралии, Сингхбхум в Индии, Кривой Рог и КМА в СССР, Трансвааль в Южной Африке, Минас-Жираис в Бразилии, Месаби в США и Лабрадор в Канаде. Запасы железных руд в них обеспечивают мировую добычу железа более чем на 70—75 %.

В месторождениях марганца осадочно-метаморфического генезиса содержится главная масса мировых ресурсов этого металла, чем обеспечивается около 75 % мировой добычи в зарубежных странах. Самые крупные месторождения расположены в Западной Австралии, Индии, Бразилии, Канаде, США и в Трансваальской рудной провинции. Все они являются осадочно-метаморфическими и отличаются только фациями метаморфизма.

Месторождения меди, никеля и других сопутствующих металлов расположены в породах докембрия и составляют около 60 % мировых запасов.

Они залегают среди метаморфизованных осадочных и осадочно-эффузивных пород, содержащих вкрапленное оруденение в виде согласно залегающих залежей, рудных линз, и по всем данным относятся к группе метаморфогенных. С большим основанием А. Н. Заварицкий отнес уральские колчеданные месторождения к метаморфогенным. Значительным фактическим материалом располагают индийские геологи, относя знаменитые медные сингхбхумские месторождения к группе метаморфогенных. К этой же группе нужно отнести месторождения Печенги, Норильска и Монче-Тундры с учетом основного и ультраосновного вулканизма и последующего метаморфизма.

В урановых месторождениях докембрийского возраста сосредоточено около 70 % мировых ресурсов урана капиталистических стран. Из них большая часть приурочена к метаморфизованным песчано-конгломератовым породам и относится к группе метаморфогенных. Наибольшие промышленные концентрации урана осадочно-метаморфического происхождения сосредоточены в конгломератовых породах Канады, Бразилии и Южной Африки. Некоторая часть урана ассоциируется с медными месторождениями, относящимися к группе метаморфических (Шинколобве и др.). Встречены месторождения урана среди сложнодислоцированных пород, где они образовались на конечных стадиях щелочного и кальций-углекислого метасоматозов (Радиум-Хилл, Эльдorado и др.). Такие месторождения относятся к группе ультраметаморфических.

Месторождения полиметаллов долгое время не считались характерными для докембрия, однако во второй половине нашего столетия открыты крупные метаморфогенные месторождения полиметаллов в докембрии — Брокен-Хилл и Маунт-Айза в Австралии, Сулливан в Канаде, Холодненское и Жайрем в Советском Союзе и другие. Это свидетельствует о большом значении процессов метаморфизма в образовании полиметаллических месторождений.

Месторождения золота в докембрии занимают очень большое место в мировом балансе этого металла. К ним относятся золотосные конгломераты Канады, Бразилии и Южной Африки, а также золотые месторождения рудного поля Колар в Индии.

ГЕОСТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Геотектонические структуры докембрия являются предметом острых дискуссий, основные аспекты которых в основном зависят от точек зрения на особенности развития литосферы в докембрии [12, 89, 99, 100, 103, 135, 184 и др.].

Принятая в настоящей работе систематика докембрийских структур первого порядка (ранга), кроме их геотектонических характеристик и последовательности во времени, учитывает литологические, петрологические и металлогенические особенности этих подразделений, прежде всего в отношении метаморфизма и метаморфогенного рудообразования.

Геотектоническая архитектура докембрийских комплексов весьма разнообразна: щиты, срединные массивы, складчатые области, складчатые обрамления и чехлы платформ; перикратонные миогеосинклинальные краевые прогибы на древних жестких структурах; тектонические депрессии и зеленокаменные пояса, развитые на жестких сооружениях: фундаменты платформ и фанерозойских складчатых систем, выступы фундамента в фанерозойских структурах. Указанные структуры формируют те или иные сочетания различной сложности, тяготеющие обычно к щитам. Примером может служить сложное сочетание докембрийских структур юго-восточной части Сибирской платформы.

Все докембрийские геотектонические структуры вмещают разнообразные в вещественном и генетическом отношении метаморфогенные месторождения и проявления полезных ископаемых. Однако каждому конкретному типу геоструктур первого порядка свойственны определенные черты лишь им присущей металлогенической специализации на метаморфогенное рудообразование. В свою очередь в ряду сооружений конкретного типа геоструктур первого порядка каж-

дая имеет свои индивидуальные черты рудоносности. Так, металлогения УЩ отлична от металлогении Алданского щита, а последняя, в свою очередь, — от металлогении Балтийского и Канадского щитов и т. д. Вместе с тем сопряженные геоструктуры первого порядка разного рода имеют и общие черты метаморфогенной рудоносности, обусловленные некоторой общностью геологического развития этой части земной коры в докембрии. На основании указанного можно выделять межструктурные металлогенические пояса, зоны, сектора метаморфогенной минерализации, например Восточно-Европейский пояс докембрийских железорудных формаций [12] или Дальневосточную зону метаморфогенной минерализации в составе Тихоокеанского докембрийского минералогенического пояса [103].

В пределах геоструктур первого порядка концентрируются полезные компоненты, возникшие при метаморфизме, объединяются в определенные геоструктурные ассоциации метаморфогенных месторождений например, ассоциации метаморфогенных месторождений щитов, зеленокаменных поясов, областей тектоно-магматической активизации. В каждой геоструктуре первого порядка, а также второго и более высоких порядков выделяются дробные металлогенические ассоциации метаморфогенных месторождений (по вещественному и генетическому признакам), или территориальные подразделения (зоны, районы) метаморфогенной минерализации по структурным и формационным критериям, отражающим закономерности их пространственного размещения. В качестве примера можно привести архитектуру Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны, Приазовской металлогенической области УЩ [117] или Малохинганского марганцево-железорудного района [105].

Шиты, массивы и фундаменты платформ сложены разнообразными по составу и генезису комплексами осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных и интрузивных пород, накопленных в подвижных областях геосинклинального типа. Они характеризуются большими мощностями, пестротой литологических и петрологических типов пород и их взаимоотношений. Дометаморфические формации щитов и фундаментов платформ содержат стратиформные и другие типы концентрированных и относительно рассеянных накоплений полезных компонентов, первичная природа которых различна.

Многоэтапный региональный метаморфизм при умеренных, реже высоких давлениях, достигавший условий гранулитовой и даже эклогитовой фаций, обусловил образование метаморфизованных месторождений железа, марганца, глинозема, фосфора, боратов, мраморов, графита, а также метаморфиче-

ских — железа, графита, апатита, титана, хрома, никеля, меди, кобальта. Ультраметаморфизм, регрессивный по отношению к региональному метаморфизму и многоэтапный по своему характеру, протекал преимущественно в условиях умеренных давлений амфиболитовой фации и вызвал образование ультраметаморфических и постранинизационных месторождений железа, бора, мусковита, флогопита, лазурита, цветных, редких и благородных металлов.

К уникальным месторождениям щитов (исключая образования зеленокаменных поясов, интракратонных впадин геосинклинальных зон, а также зон тектономагматических областей) относятся месторождения железа на Украине, Алдане, Балтике и в Бразилии. Это же касается флогопита на Алдане, графита на Украине, марганца в Индии, мусковита в Забайкалье, урана и бериллия на многих щитах мира, медно-никелевых руд на Кольском п-ове.

Складчатые области

Докембрийские складчатые области являются важными и обширными элементами строения континентов. Часто они представляют собой складчатые обрамления древних платформ (Сибирской, Восточно-Европейской, Северо-Американской, Индийской, Африканской, Австралийской) и их щитов (Алданского, Балтийского, Канадского, Сино-Корейского). Это области карельской, гуронской, гудзонской, становой, гринвиллской, байкальской, катангской и других эпох складкообразования.

Докембрийские складчатые области — разновозрастные и сложно построенные сооружения геосинклинального типа, различной геотектонической природы. Сформировались они в процессе длительного и многоэтапного развития, с широким спектром осадочных, вулканогенно-осадочных, вулканогенных, интрузивных и метаморфических формаций. Основные черты геологического строения определяются наличием в них блоков фундамента нижнеархейских глубоко метаморфизованных комплексов, на которых эти структуры были заложены. Характерно, что в этих областях прослеживается несколько структурных этажей геосинклинального и орогенного этапов развития. Они всегда преобразо-

ваны региональным метаморфизмом, степень которого в общих чертах, как правило, уменьшается в сторону более молодых образований и более высоких структурных этажей.

Региональный метаморфизм (цеолитовая — амфиболитовая, в меньшей мере гранулитовая фации) умеренных, реже высоких давлений, как правило, имеет зональный или неравномерный характер. Ультраметаморфизм проявился в большей мере в мигматитизации и зональной метасоматической переработке пород субстрата, формировании гранито-гнейсовых куполов, палингенных гранитоидов и метаморфогенных пегматоидов. Обилие различных по составу, размерам, морфологии, геотектоническому положению и возрасту интрузивных залежей обусловило многообразие контактово-метаморфогенных образований. В межблоковых и межструктурных зонах разломов в той или иной мере проявлены гидротермальный метаморфизм и диафторез.

Метаморфогенная минерагения этих структур крайне разнообразна в генетическом, вещественном, геолого-структурном и петрологическом отношении. Это вызвано чрезвычайным многообразием геологических комплексов и пород,

подвергшихся воздействию практически всех типов метаморфизма и проявившихся неоднократно в широком диапазоне температур и давлений, физико-химических и петрологических условий. Метаморфогенные месторождения формируют достаточно четкие парагенетические и металлогенические ассоциации.

Нет нужды перечислять все многооб-

разие вещественных разностей метаморфогенных месторождений докембрийских складчатых областей, достаточно упомянуть хорошо известные комплексы метаморфогенных месторождений черных, цветных, редких металлов, нерудных полезных ископаемых Швеции, Норвегии, Забайкалья, Катангской и Гренвиллской зон [51 и др.].

Срединные массивы, выступы фундамента и фундаменты фанерозойских складчатых областей

Срединные массивы — участки земной коры, являющиеся выходами, остатками тех структур поверхности, на которых заложилась геосинклинальные прогибы данной фанерозойской складчатой области [183, 187]. Примером могут служить Буреинский, Ханкайский, Родопский, Колорадо, Таримский, Кокчетавский и другие срединные массивы.

Те же критерии определяют разновеликие выступы фундамента и непосредственно сами фундаменты фанерозойских складчатых областей, только первые являются обычно горстами или антиклинориями, значительно меньшими по размерам, чем срединные массивы, а вторые представляют собой первый цокольный структурный этаж, находятся на определенных глубинах, перекрыты образованиями последующих структурных этажей и доступны для изучения только в керне буровых скважин.

Срединных массивов и выступов докембрийского фундамента больше, и они многообразнее в палеозойских складчатых областях (например, байкальской), чем в более молодых (альпийской и т. п.). Они представляют собой докембрийские складчато-глыбовые сооружения, являющиеся фрагментами щитов, фундамента древних платформ, докембрийских складчатых областей, размещенных внутри фанерозойских складчатых областей или на их периферии, которые лишь частично вовлекались в геосинклинальное и орогенное развитие и становление. Поэтому особенности геологического строения и минералогии эти массивы и выступы унаследовали от первичных структур, хотя они в той или иной мере, а иногда и значительно осложнены последующими наложенными процессами структурного и вещественного преобразования.

От сопредельных структур непосредственно складчатых областей срединные

массивы и выступы фундамента обычно отделяются системами долгоживущих глубинных разломов, а докембрийские фундаменты — поверхностями структурных и литологических несогласий, осложненных зонами гипергенных изменений (коры выветривания, поверхности эрозии), которые нередко в той или иной мере метаморфизованы.

Докембрийские комплексы срединных массивов слагают один, чаще несколько структурных этажей, являясь их цоколем, или выполняют развитые среди них тектонические впадины либо чехлы небольшой мощности. Толщи впадин и чехлов сложены комплексами осадочной, вулканогенно-осадочной и вулканогенной природы. Они в различной степени дислоцированы и несут следы воздействия метаморфизма обычно низких ступеней.

Срединные массивы характеризуются разнообразной по составу и генезису минерализацией. В них пространственно совмещены залежи полезных ископаемых, генетически связанные со всеми этапами геологической истории этих структур. Это этапы формирования и становления их как жестких образований, процессы, сопряженные с явлениями во включающей их подвижной области, и этапы тектоно-магматической активизации [158, 143, 183, 184 и др.].

В срединных массивах и выступах фундамента метаморфогенные месторождения достаточно разнообразны в вещественном и генетическом отношении и достаточно значимы по размерам и промышленной ценности. Метаморфогенные месторождения описываемых структур возникли в результате воздействия на докембрийские комплексы многоэтапных и разнородных типов метаморфизма в периоды догеосинклинальный, геосинклинальный, а также тектоно-магматической активизации. Это региональный метаморфизм умеренных и высоких дав-

лений, ультраметаморфизм, контактовый и гидротермальный метаморфизм.

Во всех структурных этажах докембрия развиты месторождения, связанные с региональным метаморфизмом умеренных и высоких давлений, ультраметаморфизмом и контактовым метаморфизмом. Метаморфогенное рудообразование этого периода развития срединных массивов по своим особенностям в определенной мере сопоставимо с рудообразованием, происходившим на щитах, в фундаментах платформ и в докембрийских складчатых областях.

Известны достаточно крупные месторождения железных и марганцевых руд, железистых и марганцевых кварцитов, эвлизитов, магнезитов, графита, глиноземного сырья, флогопита, мусковита, боратов, лазурита, ляпис-лазури, апатита и метаморфизованных фосфоритов, асбеста, талька, магнезита, мраморов, барита, цветных металлов (меди, цинка, свинца, молибдена, а также Sn, W, Sb), редких металлов, редких земель. Месторождения цветных металлов обычно стратиформны. Характерно наличие известных метаморфогенных месторождений полудрагоценных камней различной генетической природы. Например, на Бирманском срединном массиве месторождения рубина, сапфира и шпинели сформировались в архейских кальцифирах под воздействием ультраосновных интрузий.

Месторождения, связанные с метаморфизмом докембрийских пород цоколя и верхних структурных этажей в период геосинклинального развития (поздний докембрий — фанерозой), менее раз-

нообразны и менее значимы. Это месторождения редкометалльных метасоматитов, зоны гидротермальных изменений, несущих промышленные концентрации цветных (Mo, Sn, W и др.) и благородных (Au, Ag) металлов, флюорита, барита, контактово-метаморфогенные месторождения родонита, брусита, мраморов, яшм.

Метаморфогенных месторождений периода тектоно-магматической активизации (фанерозой) больше, они разнообразнее и мощнее (грейзены, метасоматиты и гидротермалиты с цветными, благородными и редкими металлами, флюоритом, баритом, асбестом, горным хрусталем, вермикулитом).

В последнее время привлекает к себе внимание гидротермально-метаморфическая марганцевая (оксиды, силикаты, карбонаты) минерализация зон разломов, с которой связаны промышленные концентрации Au, Ag, Pb, W и др. Подобного рода марганцевая минерализация развита в зонах разломов областей тектоно-магматической активизации и в зонах глубинных межкратонных и интракратонных разломов, развитых на щитах и в складчатых докембрийских областях.

В локализации и пространственном размещении этих метаморфогенных месторождений существенное значение имеют разрывные нарушения различных рангов. Рудные концентрации сформировались преимущественно в приповерхностных условиях в широком диапазоне температур, их становление многостадийно, наиболее продуктивны низкотемпературные стадии образования.

Зеленокаменные пояса

К глобальным наиболее рудоносным структурам континентов относятся докембрийские зеленокаменные пояса. Они широко развиты на щитах Южной Африки, Северной и Южной Америки, Австралии, Индии, на Балтийском и Алданском щитах, докембрийском складчатом обрамлении юга Сибирской платформы [72, 89, 95].

Зеленокаменные пояса образовались в позднем архее — раннем протерозое вдоль протяженных глубинных расколов (разломов) на уже сформированной, почти жесткой сиалической коре с весьма дифференцированным геологическим строением; кора была сложена интенсивно и глубоко метаморфизованными

и ультраметаморфизованными катархейскими и нижнеархейскими комплексами гнейсов, сланцев, гранулитов, кварцитов, мраморов, гранитоидов, ультрабазитов, базитов.

В геотектоническом отношении эти пояса представляют собой довольно протяженные относительно узкие интракратонные тектонические впадины, грабены, трюги с достаточно глубоким положением поверхности ложа (дна), ограничены глубинными разломами.

Накопившиеся в них толщи имеют преимущественно эвгеосинклинальный характер, являя собой сложное сочетание породных ассоциаций. В них развиты базит-ультрабазитовые вулка-

ниты коматит-толеитовой ассоциации андезитового и кислого состава, вулканогенно-осадочные базальтовые, пирокластические, граувакковые, аркозовые, песчаниковые, кварцитовые, глинисто-сланцевые, кремнистые и другие породы. В ряде случаев в основании толщ отмечаются внутриформационные конгломераты. Характерно наличие железокремнистых и железисто-карбонатных образований. Собственно карбонатные породы и покровные вулканиды в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах встречаются редко.

По характеру состава, сочетания, развития и положения вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных толщ выделяется несколько типов выполнения зеленокаменных поясов: барбертонский, калгурлийский, дарварский.

Формирование толщ вулканогенных, вулканогенно-осадочных и в меньшей мере осадочных образований не сопровождалось гранитоидами и соответствующей им рудной минерализацией.

Ограничивающие эти пояса глубинные расколы (зоны разломов) и в какой-то мере менее выраженные внутрискластические разломы служили подводящими каналами, по которым осуществлялись вулканические излияния и внедрение основных и ультраосновных пород.

Несколько позднее сформировавшаяся толща, особенно ее основание, испытала высокотемпературный метаморфизм и гранитизацию. Метаморфизм и ультраметаморфизм проявились неравномерно, с хорошо выраженной линейной метаморфической зональностью в виде достаточно протяженных полизонных метаморфических поясов, в которых широко развиты гранито-гнейсы и зональные мигматитовые купола, тяготеющие к продольным разломам первого ранга. Метаморфизм пород был не выше амфиболитовой фации, начиная от зеленосланцевой.

Мощные, сложно построенные толщ выполнения зеленокаменных поясов интенсивно смяты в узкие или широкие синклиновые пояса (зоны) со сложной складчатостью линейно-купольного типа. В ядрах куполов наблюдаются более

молодые интрузии палингенных и гипогенных гранитоидов.

В зеленокаменных поясах сконцентрированы крупнейшие метаморфогенные месторождения золота Калгурли и Кулгарди в Австралии, Колар в Индии, Морру-Велью в Бразилии, Хомстейк в США, Поркьюпайн в Канаде, Голден-Валли, Глоб-Феникс в Зимбабве, а также крупные месторождения урана.

Толщ зеленокаменных поясов, и прежде всего вулканиды, характеризуются в целом повышенными (вышекларковыми) содержаниями золота и урана, что при их перераспределении при вулканизме является одним из факторов металлогенической специализации в отношении метаморфогенных концентраций золота и урана типа жильных зон, например в зеленокаменном поясе Барбертон (Канадский щит).

В них же широко распространены метаморфогенные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и реже осадочные месторождения. По природе первичных накоплений это колчеданные, колчеданно-полиметаллические, окисные железные, железо-карбонатные руды, а также метаморфизованные медно-никелевые залежи, имеющие в основе вулканогенные концентрации рудного вещества или связанные с базит-ультрабазитовым магматизмом и синхронным накоплением зеленокаменной толщ, редкометалльные и другие концентрации.

Для иллюстрации конкретной геоструктурной ассоциации метаморфогенных месторождений зеленокаменных поясов укажем, что Р. У. Хатчисон и др. [200] отмечают, что метаморфогенные месторождения зеленокаменного пояса Абитибби (юг Канадского щита) представлены четырьмя группами: 1 — медно-никелевые сульфидные, связанные с базит-ультрабазитовыми комплексами; 2 — стратиформные медно-цинково-золото-серебряные колчеданные руды, залегающие среди вулканидов среднего и кислого состава; 3 — вулканогенно-осадочные (эксгальционные) по природе рудного вещества золото-сульфидные и 4 — железистых кварцитов типа Альгома.

III.2. ИНТРАКРАТОННЫЕ И ПЕРИКРАТОННЫЕ ЗОНЫ

Интракратонные геосинклиналильные зоны представляют собой относительно узкие (шириной до первых сотен километров) структуры, протягивающиеся на

сотни и даже первые тысячи километров в пределах обширных кратонов (щиты, крупные срединные массивы, фундаменты древних платформ, складчатые

области). Т. В. Билибина и др. [34] относят эти структуры к протогеосинклинальным. Они были заложены в позднем архее, раннем протерозое, реже — в позднем протерозое на погружающемся, раздробленном, частично раздвинутом архейском супракратальном фундаменте, что в определенной мере приближает их к рифтовым структурам.

Фундамент этих структур по сравнению с сопредельными частями кратона обладает меньшей мощностью, что обусловлено процессами заложения, развития и постконсолидационного периода геологической жизни этих участков литосферы.

Интракратонные геосинклинальные зоны выполнены морскими андезит-дацитовыми, спилит-кератофировыми, лептитовыми, глинисто-сланцевыми, терригенно-карбонатными, кремнистыми, терригенными, граувакковыми и другими формациями. В верхнепротерозойских структурах отмечаются базальтоиды, реже кислые вулканы, тиллиты, конгломераты и другие породы.

Характерной составной частью этих структур является джеспилитовая формация, включающая железистые и марганцево-железистые (Южная Африка, Индия, Советский Союз — Украина, Дальний Восток) тонкослоистые кварциты, кремнистые и карбонатные породы, сланцы. Формация представляет собой ритмичное переслаивание толщ различного вещественного состава, а железорудные пласты характеризуются многократным чередованием.

Синорогенные и посторогенные магматические породы сложены габбро, габбро-анортозитами, гранодиоритами, плагиогранитами, реже гранитами. В толщах интракратонных геосинклинальных зон отмечаются сложные линейного типа многоэтажные и многограновые пликативные и дизъюнктивные (краевые и внутренние разломы, сколы, сдвиги) деформации, сыгравшие определенную роль в формировании метаморфизованных месторождений (железа, колчеданных руд).

Стратифицируемые комплексы этих структур несут следы воздействия довольно выдержанного, реже относительно зонального регионального метаморфизма умеренных давлений от гранулитовой — эпидот-амфиболитовой (комплексы верхнего архея — нижнего протерозоя) до зеленосланцевой и цеолитовой фаций (формации верхнего протерозоя).

Нередко комплексы интракратонных геосинклинальных зон полиметаморфические.

Мощности и характер выполняющих эти геосинклинальные зоны осадочных, вулканогенно-осадочных, в меньшей мере вулканогенных формаций, особенности интрузивного магматизма, деформаций и метаморфизма сопоставимы с таковыми геосинклинальных областей фанерозоя.

В этих структурах сосредоточены метаморфогенные уникальные месторождения железа, марганца, магнезитов, карбонатного сырья, глинозема, колчеданные месторождения цветных металлов в морских вулканогенно-осадочных толщах нижнего протерозоя Балтийского, Канадского и других щитов. С ультраметаморфизмом комплексов интракратонных геосинклинальных зон связаны скарновые месторождения железа, редкометалльные метасоматиты.

К интракратонным геосинклинальным зонам относятся Криворожская, Лабрадорская, Западно-Квинслендская, Малохинганская и другие.

Миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные краевые прогибы, относимые к категории раннегеосинклинальных, заложены на раздробленных краевых частях основания платформ, на супракратальных комплексах щитов и складчатых обрамлений. Как правило, это узкие протяженные трогообразные структуры, вытянутые субпараллельно по ограничениям кратонов или генеральному простиранию их структур на расстоянии от 100 до 2000 км. В ряде случаев они вклиниваются в древние платформы, щиты и складчатые обрамления в виде «входящих углов» по глубинным разломам. Реже такого рода структуры отмечаются между сопряженными платформами и срединными массивами.

Наиболее разнообразно и представительно геосинклинальные краевые прогибы развиты по периферии Сибирской платформы, Алданского и Анабарского щитов и складчатого обрамления (Становой хребет, Забайкалье, Прибайкалье, Енисейский кряж).

Эти геосинклинальные структуры пространственно ассоциируют с перикратонными прогибами, от которых отделяются разломами, или флексурными зонами, либо краевыми поднятиями. Состав толщ, выполняющих эти два типа структур, нередко довольно близок, местами они как бы литологически постепенно

переходят одна в другую, хотя в целом существенно отличаются друг от друга характером выполнения.

Характерной чертой строения краевых геосинклинальных прогибов является их блоковое строение. Блоки имеют различные размеры, форму, степень дислоцированности, глубину погружения (мощность выполнения). Наиболее приподнятые блоки представляют собой фрагменты метаморфических поясов или метаморфические купола с высокими степенями метаморфизма и ультраметаморфизма, автохтонными гранитоидами, сопровождаемыми мусковитовыми и редкометальными пегматитами. Более опущенные (грабенообразные) блоки как бы являют внутренние прогибы синклинорного типа, толщи которых несут сложную складчатость линейного типа, а также воздействие более слабого метаморфизма.

Мощность толщ, выполняющих краевые геосинклинальные прогибы, широко варьирует и в наиболее опущенных блоках достигает 25 км.

В миогеосинклинальных прогибах существенную роль играют терригенные, морские и черносланцевые толщи, в эвгеосинклинальных — вулканогенные, вулканогенно-осадочные основного и среднего состава, сочетающиеся с терригенными и морскими отложениями (песчаниковыми, глинистыми, карбонатными и черносланцевыми породами). Для них характерна обильная синседиментационная сульфидная вкрапленность, содержащая повышенные количества Cu, Pb, Zn. В эвгеосинклинальных толщах нередко стратиформные колчеданные залежи, разновеликие по мощности и простиранию (от тонких прослоек до мощных и протяженных пластов и пачек). В колчеданных залежах местами существенны содержания Cu, Pb, Zn.

Метаморфизм толщ выполнения краевых геосинклинальных прогибов относится к региональному типу умеренных давлений низких и средних температур (цеолитовая — эпидот-амфиболитовая фации). Образования амфиболитовой фации отмечаются лишь в центральных частях купольных структур.

Метаморфизм протекает при активном и обильном участии гидротермальных растворов. Источником основной части растворов служат непосредственно преобразуемые осадочные вулканогенные толщи, источником меньшей

части — глубинные, магматогенные или метеорные.

Весьма примечательным, особенно в зонах интенсивных дислокаций, является значительное развитие метаморфогенных кварцевых, реже кварц-карбонатных и еще реже карбонатных прожилков, несущих обычно рудную минерализацию, имеющих разнообразие геотектонические положения, сочетания, размеры, морфологию и т. д.

Благоприятные условия метаморфизма, его зональность и фрагментарность, активное участие гидротермальных растворов, контрастность строения осадочных и вулканогенных толщ, существенное развитие углеродистых, кремнистых и карбонатных толщ, а главное — наличие обильных полиметаллических сульфидных вкрапленностей и залежей обеспечили интенсивную миграцию, перераспределение и локализацию рудного вещества с образованием уникальных и крупных по запасам и ресурсам метаморфизованных и метаморфических месторождений меди, свинца, цинка, бария, флюорита.

Следует отметить, что в эвгеосинклинальных краевых структурах, заложенных на маломощной континентальной или на океанической коре, метаморфические месторождения цветных и благородных металлов (типа кварц-сульфидных жильных зон) развиты относительно слабо в отличие от стратиформных метаморфизованных колчеданных.

Стратиформные метаморфизованные залежи колчеданов (например, меденосных) полигенны, так как часть сульфидного вещества преобразовалась на месте, а часть — в местах активных пликтивных и дизъюнктивных деформаций и испытала локальные перемещения с формированием своеобразных сложностроенных кварцевых, кварц-сульфидных и сульфидных жил. Обычно именно в этих зонах повышены концентрации Cu, Zn, Pb.

Метаморфические концентрации Au, Ag, Cu, Pb, Zn развиты исключительно в грабенообразных блоках и представлены зонами прожилково-вкрапленной и кварц-жильной минерализации, иногда с повышенными содержаниями мышьяка и вольфрама. Чем больше мощность выполняющих грабен толщ, тем выше их потенциальная металлоносность. Рудносные узлы в основном контролируются особенностями дизъюнктивных нарушений [45].

Источником рудного вещества в этих месторождениях являются сами черносланцевые и вулканогенные толщи; частично происходит локальное перераспределение синседиментационных накоплений металлов, частично металлы возгоняются из более глубоких зон и концентрируются в благоприятных литолого-структурных обстановках. Миграция рудного вещества обусловлена исключительно процессами метаморфизма. В структурах такого рода размещены метаморфогенные месторождения золота и серебра в черносланцевых толщах.

Характерным для этих структур является то, что в зонах разломов, ограничивающих их, в сопредельных частях кратонов кристаллические породы несут следы воздействия активного диафтореза и метасоматоза. Эти процессы приводят в ряде мест к значительным рудным концентрациям метаморфогенного класса.

Часто отмечается сопряженность рудоносности зон интракратонных разломов, миогеосинклинальных и перикратонных краевых прогибов как во времени, так и по составу минерализации. Разломы в фундаменте, в которых находятся рудоносные диафториты и метасоматиты, продолжаясь в краевые прогибы, обуславливают развитие близкой по составу минерализации (Au, Cu и др.).

Так, В. А. Буряк в 1982 году отмечал, что в Прибайкалье кварцевые жилы и прожилки малосульфидной формации и прожилково-вкрапленная кварц-сульфидная минерализация, типоморфные для краевых прогибов с зеленосланцевой степенью метаморфизма, продолжают без перерыва в супра-кратальных толщах щита и его складчатого обрамления среди хлорит-серпичитовых диафторитов.

Перикратонные краевые прогибы (эпикратонные геосинклинали, подвижные платформы, парагеосинклинали, миогеосинклинали) размещены в обрамлении древних платформ и щитов. Типичным примером этих структур являются прогибы среди складчатого обрамления Сибирской платформы, Алданского и Анабарского щитов. Заложение этих прогибов осуществлялось на разновозрастном гетерогенном докембрийском фундаменте платформ, на архейских и нижнепротерозойских комплексах их складчатого обрамления и щитов.

Прогибы выполнены сложноостро-

енными стратифицируемыми осадочными, в меньшей мере вулканогенно-осадочными и еще реже вулканогенными образованиями верхнего протерозоя — нижнего кембрия. Толщи испытали впоследствии довольно интенсивные пликативные и дизъюнктивные дислокации и региональный метаморфизм низких и средних степеней, умеренных давлений.

Характерной минерогенической особенностью этих структур является широкое развитие уникальных и крупных по запасам и ресурсам стратиформных месторождений метаморфогенного класса, образующих весьма протяженные рудные пояса. Примером может служить весьма протяженный периплатформенный свинцово-цинковый пояс складчатого обрамления юга Сибирской платформы (Прибайкальский прогиб — месторождения Холодненское, Луговое, Новоануйское; Сетте-Дабанский прогиб — месторождения Сардана, Уруй и др.). В перикратонных краевых прогибах также отмечаются стратиформные метаморфизованные и метаморфические месторождения: колчеданно-полиметаллические, медно-колчеданные, золото-колчеданные, медные, баритовые, флюоритовые, флюорит-свинцово-цинковые, ртутные.

Существенное значение в геологическом развитии этих структур, в их минерогенической специализации, доставке рудного вещества имеют разломы системы краевого шва кратонов. Оруденение локализуется в местах изгибов, разветвления, пересечения глубинных разломов первых рангов, в местах интенсивных пластических и разрывных нарушений.

Намечается избирательная приуроченность промышленной минерализации к наиболее прогнутым участкам прогибов, характеризующихся максимальной раздробленностью кристаллического фундамента и повышенной мощностью рудовмещающих осадочных и вулканогенно-осадочных формаций [45].

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения (например, Холодненское, Сардана) являются полигенными. В их формировании существенное значение имели конседиментационные концентрации свинца и цинка из подводно-гидротермальных растворов в углеродсодержащих карбонатных формациях (углистые доломиты, доломитизированные известняки), последующие диагенетические преобразования; окончательное становление месторождений вызва-

но метаморфизмом всей толщи, в том числе и рудных концентраций.

Докембрийские интракратонные впадины, возраст, генетическая природа, характер выполнения и размеры которых различны, имеются на щитах и фундаментах древних платформ, практически на всех крупных срединных массивах и докембрийских складчатых областях, а также на некоторых зеленокаменных поясах (в Южной Африке, Канаде) и интракратонных складчатых зонах.

Как правило, это относительно узкие и протяженные структуры, субпараллельные главной системе разломов или границе кратона с сопредельным жестким сооружением. Они ограничены со всех сторон глубинными долгоживущими разломами и являются обычно реликтами некогда более обширных структур, сохранившихся в грабеноподобных депрессиях. По своей природе это реликты сооружений орогенного этапа развития данного региона; структуры, синхронные и адекватные в генетическом, геологическом и литологическом отношении перикратонным и геосинклинальным краевым прогибам; останцы на кратонах докембрийского чехла древних платформ; образования тектономагматической активизации кратонов в докембрии.

Часть структур описана в других разделах этой книги, здесь же приведем данные по впадинам, являющимся либо реликтами сооружений орогенного этапа развития структур, ставших впоследствии щитами и фундаментами платформ, либо сооружениями активизации кратонных структур в докембрии.

Интракратонные впадины этого типа были заложены в период раннего — позднего протерозоя на консолидированной достаточно мощной сиалической земной коре. Они выполнены толщами мощностью от сотен метров до первых километров, сложенными то осадочными, то вулканогенными, то вулканогенно-осадочными формациями, то их сочетаниями в различных пропорциях. Эти толщи с резким угловым несогласием залегают на комплексах фундамента. В подошве довольно часто отмечаются конгломераты, несколько реже — продукты кор выветривания.

Осадочные образования выполнения нередко представляют собой мелководные прибрежно-морские осадки (аллювиальные, пролювиальные, дельтовые, молассоидные). Среди вулканогенных

толщ отмечаются толеитовые базальты континентального типа. Специфическими формациями впадин, развитыми обычно на зеленокаменных поясах, являются металлоносные конгломераты, залегающие в основании или в середине разреза выполнения этих впадин, а также металлоносные песчаники и алевролиты, заложенные на сиалических толщах щитов, складчатых областей и фундамента платформ. Ряд исследователей рассматривают впадины, в которых находятся металлоносные конгломераты и которые заложены на комплексах зеленокаменных поясов, как более высокий структурный этаж.

В одних случаях комплексы интракратонных впадин слабо или почти недислоцированы и имеют следы воздействия слабого метаморфизма цеолитовой и низкотемпературных субфаций зеленосланцевой фации регионального метаморфизма или же сильного катагенеза (толщи Гурон, Удокан, Витватерсранд). В других случаях (Балтийский, Алданский и другие щиты) толщи впадин испытали пликвативные и дизъюнктивные дислокации различных степеней интенсивности. В них проявлен метаморфизм региональный умеренных, изредка высоких давлений, в той или иной мере зональный, пятнистый, варьирующий от зеленосланцевой до средних субфаций амфиболитовой фации. Местами проявлен ультраметаморфизм инъекционного типа натриевого и калиевого ряда. Имеют место контактово-метаморфические преобразования вокруг интрузивов (обычно гранитоидных и щелочных).

В силу сложности, а нередко и контрастности литологического состава пород выполнения и разнообразия проявлений метаморфизма во впадинах развита многообразная в вещественном и генетическом отношении метаморфогенная минерализация: метаморфизованные и метаморфические месторождения железа (Канадский, Австралийский и другие щиты); месторождения глинозема, полиметаллических, колчеданных руд, руд меди, марганца, фосфора, бария, редкометальных метасоматитов. В карбонатных, терригенно-карбонатных и вулканогенно-терригенных толщах, развитых на срединных массивах и в меньшей мере на щитах, известны метаморфогенные стратиформные месторождения Pb, Zn, Cu и других металлов. В терригенно-доломитовых толщах отмечаются месторождения родусита.

Замечательной особенностью метаморфогенного рудообразования в описываемых структурах являются уникальнейшие по своим масштабам метаморфизованные месторождения, залегающие в металлоносных конгломератах и представляющие собой русловые и дельтовые россышные концентрации рудных минералов, в определенной мере перетолженные при метаморфизме. Это месторождения Витватерсранд, Блайнд-Ривер, Эллиот-Лейк и др. К уникальным месторождениям меди относятся меденосные песчаники и алевриты дельтовой природы, первичные концентрации меди, которых в определенной мере были преобразованы в руды процессами катагенеза и метаморфизма (например, Удоканское месторождение).

Гранито-гнейсовые купола, являющиеся структурами второго порядка, развиты в пределах различных геотектонических докембрийских структур и на поверхности фронта гранитизации. Они играют значительную роль в формировании и пространственном размещении ультраметаморфических месторождений. Это овальные, округлые, удлинённые или неправильной формы, куполовидные структуры диаметром от одного до десятков километров, сложенные в центральных частях реоморфными гранитоидами, обрамленные зонами гнейсов, мигматитов, инъекционных сланцев, которые в общем постепенно переходят в ординарные регионально-метаморфизованные толщи. Здесь имеет место сложное сочетание процессов ультраметаморфизма, дислокационного и регионального метаморфизма умеренных дав-

лений зонального характера от гранулитовой до зеленосланцевой фации. В гранитизированных зонах и межкупольных пространствах развиты сложные пликативные дислокации, в том числе и складчатость течения.

В метаморфогенных петрологических и рудообразующих процессах принимает активное участие заметное количество высокотермальных растворов и пневматолитов, которые частично были регенерированы непосредственно из преобразуемых здесь пород, частично привнесены из более глубоких горизонтов литосферы. Такой же смешанный характер имеют мигрирующие и локализующиеся петрогенные и рудные элементы.

Металлогенические особенности гранито-гнейсовых куполов заключаются в следующем. Интенсивность ультраметаморфизма, мобилизация и миграция вещества (в том числе рудного), пликативные дислокации, физико-химические процессы достаточно четко уменьшаются от центра купола к периферическим зонам. Это обусловило зональное (дифференцированное) распределение рудного вещества, вынесенного из гранитизируемых толщ, что в свою очередь определило зональное размещение рудной минерализации.

В областях развития гранито-гнейсовых куполов метаморфогенное рудообразование в вещественном и генетическом отношении разнообразно. Здесь развиты сульфидно-кварцевые жильные месторождения золота, полиметаллических руд, скарновые месторождения вольфрама, пегматоидные концентрации бериллия.

III. ЧЕХЛЫ ПЛАТФОРМ

В составе чехлов платформ к докембрийским образованиям относятся лишь полого залегающие осадочные, реже вулканогенно-осадочные образования рифея (синия) и венда. Они относительно широко распространены на Сибирской, Китайской и Восточно-Европейской платформах. В отношении метаморфогенного рудообразования здесь имеют значение три ситуации.

Если стратифицируемые толщи чехла испытали региональный метаморфизм умеренных давлений (обычно не выше низкотемпературных субфаций зеленосланцевой фации), то в зависимости от того, имелись ли в толще первичные концентрации практически ценных компонентов, в них возникали метаморфизованные месторождения мраморов, кварци-

тов, метаморфизованных бокситов, стратиформных полиметаллических и медных руд, цеолитов, баритов.

Чаще всего верхнедокембрийские толщи чехла платформ испытали лишь катагенные преобразования, не достигавшие по физико-химическим и минерально-петрологическим особенностям уровня цеолитовой фации регионального метаморфизма. Метаморфогенные месторождения в таком случае возникают лишь при контактово-метаморфических воздействиях на породы рамы гранитоидных, щелочных и ультраосновных интрузий. В этих толщах отмечаются контактово-метаморфогенные месторождения волластонита, мраморов, яшм, родонита.

В местах, где чехол платформ был вовлечен в процессы отраженной или автономной тектоно-магматической активизации, формируются зоны прогрессивных гидротермальных воздействий, приводящих к образованию

рудоносных (Au, Ag, Cu, Zn, Pb, Mo) аргиллизитов, березитов, пропилитов. Здесь же формируются жильные рудоносные зоны с мало-мощными, но обычно обильными кварцевыми и карбонатными жилами.

III.4. ЗОНЫ ГЛУБИННЫХ МЕЖКРАТОННЫХ И ИНТРАКРАТОННЫХ РАЗЛОМОВ И ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Зоны глубинных межкратонных разломов, или шовные зоны, формируются на стыках крупных консолидированных структур как следствие их дифференцированных тектонических движений относительно друг друга. Примером может служить такая шовная зона между Алданским щитом и Становой складчатой областью.

Зоны глубинных интракратонных разломов возникали на стыках крупных геоблоков, на которые расчленена уже конкретная крупная геотектоническая структура. Они представляют собой результат отраженной или наложенной активизации жестких структур и являются наложенными. Эти структуры в большинстве являются составными элементами сложной структуры областей тектоно-магматической активизации (например, зоны разломов на Алданском, Балтийском, Украинском щитах; это же касается и других щитов [11, 45, 102 и др.]).

По зонам межкратонных и интракратонных разломов в течение длительного времени неоднократно происходили разнонаправленные вертикальные, реже менее значимые горизонтальные перемещения блоков относительно друг друга. Положение, размеры, ориентировка, морфология и строение зон определяются особенностями внутреннего строения самого кратона, а также его соотношения с другими, сопредельными с ним крупными геотектоническими структурами.

Межкратонные и интракратонные зоны разломов были заложены еще в докембрии по комплексам глубокометаморфизованных и гранитизированных пород щитов, срединных массивов, фундамента платформ и складчатых областей. Они продолжают свою деятельность в фанерозое, характеризуясь многоэтапностью, сложной петрологией и минерацией.

Протяженность этих зон варьирует от десятков до тысячи километров, ширина — от сотен метров до нескольких десятков километров. Строение зон

Контактово-метаморфогенные и гидротермально-метаморфические месторождения могут образовываться во всех указанных случаях.

сложное, фрагментарно-полосчатое, степень проявления дробления, диафтореза, гидротермального метаморфизма и метасоматоза (щелочного, кремнистого, карбонатного, серного) неравномерна и в определенной мере зависит от особенностей строения и состава преобразуемых пород.

Наиболее интенсивное дробление, переработка пород и проявление метасоматоза отмечаются в участках сочленения интракратонных блоков, особенно различных геотектонической природы и возраста. В целом характер диафтореза, гидротермального метаморфизма и метасоматоза в конкретных зонах по простиранию изменяется постепенно, вкрест простирания — степень преобразований обычно затухает от осевых частей к периферии.

Длительность и многоэтапность развития зон разломов, разнообразие их геотектонического положения и состава материнских пород обусловили широкое проявление разновозрастных метаморфогенных рудоносных диафторитов, гидротермалитов и метасоматитов многообразной формационной принадлежности и металлогенической специализации.

Определенную роль в локализации оруденения имеет характер преобразуемых толщ. Так, в зеленосланцевых диафторитах, развивающихся по амфибол-пироксеновым гнейсам, сланцам, амфиболитам, отмечается золоторудная минерализация, в кварцитах — пьезокварцевая, в кремнещелочных метасоматитах, развитых по относительно лейкократовым кремне-алюмо-щелочным гнейсам и гранитам — другого типа. В зонах разломов и в областях тектоно-магматической активизации редкометальные и редкоземельные щелочные полевошпатовые метасоматиты развиты в тех супракrustальных толщах, в которых содержания редких металлов и земель выше кларков. Примером рудоносных зон разломов могут служить структуры Украинского и Алданского щитов [11, 102 и др.].

Определяющая роль метаморфизма в формировании рудоносных диафоритов, гидротермалитов, метасоматитов, в образовании растворов явно глубинного и метеорного происхождения, а также автохтонный, аллохтонный, коровый или подкоровый характер источника рудного вещества, отсутствие прямой или косвенной связи с конкретными магматическими телами или предполагаемыми их очагами на глубине — все эти признаки однозначно указывают на то, что рудоносность указанных зон по своей природе является метаморфогенной.

Одной из интересных разновидностей зон межкратонных глубинных разломов являются зоны разломов, зоны смятия, узкие (первые десятки километров), но протяженные на сотни километров шовные или приразломные складчатоглыбовые структуры. Они приурочены к системе сближенных глубинных разломов длительного развития, разделяющих крупные разнородные геологические структуры [177]. Докембрийские комплексы, слагающие нижний структурный этаж (фундамент), являются полиметаморфическими: прогрессивный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм проявились до заложения зон смятия, регрессивные динамометаморфизм и гидротермальный метаморфизм, а также контактовый метаморфизм — в процессе развития этих зон. Широко развиты диафориты, сочетающиеся с блоками, реликтами, пластинами в различной степени измененных первичных пород. Метаморфогенное рудообразование здесь выразилось прежде всего в образовании гидротермально-метаморфических месторождений золота и полиметаллических руд, развитых в диафоритах в виде сложно построенных кварцевых и карбонатных жильных зон.

Зоны (области) сопряженной и автономной тектоно-магматической и металлогенической активизации, а также сводово-глыбовые области (зоны) формировались в стабилизированных, жестких структурах земной коры, преимущественно докембрийского возраста (такие, как фундамент платформ, щиты, складчатые системы обрамления платформ, срединные массивы, области завершенной складчатости) [87, 100, 143, 183, 184].

Образования тектоно-магматической активизации отмечаются уже в проте-

розое, заметно развиты они в рифее, наращивая свою активность среди докембрийских комплексов в фанерозое. Конкретные области (зоны) активизации, как правило, охватывают разнообразные по возрасту и геологическому строению докембрийские структуры (Украинский и Алданский щиты, Забайкалье, Монголия).

Процесс активизации выражается в формировании поднятий, прогибов, сводовых поднятий, глыбовых структур, широком развитии протяженных долгоживущих разрывных нарушений (зон разломов) глубинного заложения. Характерны неоднократные и сложные по составу и геологическим особенностям проявления интрузивного и эффузивного магматизма, а также обильная и разнообразная по происхождению, формированию, составу и структурному положению рудоносность.

Эндогенная минерация зон тектоно-магматической активизации относится к магматогенному и метаморфогенному классам, хотя нередко на конкретных месторождениях проявлены признаки обоих классов, т. е. в генетическом отношении все они являются промежуточными — метаморфогенно-магматогенными.

Зоны тектоно-магматической активизации характеризуются широко развитыми и разнообразными метаморфогенными месторождениями. Они являются продуктами ультраметаморфизма, сопровождаемого щелочным, кремнистым, галлоидным и другим метасоматозом, особенно на постгранитизационной стадии, диафореза, прогрессивного и регрессивного гидротермального метаморфизма. Широте и разнообразию проявлений метаморфизма способствуют дизъюнктивные деформации различного рода (сколы, дробление, милонитизация, катаклиз), обеспечивавшие проникновение высокоактивных флюидов (в том числе и рудоносных) в достаточно большие объемы кристаллических пород субстрата.

Тектоно-магматические зоны, простирающиеся на многие сотни и даже тысячи километров, характеризуются выдержанностью генетических видов этого типа метаморфогенных месторождений: кварц-полевошпатовых метасоматитов, альбититов, микроклинитов, грейзенов, скарнов, жильных зон, зон аргиллитизации, карбонатизации, сульфидизации, флюоритизации, несущих руды свинца, цинка, вольфрама, марганца, молиб-

дена, сурьмы, ртути, барита, флюорита, редких металлов и земель. Примером таких зон, специализированных в металлогеническом отношении, могут быть урановый и серебряный пояса Северной Америки, флюоритовые пояса Забайкалья, алданские месторождения.

Метаморфогенные месторождения в пределах конкретной структурной зоны имеют ряд общих структурных, петрологических, минералогических черт, а

также закономерную (последовательную) смену рудных и петрогенных компонентов и по простиранию зоны, и вкrest ее. В областях тектоно-магматической активизации в карбонатных толщах, особенно интракратонных впадин, формируются метаморфогенные стратиформные месторождения с наложенной минерализацией Pb, Zn, Cu, Sn, W, Ba, F как результат их гидротермального метаморфизма.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ДОКЕМБРИИ

Метаморфогенные месторождения занимают ведущее место в мировом балансе сырья, особенно это касается сидерофильных и халькофильных металлов. Типоморфны они прежде всего для докембрия щитов и платформ.

Разведанные в докембрийских щитах запасы железа, золота, урана, никеля, кобальта, меди, свинца, алюминия и редких металлов составляют от 25 до 65 % мировых запасов. При этом следует иметь в виду, что докембрийские щиты составляют всего лишь около 13 % площади континентов. Уже одно это свидетельствует об огромных масштабах метаморфогенного рудообразования в докембрии.

Изучение докембрийских метаморфогенных месторождений показало, что по условиям образования и закономерностям размещения они существенно отличаются от других групп эндогенных месторождений последующих металлогенических эпох. Эти особенности обусловлены такими факторами.

Значительной длительностью докембрия (около 3 млрд. лет) и неоднократной сменой геологических режимов (догеосинклинальных) — зарождением и развитием геосинклинальных зон, интенсивным накоплением вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных формаций, в которых формировались повышенные концентрации сидерофильных и халькофильных металлов вплоть до образования микрорудных фаций.

Формированием гидросферы и атмосферы, насыщенными кислородом, что обусловило образование и накопление в осадках оксидов и гидроксидов металлов, прежде всего железа.

Интенсивным планетарно проявленным процессом регионального метаморфизма и гранитизации, приведшим к формированию грандиозных, типоморфных только для докембрия метаморфогенных образований: 1) зеленокаменных поясов и трогов, окаймленных громадными массивами и куполами магматитов и анатектических гранитов (при активном замещении зеленокаменных пород мигматитов и гранитами); 2) трансрегиональных зональных метаморфических поясов с интенсивно проявленными процессами па-

лингенно-метасоматической гранитизации и пегматитизации в осевых частях поясов; 3) регионально-протяженных зон метаморфических (с палингенно-метасоматическими явлениями) диафторитов, наложенных на древние протоплатформенные породы гранулитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма; 4) вторичных концентраций металлов и различных генетических видов метаморфогенных месторождений.

Широким развитием древних кор выветривания и глубинных зон окисления (превышающих местами трехкилометровую глубину), вызвавших концентрацию рудогенных элементов. Образование гигантских геолого-структурных поясов, трогов и купольных структур под влиянием движения материковых плит.

Потоком тепловой энергии вследствие маломощной и мобильной коры Земли и интенсивной миграцией флюидов из подкоровых зон, приведших к накоплению большого количества рудогенных компонентов.

Направленностью развития земной коры в докембрии от нуклиарно-догеосинклинального к геосинклинальному, от вулканогенного к вулканогенно-осадочному и осадочному поро- и рудообразованию.

Особенности формирования земной коры в докембрии способствовали образованию полезных ископаемых и их размещению на докембрийских щитах и платформах.

С помощью теории метаморфогенного рудообразования при изучении эндогенных месторождений докембрия установлено, что подавляющее большинство эндогенных рудных месторождений на щитах и древних платформах образовалось под влиянием метаморфизма и ультраметаморфизма первично-осадочных и вулканогенных пород, содержащих повышенные исходные концентрации рудогенных элементов. В частности, при анализе железорудной формации УЩ выявлены новые рудные районы и месторождения и определены прогнозные запасы, а также перспективные ресурсы железорудного сырья [76].

Влияние основных факторов, составивших особенность геологического раз-

вития Земли в первые периоды ее жизни, позволило наметить такие закономерности размещения метаморфогенных месторождений на щитах и докембрийских платформах.

Подавляющее большинство всех рудных месторождений размещается среди метаморфических пород раннепротерозойского геосинклинального цикла геологического развития. Значительно, но заметно меньше насыщены месторождениями породы архейского догеосинклинального и верхнепротерозойского платформенного циклов (см. рис. 1). При этом для зеленосланцевой фации метаморфизма характерны метаморфизованные и в меньшей степени метаморфические месторождения, для амфиболитовой — метаморфизованные и метаморфические, для гранулитовой — ультраметаморфические и в меньшей степени метаморфизованные и метаморфические.

Наиболее рудоносными, особенно для метаморфогенных месторождений железа, марганца, меди, свинца, золота и других металлов, являются структурно-фациальные зоны преимущественно протерозойских кластогенных, хемогенных и вулканогенно-осадочных метаморфических пород, развившиеся из древних протогоеосинклиналей трогового типа.

Богатые железные руды, за редким исключением, образуются среди железисто-кремнистых пород, представленных миеогеосинклинальными очень мощными железисто-сланцевыми формациями типа криворожской в Советском Союзе или Сьюпириор в США. Подавляющее большинство этих месторождений размещено среди железисто-кремнистых пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, и значительно меньшая часть — в условиях амфиболитовой и тем более гранулитовой фаций. В этих же условиях образовались крупные и уникальные по запасам месторождения железистых кварцитов, которые в настоящее время являются для многих стран мира главной сырьевой базой для получения железорудного концентрата.

Железисто-кремнистые породы, представленные эвгеосинклинальными железисто-вулканогенными формациями типа верховцевской в Советском Союзе или Алгома в США, редко образуют месторождения богатых железных руд; месторождения же железистых кварцитов встречаются, но, как правило, они маломощны, небольшой протяженности и имеют ограниченные запасы.

Месторождения золота, полиметаллических руд, широко развиты в докембрии в полях распространения осадочных и осадочно-вулканогенных пород, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой, реже — амфиболитовой фаций.

Зоны сочленения тектонических плит выражены интенсивно смятыми, метасоматически измененными метаморфическими и гранитоидными породами. В них развиты альбититы, листвениты, березиты и другие метасоматические образования, с которыми пространственно и генетически связаны месторождения меди и полиметаллов.

Зоны развития основного вулканизма (преимущественно архейского), представленные метавулканитами и вулканогенно-осадочными

породами, характеризуются месторождениями меди, кобальта, железа и других металлов.

Тектоно-метасоматические зоны древней активизации, приуроченные к глубинным и протяженным разломам, свойственны многим месторождениям постультраметаморфического происхождения, и прежде всего месторождениям редкоземельных элементов.

Таким образом, видны такие принципиальные отличия металлогении щитов от металлогении подвижных зон фанерозоя: а) ведущая роль эндогенного рудообразования закономерно связана с накоплением металлов в вулканитах и осадках и последующей их концентрацией при метаморфизме и ультраметаморфизме; б) размещение месторождений находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород, интенсивности их метаморфизма и ультраметаморфизма; в) наиболее рудоносны сложноскладчатые метаморфические породы, и по мере усиления метаморфизма и гранитизации их металлоносность снижается. Эти особенности были обусловлены наличием маломощной и мобильной коры Земли, повышенными потоками тепловой энергии из подкоровых зон и особенностями состава атмосферы и гидросферы. В результате произошло грандиозное накопление больших масс рудных компонентов в докембрии, связанных с вулканизмом и седиментацией, не повторявшееся в таком виде в последующие геологические эпохи. Интенсивный метаморфизм и ультраметаморфизм первичных пород вызвали не сравнимое ни с какими другими геологическими процессами перемещение и концентрацию рудных элементов.

Итак, на специфику метаморфогенного рудообразования влияют два основных фактора: а) первичный состав пород, их металлогеническая специализация и б) последующее метаморфическое изменение — перекристаллизация, метасоматоз, гидротермальный перенос рудных и безрудных компонентов.

Для успешных поисков месторождений метаморфогенного типа необходимо тщательно изучать первичные особенности рудовмещающих пород, включая палеофациальные и палеогеохимические, а также все наложенные эндогенные процессы, прежде всего метаморфические.

Метаморфогенные месторождения — это полигенные, длительно формирующиеся геологические образования, сложные для изучения и оценки.

Весьма специфичны геотектонические условия формирования рудообразующих метаморфогенных растворов. При этом преобладает субгоризонтальное ориентированное сжатие, приводящее к выжиманию поровых вод в области пониженного давления и рудоотложения, т. е. в районы развития складок нагнетания. В областях поступления метаморфогенных растворов рудоотложение происходит в местах относительного растяжения пород — в зонах позднескладчатого расслабевания, повышенной трещиноватости и в межпластовых трещинах отслоения. В целом движение растворов происходит так же, как и подземных метеорных вод в структурах артезианского типа [43, 45].

Региональные факторы определяют тип и фациальные особенности метаморфизма, его флюидный режим, особенности развития и распространения и как следствие — фациальный тип возможных метаморфогенных (прежде всего, метаморфических и ультраметаморфических) месторождений, их масштабы и закономерности размещения. Фациальный тип метаморфизма в свою очередь определяется составом метаморфизируемых отложений (пород), *PT*-условиями метаморфизма, составом метаморфизирующих флюидов и терм.

Так, термодинамический метаморфизм подвижных зон в пределах складчатых поясов и щитов приводит к формированию метаморфогенных месторождений железных руд, титаномагнетита, апатита, редких земель, урана, мусковитоносных, керамических и редкометалльных пегматитов, типоморфных для амфиболитовой фации. Для сопряженных зон эпидот-амфиболитовой фации характерны хрусталеносные и «пустые» безрудные кварцевые жилы, различные метаморфизованные месторождения, зеленосланцевой фации — зоны золото-сульфидной вкрапленности и золотоносные кварцевые жилы, цеолитовой — свинцово-цинковое метаморфическое оруденение.

Мусковитоносные пегматиты во всех регионах (Мамском, Бирюсинском, Карельском, штате Бихар в Индии) присущи дистен-силлиманитовому типу метаморфизма, а редкометалльные — андалузит-силлиманитовому.

По периферии метаморфических поясов отмечаются метаморфические месторождения полиметаллических, золото-сурьмяных руд, ртути, и наконец, в

наименее измененных отложениях располагаются месторождения нефти и газа.

Для метаморфогенно-метасоматических процессов, развивающихся вдоль зон глубинных разломов, залеженных на кристаллическом сиалическом основании древних платформ, характерны регионально-протяженные зоны кремний-щелочных метасоматитов, сопровождающиеся редкоземельным и редкометалльным оруденением.

Для регионально развивающихся зон диафторитов зеленосланцевой фации и древних зеленосланцевых поясов фемического типа типоморфно золотое оруденение, представленное зонами золото-сульфидной вкрапленности и золотоносными кварцевыми жилами мало-сульфидной формации.

Области развития позднедокембрийских и более молодых метаморфических поясов и куполов регионально-контактового типа (Средняя Азия, Северо-Восток Советского Союза, Якутия, Дальний Восток, и др.) характеризуются наличием золото-редкометалльного оруденения, в том числе золото-шеллитового, золото-антимонитового и оловянного.

Поясам глаукофан-сланцевого метаморфизма свойственны метаморфизованные колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения и в ряде случаев — месторождения асбеста в метаморфизованных офиолитах.

В целом для подавляющего большинства месторождений метаморфического класса устанавливается четкая зависимость минерального состава руд и сопровождающих их метасоматитов от степени метаморфизма вмещающих пород, приводящего к металлогенической специализации этих комплексов.

Для каждой фации метаморфизма типоморфны свои метасоматиты: 1) для амфиболитовой — раннещелочные плагиоклазовые, плагиоклаз-микроклиновые и кварц-мусковитовые, сопровождающиеся развитием флогопитовых, мусковитовых, керамических пегматитов, а также редкометалльного и редкоземельного оруденения; 2) для эпидот-амфиболитовой фации — кислотное окварцевание и кварцевые жилы; они часто встречаются с редкометалльной минерализацией; 3) для зеленосланцевой — более щелочные углекисло-кальциевые метасоматиты березит-лиственитовой формации с сопутствующей золото-сульфидной и золото-кварцевой

минерализацией; 4) для цеолитовой — кварц-карбонатные и карбонатные жилы и зоны метасоматитов со свинцово-цинковой, ртутной, золото-серебряной, золото-сурьмяной, золото-серебро-полиметаллической и другой сопутствующей минерализацией.

Рудная минерализация метаморфического класса высокотемпературных метаморфических фаций характеризуется преимущественно литофильным оруденением, низкотемпературных фаций — халькофильным, среднетемпературных фаций — одновременно литофильным и халькофильным оруденением.

В метаморфизованных месторождениях зависимость состава оруденения от степени метаморфизма вмещающих пород выражена значительно слабее. Сидерофильное и халькофильное оруденение и, более того, месторождения одних и тех же металлов отмечаются как в высокотемпературных, так и в низкотемпературных зонах метаморфизма. Так, свинцово-цинковое оруденение колчеданного типа формируется в гранулитовой (Брокен-Хил) и зеленосланцевой (большинство месторождений) фациях. Однако существенные различия устанавливаются в минеральном составе и текстурно-структурных особенностях руд.

Показательно в этом отношении золото. В древних архейских и нижнепротерозойских метаморфизованных и метаморфических месторождениях прожилково-вкрапленных золото-колчеданных руд оно хотя и мелкое в основной массе, визуальное не наблюдаемое (в отличие от кварц-жильного типа), однако достаточно легко извлекается из руд. Степень метаморфизма таких руд, как правило, более высокая. В то же время в верхнедокембрийских и нижнепалеозойских месторождениях, которые в общем слабее регенерированы, золото нередко тонкодисперсное, трудноизвлекаемое. В палеозойских месторождениях оно, как правило, чрезвычайно тонкодисперсное.

Основные особенности метаморфогенного оруденения, определяющие закономерности его размещения и методику поисков, следующие:

контроль в размещении складчатыми и трещинно-складчатыми структурами складчатого этапа деформаций и скрытыми глубинными доскладчатыми (конседиментационными) и синскладчатыми зонами повышенной проницаемости, прежде всего узлами их сопряжений; пострудный возраст постсклад-

чатых интрузивов и разрывов; литолого-стратиграфический контроль (стратиформность) в локализации; избирательная приуроченность (для метаморфического класса) к определенным зонам и фациям метаморфизма; тесная зависимость минерального и химического состава, а также технологических свойств от степени метаморфизма и состава вмещающих пород; выдержанность рудных тел и минерализованных зон по простиранию (до 20 км и более) и на глубину (до 5 км и более); многоярусность (многоэтажность) в размещении отдельных рудных тел; преимущественно пластовая, пластообразная или пластово-секущая форма рудных зон, залежей и отдельных жил; устойчивые содержания полезных компонентов и относительно низкие коэффициенты вариаций этих содержаний; простой однокомпонентный или малокомпонентный состав рудных тел и повышенная зернистость (крупность) рудных минералов; частые постепенные переходы между боковыми «безрудными» вмещающими породами и рудными телами; прямая фациальная зональность в размещении продуктивных минеральных ассоциаций; более раннее образование относительно массивов и даек интрузивных магматических пород; пространственная приуроченность в региональном плане к гнейсовым, гранито-гнейсовым и метаморфическим поясам, регионально-протяженным зонам диафторитов и регрессивных метасоматитов, расположенных вдоль глубинных зон повышенной проницаемости; метаморфическая зональность в размещении минеральных ассоциаций (для метаморфических месторождений).

Метаморфогенные докембрийские месторождения развиты в различных геотектонических структурах, а наиболее широко — в пределах древних щитов, срединных массивов (Африканского, Канадского, Украинского, Алданского, Анабарского, Буреинского, Ханкайского) и их обрамлений.

Намечается эволюционная направленность в изменении интенсивности метаморфогенного оруденения: начиная от PR_1 по мере уменьшения возраста рудовмещающих толщ и геологических структур оно ослабевает на фоне увеличения роли плутогенного оруденения, сменяемого преимущественно вулканогенным в позднем мезозое и кайнозое.

Устанавливается эволюционная направленность в развитии генетических типов метаморфогенных месторождений: по мере перехода от древних отложений к более молодым роль автохтонных метаморфизованных месторождений ослабевает, а метаморфических аллохтонных — возрастает. Однако от нижнепротерозойских образований к архейским оруденение на большинство металлов (Fe, Cu, Pb, Zn) ослабевает, что сочетается с закономерным первичным накоплением металлов.

В метаморфогенных месторождениях концентрируется широкий комплекс полезных ископаемых. Наибольший удельный вес имеют метаморфические месторождения металлов группы железа — Fe, Cr, Ti, Mn, а также редких элементов. Среди метаморфизованных весьма важное значение, решающее для накопления цинка, свинца, меди, имеют колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения. Известны также крупные месторождения нерудного сырья — апатита, силлиманита, мусковита, брусита, талька, различных мраморов, флогопита, различных видов керамических пегматитов, дистена, графита.

Намечается слабо выраженная эволюционная направленность (на фоне циклического развития) в изменении элементного состава преобладающего оруденения по мере перехода от более древних металлогенических отложений к более молодым: углерод, а также элементы группы железа (Fe, Pt, Cr, Mn, V, Ti), наиболее типоморфные для отложений нижнего протерозоя, сменяются в верхнем протерозое редкоземельными элементами и сидеро-халькофильными (Cu, Fe + S + Pb, Zn), в венде — преимущественно халькофильными (Pb, Zn + S) при подчиненной роли сидеро-халькофильных, в том числе золота, в палеозое и мезозое — халькофильными (Pb, Zn, As, Sb) при подчиненной роли сидеро-халькофильных (Au, Fe) и появления литофильных (W, Sn).

Таким образом, наиболее энергоемкие минеральные образования постепенно сменяются менее энергоемкими на фоне уменьшения ионной плотности типоморфных элементов, увеличения их ионных радиусов и подвижности. Одновременно увеличиваются коэффициенты концентрации рудогенных элементов по мере перехода от древних металлогенических образований к более молодым. Прежде всего это заметно проявляется на Sb, Hg, Sn, W.

Устанавливается эволюционная направленность в изменении условий развития и характера выраженности рудогенерирующих типов метаморфизма: для архея типоморфен регионально-геотермический неконтрастно-зональный тип метаморфизма, сопровождающийся развитием крупных овалых мигматит-плутонов, для протерозоя — зональный метаморфизм и ультраметаморфизм зон глубинных разломов, для палеозоя и

мезозоя — зональный регионально-дислокационный и локально-купольный метаморфизм узлов пересечения зон глубинных разломов. Соответственно изменяются и закономерности пространственного размещения метаморфогенного оруденения.

В соответствии с изложенным при прогнозировании и поисках метаморфогенного оруденения целесообразна такая последовательность работ.

Общий региональный анализ геотектонических, геофизических и палеометаморфических особенностей исследуемого региона. Расчленение его на геотектонические блоки и региональные структуры с установлением перспективности на те или иные минеральные и генетические типы метаморфогенных месторождений исходя из возраста, состава, степени и типа метаморфизма слагающих пород.

Составление (или уточнение) карт метаморфической зональности для выделенных перспективных геоблоков. Масштаб карт 1 : 500000 или 1 : 200000 (в зависимости от размеров и степени изученности геотектонических блоков).

Разработка полей выделенных метаморфических фаций на перспективные и малоперспективные (на те или иные виды месторождений) исходя из состава пород и набора литофаций, степени их дислоцированности, характера складчатости, типа, ориентировки и интенсивности развития рудолокализирующих позднескладчатых разрывов и зон расщепления. Основные рудолокализирующие структуры — складки нагнетания, рассеченные продольными и диагональными позднескладчатыми зонами расщепления, зоны расщепления и повышенных пликтивных дислокаций. Прежде всего это свойственно классу метаморфических месторождений.

Составление или уточнение для выделяющихся локальных площадей и участков детальных карт метаморфизма масштаба 1 : 200000 — 1 : 500000 или 1 : 25000 с обязательным выделением не только метаморфических фаций и субфаций, но и изоград основных типоморфных метаморфических минералов (биотита, граната, ставролита, дистена, силлиманита), в соответствии с положением которых изменяется минеральный состав метаморфогенных месторождений, прежде всего метаморфических.

Анализ характера и состава пород, слагающих разрезы выделенных локальных площадей и участков. Определение потенциально наиболее перспективных стратиграфических уровней и конкретных пород для локализации оруденения исходя из их первичного состава, общего строения разреза, степени метаморфизма и палеофациальных особенностей режима осадконакопления и интенсивности проявления конседиментационных эксгальционных, гидротермальных и (или) вулканогенных проявлений. При прочих равных условиях наиболее благоприятны локальные палеопрогреты, характеризующиеся значительным или интенсивным проявлением этих процессов с отложением сульфидов стратиформного типа.

Планирование полного комплекса поисковых работ масштаба 1 : 25000 — 1 : 10000 в пределах благоприятных в структурном, метаморфическом и литолого-стратиграфическом отношении участков, включая геофизические работы

В соответствии с изложенным полевыми наблюдениями и камеральными обобщениями должны охватывать следующие виды работ.

На этапе общегеологических съемок и поисков:

1) обстоятельное изучение осадочных, вулканогенных и магматических пород разреза для выделения потенциально наиболее перспективных частей разреза и конкретных литологических разновидностей — углеродистых, кремнисто-углеродистых, зеленокаменных, железистых, карбонатно-железистых; 2) выделение и тщательное картирование фаций метаморфизма, а в их пределах — последовательных зон метаморфизма, различающихся не только по составу типоморфных минералов, но и по размеру (зернистости) метаморфических новообразований; 3) картирование «осевых» зон метаморфизма, метаморфогенных куполов и купольных структур, установление (включая результаты геофизических наблюдений) возможной глубины залегания областей гранитизации и палингенеза с целью определения глубины эродированности метаморфогенных структур (поисков и куполов) и потенциально возможных фаций метаморфизма, минерально-морфологических типов оруденения; 4) картирование и детальное изучение

в пределах метаморфизованных пород глубинных «скрытых» зон повышенной проницаемости, а в их пределах — участков повышенной расщепленности, развития напряженной складчатости, регрессивных метасоматитов и диафоритов; 5) тщательное картирование (прежде всего в сфере влияния глубинных зон, повышенной проницаемости) линейных зон напряженных пликтивных дислокаций, а в их пределах — флексуриобразных изгибов и различных осложнений, фиксирующих собой узлы сочленения глубинных зон повышенной проницаемости и метасоматоза — наиболее благоприятные места для локализации оруденения.

На этапе поисков и поисково-оценочных работ:

1) концентрация поисков в пределах потенциально благоприятных зон метаморфизма, а в их составе — в пределах благоприятных структур и литокомплексов; 2) детальное картирование складчатых структур (в масштабе 1 : 10000—1 : 20000), прежде всего участков наиболее интенсивных пликтивных дислокаций на фоне усложненных флексуриобразных изгибов и смен мест простирания осей складок; 3) бурение структурно-поисковых скважин по профилям в пределах благоприятных структур, характеризующихся развитием соответствующих метасоматитов, с обязательным пересечением всех благоприятных литокомплексов и пачек; 4) геохимическое изучение и опробование керна скважин с отбором большого количества проб, в том числе и из участков визуально слабоминерализованных.

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение метаморфогенных месторождений показало, что при образовании ультраметаморфических, метаморфических и метаморфизованных месторождений существенную роль играли структурные факторы.

На основании большого фактического материала, полученного при изучении метаморфогенных месторождений, установлены четыре способа рудообразования [11]: выполнение полостей — трещин и пор рудным материалом, метасоматическое замещение нерудной части породы рудными минералами, вынос безрудных компонентов, перекристаллизация.

Выполнение полостей — трещин и пор рудным материалом происходило вследствие нарушения равновесия растворенных веществ в растворе, что приводило к взаимной реакции и образованию нерастворимых в этих условиях рудных минералов. Причиной такого явления обычно бывает охлаждение раствора и изменение флюидного давления в системе, что вызывает химическое взаимодействие растворенных веществ. Этот тип рудообразования характерен для метаморфических месторождений, относительно редко встречается среди ультраметаморфических и не типичен для метаморфизованных.

Метасоматическое замещение нерудной части пород рудными минералами характерно для большинства разновидностей метаморфогенных месторождений. Рудоотложение при этом происходит вследствие ионных реакций обменного разложения между минералами породы и раствором, которые вызываются нарушением равновесного состояния раствора и породы в связи с изменением температуры и давления при фильтрации и диффузии раствора через породы и активной реакцией растворенных веществ с компонентами породы.

Вынос безрудных компонентов осуществляется в условиях пластического сжатия; он сопровождается сближением рудных минералов, что и приводит к превращению породы в руду. Это широко распространенный процесс образования метаморфических железных руд среди полосчатых роговиков и джеспилитов. Сущность его заключается в том, что щелочными водами растворяется кварц и выносится кремнезем, разрушаются частично или полностью прослойки, сложенные кварцем, а остающиеся рудные прослойки образуют богатую руду. Этот процесс происходит в зонах тектонического сжатия, вызывающего усадку материала породы, образование плочатости и кристаллизацию первичной породы [4].

Перекристаллизация исходного материала породы, подвергавшейся метаморфизму, в некоторых случаях приводит к образованию полезного ископаемого. Так, при перекристаллизации железисто-кремнистого осадка (смеси водных соединений железа и кремнезема) образовывались магнетитовые кварциты и джеспилиты — железная руда, из глинистого сланца, богатого алюминием, — кианитовые породы, являющиеся рудой на алюминий, из карбонатного осадка — мраморы.

Во всех указанных случаях метаморфические активные растворы принимали непосредственное участие в химических реакциях и в благоприятных тектоно-физических и химических условиях способствовали рудообразованию. Зачастую они доставляли к местам рудоотложения огромные количества металлов — десятки и сотни миллионов, а иногда и миллиарды тонн. Такую огромную работу растворы могли совершать только при процессах, обуславливающих благоприятные условия для выноса элементов или рудоотложения в

течение длительного времени. В образовании метаморфогенных месторождений особенно велика роль процессов тектогенеза, приводящих к формированию рудопродвигательных, рудораспределительных и рудовмещающих структур, которые возникали как до процесса рудообразования, так и в ходе его (синрудная тектоника).

Исследования пород, подвергавшихся тектоническому воздействию, показали, что их проницаемость в ходе тектонической подготовки, заключающейся в образовании сети трещин и пор, увеличивается в десятки и первые сотни раз в зависимости от степени катаклаза [11].

Как известно, большая часть метаморфогенных месторождений формировалась в структурах докембрийского возраста. Кратко остановимся на эволюции тектонических режимов докембрия, определявших характер рудоносных структур и их металлогенический облик.

Под тектоническим режимом понимается «совокупность тектонических движений, проявляющихся во взаимодействии с другими геологическими процессами на определенном участке земной коры и в определенный отрезок времени, под воздействием которых формируется тектонический режим и свойственная ему структура» [150]. Тектонические режимы, обуславливающие формирование того или иного блока земной коры, могут быть восстановлены по характеру структуры региона и слагающих его формаций горных пород.

В последнее время геология и металлогения докембрия, в том числе реконструкция докембрийских тектонических режимов, освещались многими исследователями [13, 34, 37, 39, 89, 135, 162, 169, 260 и др.]. Несмотря на различия во взглядах, большинство авторов считают, что на протяжении всей истории развития докембрия происходила смена тектонических режимов, обусловившая возникновение складчатых и разрывных структур, и образование различных геологических и рудных формаций.

По нашему мнению, можно выделить следующие тектонические режимы, обусловившие формирование докембрийской земной коры: прогеосинклинальный, протогеосинклинальный, протоактивизации и платформенный, проявившиеся соответственно в архее, первой и второй половинах раннего протерозоя и позднем протерозое.

Архейский период развития Земли резко отличается от последующих, что наложило отпечаток на характер архейских структур, геологических формаций, а также месторождений полезных ископаемых.

Широко распространена гипотеза о том, что для архейского времени был характерен повышенный тепловой режим Земли, обусловивший мощный и равномерно распределяющийся по поверхности Земли приток энергии, образующейся в земной коре в процессе радиоактивного распада ^{235}U , ^{40}K и других излучателей.

Как показывает изучение складчатых структур в пределах щитов, в архее формировались преимущественно куполообразные и валлообразные тектонические формы, сравнительно равномерно размещающиеся на больших площадях. Многие исследователи одной из характерных черт тектоники архейского времени считают отсутствие региональных зон глубинных разломов, а также слабую выраженность перерывов и угловых несогласий. Первичные моря, в которых накапливались осадки архейского возраста, были мелководными, с большим количеством островов, а рельеф суши сравнительно плоским. Повышенный тепловой режим в архее обуславливал повсеместное развитие процессов ультраметаморфизма, приводящих к переработке осадочных и вулканогенных пород и образованию широких полей магматитов, а также связанных с ними автохтонных гранитов, содержащих останцы метаморфизованных осадочно-вулканогенных пород преимущественно амфиболитовой фации метаморфизма.

В последнее время ряд исследователей [89], обобщив материалы зарубежных авторов по районам развития докембрийских пород Канады, Австралии, юга Африки и других районов, выделили в качестве характерных для архейского времени образований «архейские кратоны», внутри которых различаются зеленокаменные пояса и поля гранито-гнейсов. Под архейскими кратонами при этом понимаются нижнедокембрийские структуры, консолидированные до протерозоя [89]. Такая трактовка термина «архейский кратон», с нашей точки зрения, не дает возможности определить, какими конкретными геологическими структурами определяются области развития кратонов и как установить их

границы. Включение в состав кратонов зеленокаменных поясов, имеющих часто линейный характер и образовавшихся позже полей гранито-гнейсов, также недостаточно обосновано с точки зрения выделения определенных структурных элементов земной коры, образование которых можно было бы связать с проявлением определенного тектонического режима.

Выделение «архейских кратонов» в качестве самостоятельных образований может быть оправдано лишь тем, что в их пределах в зонах развития зеленокаменных поясов установлены крупные месторождения медно-никелевых руд позднеархейского возраста ($2,8 \pm 1$ млрд. лет). Д. Гровс [62] считает, что развитие в пределах этих поясов медно-никеленосные вулканы на всех континентах связаны с рифтогенными структурами. Вполне возможно, что эти линейно ориентированные структурно-формационные зоны являются геосинклинальными образованиями, формирование которых началось в конце позднего архея и на рубеже архея и протерозоя.

Кроме медно-никелевых месторождений с архейским этапом развития Земли связано образование в пределах зеленокаменных поясов метаморфогенных месторождений золота, колчеданных руд, содержащих медь, цинк, серебро, и железистых кварцитов. Последние в пределах Украинского щита и других регионов размещаются не только в зонах развития зеленокаменных поясов. Они распространены также в толщах гнейсов (корсак-шовкайская, бугско-днестровская серии).

В раннепротерозойский период развития Земли после уменьшения в земной коре наиболее интенсивных излучателей в результате их распада приток энергии из земной коры уменьшился. Это уменьшение, которое, по расчетам А. И. Тугаринова [161], произошло в период от 2,5 до 2,0 млрд. лет, привело к изменению тектонического режима Земли. В это время преобладающими становятся линейно ориентированные структурно-формационные зоны, образующиеся вдоль глубинных разломов и разделяющиеся между собой менее подвижными областями, т. е. происходит дифференциация земной коры на платформенные участки и прогибы геосинклинального типа, приближающиеся по характеру к геосинклиналиям фанерозоя.

Повсеместное развитие процессов ультраметаморфизма и образование обширных полей мигматитов сменяются преимущественным формированием тел гранитоидов вдоль зон глубинных разломов или в межразломных линейно ориентированных зонах; доминирующим становится метаморфизм, формировавшийся в условиях амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Одним из крупнейших событий того периода является формирование кор выветривания, мощных пластов золото- и ураноносных конгломератов и пород джеспилитовой формации. Следует отметить, что во всех районах развития толщ конгломератов (Блайнд-Ривер, Витватерсранд) они размещаются в тех же прогибах, что и породы джеспилитовой формации, являясь членами определенного формационного ряда [134, 192 и др.].

Ч. Б. Борукаев [39], проведя формационный анализ и рассмотрев характер и интенсивность складчатости многих районов развития протерозойских толщ, вмещающих конгломераты, джеспилиты и вулканогенные породы (Западная и Северная Австралия, Канадский щит, Южная Африка), пришел к выводу о принадлежности их к геосинклинальным нескладчатым и складчатым комплексам.

Первая половина раннего протерозоя является одной из наиболее продуктивных металлогенических эпох. В этот период в пределах протогеосинклинальных поясов в процессе седиментации, подводного вулканизма и метаморфизма формировались метаморфические месторождения богатых железных руд саксаганского типа, свинца, цинка, меди; метаморфизованные месторождения железа типа железистых кварцитов (Криворожско-Кременчугская зона и др.), золота и урана в толщах конгломератов (Блайнд-Ривер, Витватерсранд, в Южной Африке), меди (район Катанги и др.), марганца (Индия, Австралия) и др.

Вторая половина раннепротерозойского этапа характеризуется развитием процессов протоактивизации. Это выразилось в проявлении тектонических глыбовых движений, обусловивших возникновение зон разломов различной глубинности; формировании сводово-глыбовых структур на консолидированных в предшествующий период геоструктурных сооружениях (платформах, геосин-

клиналях, срединных массивах); образовании вдоль некоторой части глубинных разломов наложенных прогибов, выполненных осадочно-вулканогенными отложениями; внедрении внегеосинклинальных массивов гранитоидов, развитии щелочных пород и проявлении наземного вулканизма, преимущественно по сети глубинных разломов. С этим этапом связано образование ультраметаморфических месторождений ураноносных натриевых метасоматитов, урана «пятиэлементной» формации, меди и урана (Сингхбхум), тантала, ниобия, бериллия.

Позднепротерозойский этап в пределах щитов выразился в проявлении колебательных движений, приведших к образованию платформенного чехла, а также интенсивном развитии процессов тектоно-магматической активизации.

Тектоно-магматическая активизация обусловила формирование магматиче-

ских и постмагматических месторождений редких металлов, апатита, флогопита, алмазоносных кимберлитов, цветных металлов, золота, урана, флюорита.

Структуры, контролирующие размещение метаморфогенных месторождений, по масштабу и значимости можно разделить на региональные и локальные. К региональным относятся структуры, обуславливающие размещение металлогенических зон и областей, а также рудных зон и районов, к локальным — структуры рудных полей, месторождений, рудных залежей и определяющие распределение рудной минерализации в залежах.

На примере месторождений ряда полезных ископаемых рассмотрим структуры, контролирующие размещение оруденения ультраметаморфических, метаморфических и метаморфизованных месторождений, образовавшихся на различных этапах докембрия.

В.1. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Роль структурного фактора в локализации оруденения ультраметаморфических месторождений рассматривается на примере месторождений ураноносных натриевых метасоматитов, месторождений урана «пятиэлементной» формации и месторождений меди и урана Сингхбхумской рудной зоны.

Характерной чертой месторождений ураноносных натриевых метасоматитов является тесная связь уранового оруденения с альбититами. Наиболее распространенными урановыми минералами в рудах являются уранотитанаты и оксиды урана. По радиогеохронологическим данным, возрастной интервал формирования месторождений и рудопроявления этого типа 1700—1800 млн. лет.

Среди региональных структур, определяющих размещение рудных зон ураноносных натриевых метасоматитов, выделяются две группы: *складчатые структуры*, осложненные разрывными нарушениями, и *зоны разломов*.

Структуры первой группы представлены серией синклинальных и антиклинальных складок с крутым падением крыльев и погружением шарниров. Разрывные нарушения в большинстве случаев протягиваются согласно с направлением осевых плоскостей складок, ре-

же — секут их в различных направлениях.

Структуры второй группы представляют собой серии ветвящихся разрывных нарушений. В их пределах выделяются мощные основные ветви разломов, характеризующиеся значительной мощностью и протяженностью, и менее мощные ветви, оперяющие основные разломы или проходящие параллельно им. Большая часть разломов имеет крутое падение, часто согласное с падением вмещающих пород.

Среди тектонитов, составляющих разломы, выделяются катаклазиты, брекчии, какириты, милониты и тектонически рассланцованные породы, переходящие при синклинематической перекристаллизации в бластотектониты.

Урановорудные зоны, приурочивающиеся к разломам, установлены в районах оз. Атабаска в Канаде (рис. 3), Арьеплог-Арвидсъяур в Швеции и в других районах развития докембрийских отложений.

Среди структур, контролирующих размещение рудных полей в пределах рудных зон, можно выделить две группы — складчатые и разрывные. Среди первых выделяются два типа складок: сжатые синклинальные, осложненные

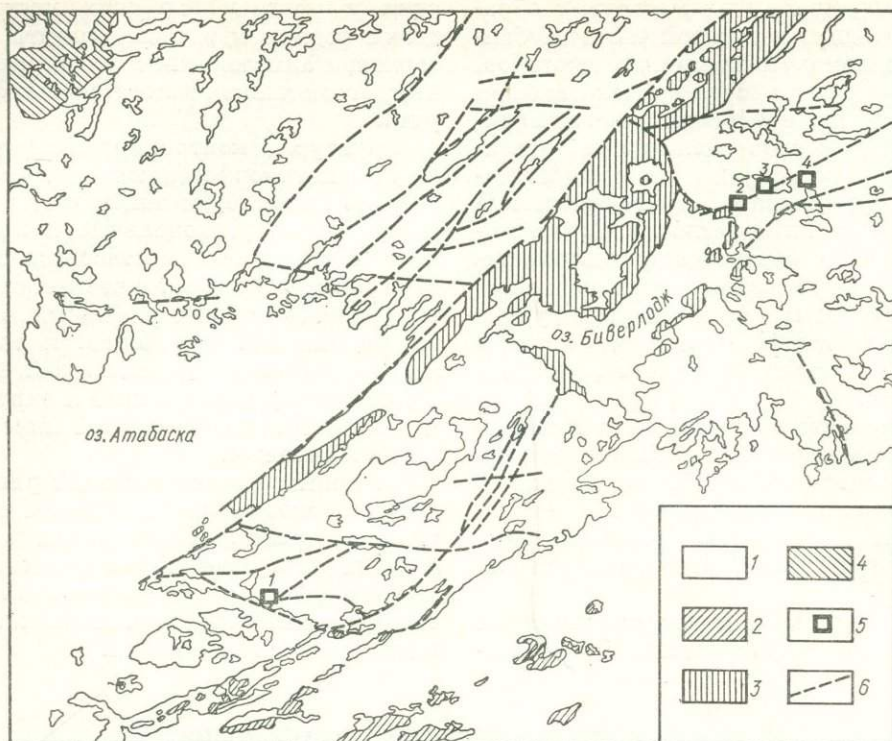


Рис. 3. Размещение месторождений в районе оз. Атабаска (по данным [194] с изменениями).

Породы: 1 — серии Тазин, 2 — серия Атабаска, 3 — формации Мартин, 4 — нижней части серии Атабаска, 5 — месторождения урановой смолки (цифры на карте: 1 — Гуннар, 2, 3 — Эйс и Фей, 4 — Верна), 6 — основные разломы

продольными и поперечными разрывными нарушениями, и открытые флексуорообразные, осложненные разрывными нарушениями и зонами брекчирования. Среди вторых также можно выделить два типа: сопряжения основных тектонических швов с оперяющими и разветвления разрывных нарушений в зонах разломов, осложненные поперечными дорудными нарушениями.

Месторождения и рудопроявления, находящиеся в пределах рудного поля первой группы, приурочиваются к участкам сочленения основного тектонического шва субмеридионального простирания с оперяющими его разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простирания, развивающимися в лежачем боку основной ветви зоны разломов.

Месторождения и рудопроявления, находящиеся в пределах рудного поля второй группы, приурочиваются к узлам сочленения и пересечения серии ветвящихся разломов, являющихся оперяющими по отношению к основному тектоническому шву или проходящими параллельно ему.

Форма и внутреннее строение рудных полей определяются не только характером структур, но и литологическими особенностями вмещающих пород.

Среди рудоконтролирующих структур месторождений первой группы (складчатых) можно выделить два типа:

- 1) замковые части и крылья круто погружающихся синклиналиальных складок, осложненные продольными поперечными разрывными нарушениями. В пределах одного из месторождений этого типа урановорудные зоны приурочиваются к центриклинальному замыканию синклиналиальной складки и ее крыльям. Большую роль в локализации оруденения здесь играют крупные разрывные нарушения, осложняющие складчатую структуру (рис. 4, а);
- 2) крылья открытых круто погружающихся складок, осложненные продольными и поперечными разрывными нарушениями.

Во второй группе структур, контролирующей размещение месторождений, можно выделить шесть типов.

Сопряжения основных разломов с оперяющими. Основной рудоконтролирующей

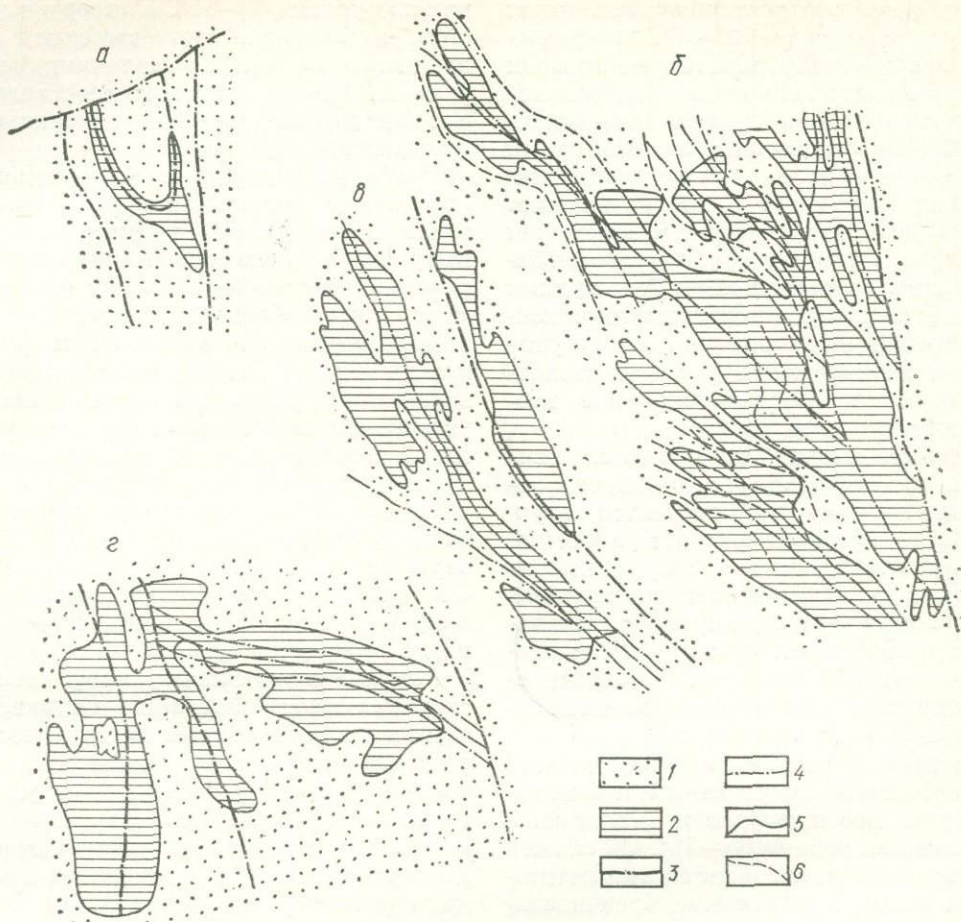


Рис. 4. Месторождения ураноносных натриевых метасоматитов:

1 — граниты, мигматиты, гнейсы, сланцы, кварциты докембрийского возраста, 2 — натриевые метасоматиты, 3 — главные разломы, 4 — оперяющие разрывы, 5 — контакты пород, 6 — флексурные изгибы

щей структурой одного из месторождений этого типа (рис. 4, б) является сопряжение крутопадающего на восток разлома с оперяющими его с запада разрывными нарушениями северо-западного простирания. На участке месторождения разлом образует дугообразный изгиб, обращенный выпуклостью в сторону месторождения. Структура месторождения осложнена синрудными флексурными изгибами пород.

В общем месторождение развито в клинообразном блоке пород, сжатом на юге и открывающемся к северо-западу. Разрывная структура месторождения как бы вписана в этот клин. Важной особенностью месторождений этого типа является залегание их в лежачих боках основных разломов.

Разветвления разрывных нарушений в зонах сложных разломов. Рудоконтролирующей структурой одного из месторождений этого типа является узел раз-

ветвления разрывных нарушений северо-западной и субмеридиональной систем, образующих в плане и разрезе вер, открытый на северо-запад и по восстанию. В плане основные разломы образуют дугу, обращенную выпуклостью на запад (рис. 4, в).

Восточный из рудоконтролирующих разломов залегает в висячем боку месторождения и состоит из серии кулисообразно расположенных тектонических швов, сложенных blastomylonitami, микробрекчиями и blastokataklazitami зеленосланцевой фации метаморфизма. Мощность слагающих разлом нарушений от первых метров до 10—30, азимут простирания от 325—330 на юге до 340—345° на севере месторождения, падение северо-восточное под углами 70—75°.

К восточному разлому примыкает ряд менее мощных разрывов различной протяженности, один из них протяжи-

вается через все месторождение, имеет азимут простирания $325-345^\circ$ и примыкает к восточному разлому на юге. Он сложен различными типами бластомилонитов и бластокатаклазитов зеленосланцевой фации метаморфизма. Восточный разлом — одна из главных рудоконтролирующих структур месторождения. Вдоль него (и в висячем, и в лежащем боках) локализовано крупное тело альбититов с рудными залежами. Тела рудных альбититов залегают субсогласно с контролирующими их разрывными нарушениями. Указанные тела имеют столбобразную, лентообразную, реже изометричную форму.

Субпараллельные разломы со смыкающимися их разрывами более высоких порядков. К этому типу относится структура месторождения (рис. 4, з), представленная сочленением субпараллельных зон Западного и Восточного разломов общего северо-западно-субмеридионального простирания, соединяющихся северо-западной субширотной флексуобразно изогнутой эшелонированной зоной разрывных нарушений.

Восточный разлом (ограничивающий месторождение с востока) имеет близмеридиональное простирание и восточное падение под углами $65-70^\circ$. Он сложен бластомилонитами, бластокатаклазитами, а также дробленными брекчиевидными породами и повсеместно сопровождается дайками габро-диабазов. Мощность основного шва разлома составляет $15-20$ м.

Западный разлом является наиболее мощной и выдержанной по простиранию рудоконтролирующей структурой месторождения, состоящей из двух основных крупных ветвей (мощностью от $5-10$ до $20-30$ м каждая), сложенных брекчиями по бластомилонитам, а также частично брекчированными бластомилонитами и микробрекчиями, обрамленными мощными полосами катаклазированных пород шириной до $100-300$ м. По простиранию основные швы не испытывают изгибов, падение разломов восточное, углы падения $50-60^\circ$. В центральной части месторождения хорошо проявлена смыкающая система разрывных нарушений Центрального разлома, состоящего из трех основных нарушений, сложенных бластомилонитами, микробрекчиями и бластокатаклазитами. В средней части этого разлома простирание разрывов близко к субширотному при северо-восточном паде-

нии под углами $45-55^\circ$. К северу и югу по мере сближения соответственно с Западным и Восточным разломами центральный разлом изменяет простирание с субширотного на субмеридиональное и примыкает к этим разломам.

Наибольшую роль в локализации оруденения сыграл Западный разлом; значительная часть рудных залежей приурочена также к зоне Центрального разлома. Рудные залежи, как правило, имеют пластообразную форму.

Пересечения ортогональных и диагональных разломов. Рудоконтролирующей структурой этого типа является установленное на одном из месторождений пересечение субширотного разлома, имеющего северное падение под углами $45-65^\circ$, с разломами северо-западного простирания ($300-340^\circ$) и северо-восточного падения (углы $15-40^\circ$). Основная часть урановорудных залежей приурочивается к разломам северо-западного простирания.

Единичные разрывные нарушения в зонах сложных разломов. Структуры этого типа установлены на двух месторождениях, рудные залежи которых контролируются разломами субмеридионального простирания. На одном из этих месторождений рудные залежи размещаются в плоскости основного разлома, состоящего из трех субпараллельных бластомилонитовых швов, имеющих близвертикальное падение, на втором — под углами $40-50^\circ$ к основному разлому.

Сочленение пологопадающих и крутопадающих разломов. Отличительной особенностью месторождений со структурами этого типа является наличие залежей, приурочивающихся к пологопадающим разломам, хотя большая часть залежей этих месторождений контролируется крутопадающими разломами.

На одном из таких месторождений мощный основной пологопадающий на северо-запад разлом (угол падения $30-40^\circ$) сложен бластомилонитами и оперяется уходящими от него на глубину крутопадающими маломощными субпараллельными тектоническими швами. Рудные залежи, приуроченные к крутопадающим оперениям, маломощные, лентообразной формы, протягиваются по падению на сотни метров. Однако по восстанию, по мере приближения к главному разлому, они расширяются и часто сливаются друг с другом, соединяясь с крупным пологозалегающим рудным

телом пластообразной формы, приуроченным к лежащему боку основного разлома.

Среди структур, определяющих локализацию рудных тел в пределах месторождений, также выделяются две группы: складчатые, характерные для месторождений, приуроченных к складчатым структурам, и разрывные, развитые как в пределах месторождений со складчатыми структурами, так и в пределах месторождений, контролируемых разрывными нарушениями.

Среди складчатых структур наиболее распространены дополнительные изгибы, осложняющие крылья синклинальных складок. Некоторую роль в локализации рудных тел играют мелкие флексурные складки. При образовании складок в породах развивались катаклазиты и мелкие трещины, благоприятные для движения растворов и отложения рудного вещества.

Среди разрывных структур можно выделить такие участки: сопряжения разрывных нарушений с оперяющими, пересечения разрывных нарушений различных направлений и отдельные разрывные нарушения в местах искривления.

Как правило, разрывные нарушения сопровождаются зонами развития катаклазитов, а в местах пересечения и сопряжения разрывных нарушений образуются крупные изометричные участки катаклазированных пород.

Рудные тела в большинстве случаев приурочиваются к блокам пород, находящихся между отдельными разрывными нарушениями; часть рудных тел размещается непосредственно в тектонитах основных тектонических швов. Немаловажное значение в размещении рудных тел имеют послонные разрывы, возникающие на крыльях синклинальных складок. Разрывные и складчатые структуры предопределяют морфологию и размеры рудных тел. Наиболее распространены изометричные, ленто- и линзообразные рудные залежи.

К структурам, обуславливающим локализацию и распределение рудной минерализации в залежах, относятся микроскладки, участки развития катаклазитов, брекчий, милонитов и расланцованных пород.

При изучении руд в образцах с помощью α -радиографий установлено, что урановая минерализация развивается преимущественно в катаклазитах, равномерно распределяясь в виде мелкой

вкрапленности; во многих случаях урановая минерализация приурочивается к милонитовым швам, брекчиям, зонам расланцевания и микроскладкам; иногда она развивается в зонах контактов апогранитовых и апогнейсовых альбититов.

При изучении руд с помощью α -радиографий шлифов отмечено, что основная часть урановых минералов концентрируется в темноцветных минералах альбититов (эгирине, рибеките, флогопите, хлорите). Урановые минералы развиваются на участках пересечения и сопряжения микротрещин, иногда приурочиваясь к межзерновым пространствам катаклазированных альбититов вместе с гематитом, карбонатом.

Основную часть рудных тел составляют вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, формирующиеся при преимущественном развитии метасоматических процессов.

Структуры, контролируемые размещением рассматриваемых ультраметаморфических месторождений, имели длительную историю развития. Они обусловили проникновение растворов, приводящих к предрудным метасоматическим изменениям пород. После образования натриевых метасоматитов возобновлялись тектонические движения, что сопровождалось подъемом рудоносных растворов и отложением в метасоматитах основной массы урановых руд. В период рудоотложения также возобновлялись тектонические движения с образованием синрудных структур (брекчии, микробрекчии, катаклаз, структуры будинаж).

Среди дорудных можно выделить рудоподводящие, рудораспределяющие и рудовмещающие структуры. Рудоподводящими служили тектонические швы зон разломов и зоны тектонического расчленения на крыльях складок, рудораспределяющими — оперяющие разрывные нарушения. В качестве рудовмещающих служили различные сочетания разрывных и складчатых структур, обуславливающих формирование участков пород с оптимальной для рудоотложения пористостью.

Характеризуемые месторождения обладают вертикальной структурной зональностью. Она выражается в увеличении степени тектонической переработки пород и мощности зон развития тектонитов в рудных частях месторождений по сравнению с надрудными и подрудными частями.

Вертикальный размах оруденения этих месторождений 900—1800 м. Глубина формирования месторождений от поверхности, существовавшей во время рудоотложения, могла быть, скорее всего, 2—5 км.

Вертикальный размах, глубина формирования месторождений, выклинивание и разветвление рудных тел на глубине во многом определялись характером и интенсивностью развития структур.

Примером ультраметаморфических месторождений урана «пятиэлементной» формации являются месторождения, находящиеся в пределах структурной провинции Бэр Канадского щита (район Большого Медвежьего озера). Региональной рудоконтролирующей структурой месторождений района Большого Медвежьего озера служит зона разломов Эльдорадо, представленная трещинами скалывания и разрывами северо-восточного и близкого к широтному простирания, с вертикальным или крутым падением на северо-запад.

Наиболее крупное месторождение Эльдорадо (Порт-Радий) находится на мысе Лабин Большого Медвежьего озера. Рудные зоны его приурочены к нижнепротерозойским породам группы Эхобей, разделяющейся на верхнюю толщу, сложенную слоистыми кварцитами и известково-кремнистыми сланцами, и нижнюю, состоящую из кремнистых сланцев и туфов. Основная часть рудных тел расположена в полосчатых и массивных кремнистых сланцах и кварцитах с прослоями туфов и известняков [94]. Простирание пород северо-восточное, падение юго-восточное под углом около 40°.

Рудные тела имеют форму жил и штокерков и приурочиваются к крутопадающим разрывным нарушениям, зонам брекчирования и трещиноватости, образующим ветвящиеся зоны разломов широтного и северо-восточного простирания. На глубину оруденение прослежено до 1500 м.

Урановая минерализация, возраст которой 1450 млн. лет, представлена настуромом в ассоциации с сульфидами, арсенидами, висмутом, серебром. Из жильных минералов преобладают кварц, карбонат, гематит и в меньшей степени хлорит. Жильные рудные тела образуют вытянутые вдоль разломов зоны с околорудными изменениями пород: аргиллитизацией, хлоритизацией, гематити-

зацией, сульфидизацией и обогащением апатитом.

По мнению Д. Кемпбелла [94], формирование настурана связано с изменениями давления при поступлении растворов в приоткрытые зоны разломов. В ходе минералообразования температуры растворов снижались. Это проявилось в смене высокотемпературной минеральной ассоциации (массивный кварц — молибденит — спекулярит) низкотемпературной (родохрозит — самородное серебро — гессит — аргентит — стромейрит — ялпаит [175]).

Геолого-структурные особенности месторождений «пятиэлементной» формации района Большого Медвежьего озера дают основание считать, что их образование происходило под влиянием растворов, поступавших из глубинных зон, где развивались процессы ультраметаморфизма, в верхние ярусы уже консолидированных супракристалльных пород и гранитоидов по зонам разломов.

В. И. Казанский, Н. П. Лаверов, А. И. Тугаринов [90] на основании анализа геологических и геохронологических данных пришли к выводу о связи формирования месторождения Эльдорадо с одним из поздних процессов протоактивизации.

Месторождения меди и урана Сингхбхумской рудной зоны размещаются в восточной части Индии в штате Бихар.

Региональной рудоконтролирующей структурой месторождений меди и урана является дугообразный надвиговый пояс Сингхбхум субширотного простирания; его протяженность более 100 км, ширина от 0,3 до 0,5 км.

В зависимости от пространственного размещения медной и урановой минерализации в пределах Сингхбхумского надвигового пояса выделяются три зоны: Центральная, Средняя и Внешняя. Крупные медные месторождения с подчиненным количеством урановых размещаются в Центральной и Средней зонах, а урановые — во Внешней в породах раннепротерозойского возраста, сложенных кварцевыми брекчиями и хлорит-серцитовыми сланцами [193].

В пределах Сингхбхумского пояса установлено около десяти месторождений урана, самым крупным является месторождение Джадугуда.

Урановое оруденение месторождения Джадугуда контролируется главным образом зонами дробления, милонитизации и нарушениями типа горизонталь-

ных смещений. Вмещающими породами являются биотит-хлоритовые сланцы, хлорит-биотит-кварц-апатит-магнетит-ильменит-турмалиновые породы, брекчированные конгломераты и кварциты. Отмечается альбитизация вмещающих пород.

Урановая минерализация возрастом 900—1000 млн. лет представлена уранинитом, который в виде вкрапленности и тонких прожилков встречается в хлорите, магнетите, кварце [216]. Установлены две фазы метасоматоза: в первую фазу шло образование апатита, магне-

тита, ильменита, уранинита, турмалина, во вторую — пирита, пирротина, пентландита, молибденита.

Минералы кобальта и никеля размещаются в трещинах скальвания в центральных частях урановых залежей; поздние сульфиды (халькопирит и др.) также приурочиваются к трещинам скальвания, находящимся южнее урановых залежей.

В целом формирование рудной минерализации месторождения Джадугуда связывается с тектонической активизацией, проходившей в несколько этапов.

В.2. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Немаловажную роль структурный фактор играл в образовании и размещении метаморфических рудных месторождений. В качестве примера приведем данные о структурах, контролирующих размещение месторождений богатых железных руд саксаганского типа и рудопроявлений урана медно-урановой формации в кварцито-сланцевых породах.

Месторождения богатых железных руд саксаганского типа размещаются в породах железисто-кремнистой формации раннепротерозойского возраста в пределах Криворожско-Кременчугской, Белоозерской металлогенических зон Украинской железорудной провинции, а также Курско-Белгородской и других рудных провинций мира.

В результате многолетнего всестороннего изучения месторождений этого типа выделены структуры, контролирующие размещение металлогенических зон, рудных полей, месторождений и рудных залежей и распределение рудной минерализации в залежах.

Металлогенические зоны чаще всего размещаются в линейно вытянутых на десятки и сотни километров синклиналиях, сложенных породами железисто-кремнистой формации. Представителем металлогенических зон такого типа является Криворожско-Кременчугская железорудная металлогеническая зона, протягивающаяся в субмеридиональном направлении через Украинский щит на расстояние более 200 км. В наиболее изученной части она представлена Криворожским синклиналием, выраженным серией крупных складок, осложненных складчатостью более высокого порядка и многочисленными разрывными нарушениями [23].

Рудные поля в пределах металлогенических зон контролируются узкими линейными синклиналиями, реже — антиклиналями, участвующими в строении синклиналиев. Так, выделенное в пределах Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны Саксаганское рудное поле представлено Саксаганской синклиналию и Саксаганской антиклиналью. Обе складки имеют север-северо-восточное простирание. Кроме того, они опрокинуты на восток-юго-восток, в результате чего осевые поверхности их падают на запад-северо-запад под углами от 34—45 до 80°. Общее крыло структур почти полностью уничтожено продольным, согласно падающим Саксаганским надвигом, и поэтому складки являются однокрыльями. Шарнир Саксаганской синклинали погружается в северном направлении на 12—22°. Вследствие этого ядро Саксаганской синклинали выходит на поверхность южнее рудника им. Дзержинского, на руднике им. Кирова оно опущено до 1000—1300 м, а на руднике им. Ленина находится на глубинах 5—6 км. Саксаганская антиклиналь протягивается от южной границы Кривого Рога до рудника им. Фрунзе, где скрывается под породами гданцевской свиты. На фоне общего субмеридионального простирания восточного крыла Саксаганской синклинали наблюдаются поперечные пологие изгибы или флексуры — результат наложения поперечной складчатости.

Структуры, контролирующие размещение месторождений богатых железных руд саксаганского типа, можно подразделить на три основных типа [6]: 1) крупные поперечные пологие и открытые складки, 2) флексуры, 3) зак-

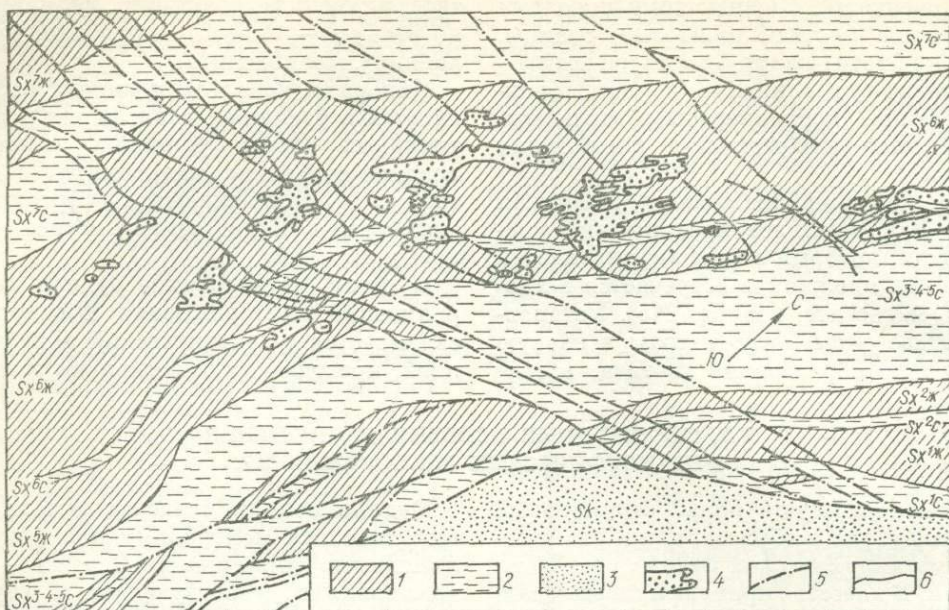


Рис. 5. Структурно-геологический план горизонта 825 м рудника им. В. И. Ленина. Горизонты саксаганской свиты (Sx): 1 — железистых кварцитов, 2 — сланцев, 3 — породы скел'ватской свиты (Sk), 4 — залежи богатых железных руд (мартитовых), 5 — разрывные нарушения, 6 — контакты пород

рытые продольные складки в шарнирных частях.

Примером рудоконтролирующих структур первых двух типов и являются поперечные пологие изгибы и флексуры, развитые в пределах Саксаганского рудного поля. Поперечными пологими складками контролируется оруденение на месторождениях рудников им. Коминтерна, им. Фрунзе, им. XX партсъезда, им. Розы Люксембург.

Так, в пределах месторождения рудника им. Розы Люксембург выделяются Северный и Южный рудные узлы, связанные с поперечными пологими складками. Размах крыльев поперечной складки, контролирующей размещение рудных залежей Северного рудного узла в породах V и VI железистых горизонтов саксаганской свиты, составляет 900—950 при амплитуде 30—40 м. Пологая поперечная складка, в пределах которой локализуется Южный рудный узел, имеет размах крыльев 230—280 и амплитуду 30—40 м.

Связь оруденения с крупным флексурным изгибом установлена на месторождении рудника им. Ленина (рис. 5). Изгиб охватывает все стратиграфические горизонты месторождения, в которых расположены рудные залежи. Углы падения пород южного и северного крыльев флексуры колеблются 52—60, а в пределах смыкающего крыла 68—80°.

Амплитуда между крыльями флексуры изменяется от 100 до 140 м.

Примером рудоконтролирующих структур третьего типа является структура месторождения рудника им. Дзержинского, которое находится в южной части Саксаганского рудного поля. Железные руды этого месторождения размещаются в породах четвертого, пятого железистых и четвертого, пятого сланцевых горизонтов саксаганской свиты криворожской серии и составляют одну крупную по размерам пластообразную залежь, приуроченную к шарнирной части Саксаганской синклинали. Азимут простирания залежи 12—18°, падение на северо-запад под углами 40—65° с погружением на север под углами 15—22°.

Основную роль в локализации оруденения играл шарнир Саксаганской синклинали, а также поперечные пологие антиклинальные и синклиналильные изгибы и структуры будинаж.

Рудные залежи богатых железных руд саксаганского типа контролируются многими типами структур.

Одними из основных рудоконтролирующих структур для рудных залежей, размещающихся в джеспилитах пятого железистого горизонта саксаганской свиты, являются поперечные пологие и открытые складки. Установлено, что среди пологих складок (шириной до сотен метров) большинство являются

брахискладками. Выявлена пространственная связь участков с повышенной мощностью руд с брахискладками, чем и объясняется периодичность изменения мощности руд в сложных по морфологии пластовых залежах. В структурном отношении брахискладки приурочиваются к пересечению шарниров пологих линейных складок, соизмеримых с ними по масштабу.

Рудоконтролирующими структурами для рудных залежей шестого железисто-го горизонта саксаганской свиты являются закрытые продольные складки, развитые на месторождении рудника им. XX партсъезда и других месторождениях Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны.

Часто рудоконтролирующими структурами отдельных рудных залежей служат флексуры, структуры будинаж и кинкбанды.

Распределение железа в пределах залежей, представленных рудными столбами и пластовыми телами, в основном обуславливается интенсивностью развития мелкой складчатости, формирование которой сопровождалось возникновением зон трещиноватости, плейчатости. Через эти зоны проходили растворы, выносившие кварц из джеспилитов и железистых кварцитов, что приводило к образованию из остающихся рудных прослоев богатых железных руд.

Рудопроявления урана медно-урановой формации (Австралия) приурочены к толще переслаивания кварц-серицитовых и кварц-биотитовых сланцев и кварцитов.

Основными рудоконтролирующими структурами их являются широкие поперечные складки, осложненные разрывными нарушениями и более мелкими складками. Разрывные нарушения представлены трещинами скальвания и структурами будинаж. По крупным трещинам скальвания отмечаются разрыв сплошности и перемещение разорванных блоков пород.

Оруденение встречается в виде линзо- и столбообразных крутопадающих залежей и гнезд, которые приурочены к зонам развития трещин скальвания, открытых мелких складок, мелкой трещиноватости и брекчирования пород. Максимумы оруденения в пределах за-

лежей отмечаются в участках самого интенсивного развития брекчий и мелкой трещиноватости, в пачках с наибольшим числом кварцевых прослоев.

Урановая минерализация чаще всего представлена мало мощными прожилками, а также содержится в цементе брекчий сланцево-кварцевых пород.

Из урановых минералов наиболее распространены настуран и настураноподобный минерал, урановая чернь; редко встречаются циппеит, бета-уранотил. Для верхних горизонтов установлены два парагенезиса минералов: 1) настуран — сидерит — пирит — марказит — халькопирит; 2) настураноподобный минерал — бета-уранотил (близкий к хлориту, ассоциирует с дисперсным гематитом). Для более глубоких горизонтов характерен следующий парагенезис: настуран и промежуточные разновидности между настураном и урановой чернью — гидроксиды железа и продукты их дегидратации (гематит, гетит) — пирит — марказит — халькопирит — ковеллин — анкерит — сидерит.

Рудные прожилки часто имеют кварц-гетит-настурановый состав. Настуран развит в виде сферолитов и четковидных образований, промежутки между которыми и трещины усыхания заполняют марказит, реже халькопирит.

Ряд рудопроявлений в виде сульфидно-настурановых прожилков проявлен в зоне контакта мартитовых и амфибол-магнетитовых кварцитов, а прожилково-вкрапленное оруденение — в мартитовых рудах.

С генетической точки зрения интересно рудопроявление, представленное карбонатно-сульфидно-настурановыми прожилками, расположенными в непосредственной близости от пласта ураносодержащих песчаников и конгломератов и карбонатно-тальковых пород.

Ограниченное развитие околорудных изменений пород и приведенные особенности урановой минерализации дают основание предполагать, что описываемые рудопроявления образовались за счет мобилизации рассеянной рудной минерализации из вмещающих пород (песчаников, конгломератов) при метаморфизме и переотложении ее в наиболее благоприятных в структурном и литологическом отношении участках,

У.З. СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТОМОРФИЗОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Роль структурного фактора в образовании метаморфизованных месторождений может быть рассмотрена на примере месторождений золото-урановой формации в конгломератах, месторождений бедных железных руд — железистых кварцитов, полиметаллических руд месторождения Брокен-Хилл, медных месторождений рудного пояса Заира и Замбии.

Месторождения золото-урановой формации в конгломератах встречаются во многих районах земного шара (Блайнд-Ривер в Канаде, Жакобина, Белу Оризонти в Бразилии, Витватерсранд в ЮАР, Наллагайн в Австралии). Для них характерны стратифицированные пластовые залежи, размещающиеся как в сложно построенных синклиналиях с крутым залеганием пород, так и в областях, характеризующихся простым строением и пологим залеганием пород. Характерные особенности месторождений этого типа рассмотрим на примере месторождений района Блайнд-Ривер, расположенного в южной части провинции Сьюпириор Канадского щита [128]. В пределах этой провинции развиты архейские породы типа Киватин, несогласно перекрытые протерозойскими породами серии Гурон. Последние составляют нижнюю часть отложений нижнего протерозоя Канадского щита.

Месторождения урана сосредоточены в трех зонах — Куэрк, Нордик и Пронто, приуроченных к крыльям синклинально-антиклинальной структуры субширотного простирания длиной около 50 км, сложенной породами серии Гурон

(рис. 6). Углы падения пород в различных частях этой структуры меняются от 5 до 50, шарнир погружается в западном направлении под углом 5°.

Урановое оруденение локализуется в пластах конгломератов, которые наиболее распространены в низах серии Гурон. Последняя сложена в основном метаркозами с пластами конгломератов, мощность ее 140—150 м; она увеличивается в участках углублений архейского фундамента и уменьшается на его выступах.

Урансодержащие пласты олигомиктовых конгломератов имеют мощность от нескольких сантиметров до 9 м и протяженность 3,2—4 км.

Рудный пласт конгломератов на месторождении Эллиот-Лейк залегает у основания серии Гурон, часто непосредственно на породах архейского основания [10]. Конгломераты рудного пласта состоят из галек жильного кварца и кварцита различной величины (до 5—6 см в поперечнике), сцементированных слюдисто-песчаным материалом; последний содержит значительное количество сульфидов, концентрирующихся вокруг кварцевых галек. Мощность рудного пласта 0,5—5 м, подстилается он кварцитами, перекрывается метапесчаниками. Рудные минералы (уранинит, браннерит) размещаются преимущественно вместе с сульфидами в цементе конгломератов. Они раскристаллизованы при метаморфизме, как и другие минералы цемента конгломератов.

Все это свидетельствует о первичном седиментационном накоплении урана в

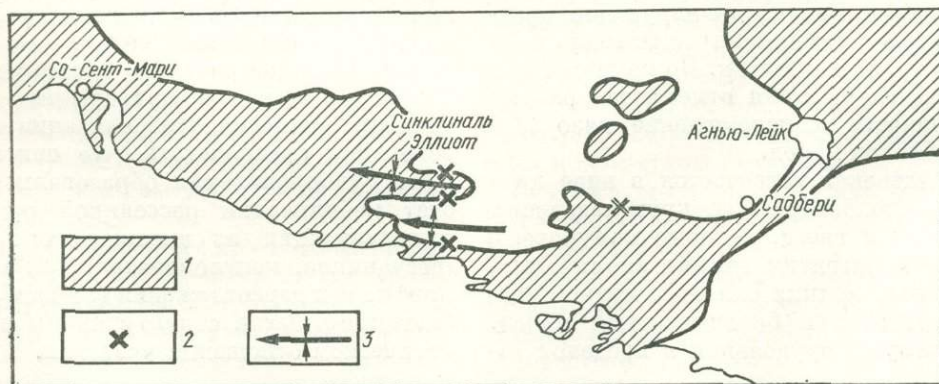


Рис. 6. Конгломераты северного берега оз. Гурон, район Блайнд-Ривер (по Робертсону [128]):

1 — Гуронская супергруппа, 2 — урановорудные районы, 3 — оси складчатых структур

последующим метаморфизмом и собирательной кристаллизацией сульфидов, оксидов и титанатов урана.

Бедные железные руды — железистые кварциты — широко развиты в пределах Криворожско-Кременчугской и других железорудных металлогенических зон Украинского и других щитов мира. Они сложены магнетитовыми (собственно магнетитовыми, силикат-магнетитовыми, гематит-магнетитовыми) и окисленными мартитовыми кварцитами, располагающимися в Криворожском бассейне и в других районах, как правило, между месторождениями богатых железных руд саксаганского типа.

По генетическим особенностям среди докембрийских железисто-кремнистых формаций мира, вмещающих месторождения железистых кварцитов, выделяются два главных типа: алгомский (вулканогенный), или верховцевский, в Советском Союзе, образовавшийся в эвгеосинклинальных областях, и тип озера Верхнего (осадочный), или криворожский, в Советском Союзе, характерный для миогеосинклинальных областей.

Железистые породы первого типа имеют малую мощность, прослеживаются на сотни метров, иногда первые километры, и редко пригодны для промышленного использования. Железистые породы второго типа протягиваются на десятки и сотни километров и образуют мощные, достигающие сотен метров горизонты, пригодные для отработки в качестве рядовых железных руд.

Превращение первичных осадков в современные железистые породы происходило под влиянием метаморфических процессов. При этом осадки полностью перекристаллизовались в условиях различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма, однако метаморфические изменения не нарушили первичных взаимоотношений пластов и прослоев.

По структурным особенностям на УЩ выделяются четыре типа месторождений железистых кварцитов [179]: 1) с общей синклинальной структурой (рис. 7), приуроченные к выходам замков линейных складок на поверхность кристаллических пород, 2) с общим моноклинальным залеганием железистых кварцитов, 3) связанные с брахискладками, 4) имеющие сложное блоковое строение, обусловленное интенсивным развитием разрывных нарушений на участках поперечных изгибов железорудных толщ.

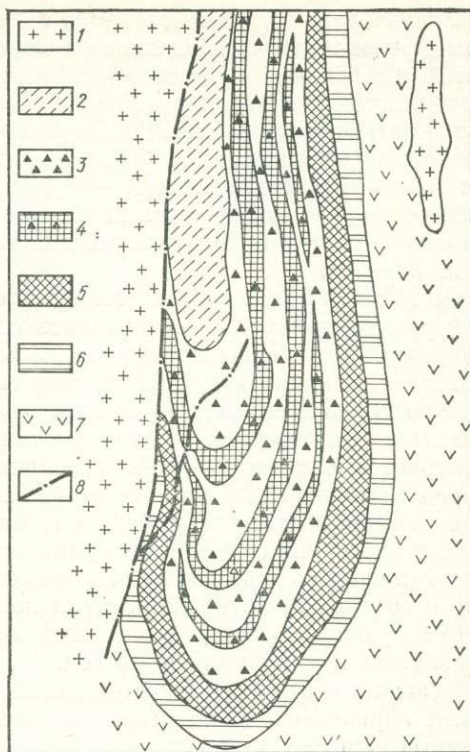


Рис. 7. Горишнеплавнинское железорудное месторождение (по материалам М. Н. Доброхотова и З. А. Крутиховской с изменениями):

1 — плагиограниты и мигматиты, 2 — сланцы, 3 — кварциты и сланцы крупнополосчатые магнетит-куммингтонитовые, 4 — то же, повышенной плотности и намагниченности, 5 — магнетитовые и железно-слодково-магнетитовые кварциты, 6 — сланцы филитовидные кварц-слодяные, гранат-хлоритовые; 7 — амфиболиты, 8 — разрывные нарушения

Месторождение полиметаллов Брокен-Хилл, расположенное в штате Новый Южный Уэльс в Австралии, приурочено к комплексу докембрийских пород Уильям. Рудовмещающие породы сложены гранито-гнейсами, амфиболитами, силлиманитовыми и кварц-полевошпат-гранат-биотитовыми гнейсами (гнейсы Потоси), полосчатыми железистыми кварцитами и породами так называемого жильного горизонта [68, 204].

Все рудные тела размещаются в породах жильного горизонта мощностью от 50 до 200 м. По простиранию месторождение имеет длину 7,3 км, ширину 250 м и вертикальную протяженность 850 м. В пределах месторождения установлены четыре залежи цинковых и две залежи свинцовых руд. Главные рудные минералы — галенит и сфалерит, второстепенные — пирротин, халькопирит, арсенопирит, леллингит, редко пирит, нерудные — кварц, кальцит, родонит, бустамит, гранат, полевые шпаты, флюорит, ганит.

Рудные тела залегают согласно с метаморфизованными вмещающими породами, имеющими первичное осадочное происхождение. Падение пород крутое, близкое к вертикальному. В поперечном сечении рудная зона имеет форму складки волочения, в продольном — аркообразную форму, погружаясь на флангах на северо-восток и северо-запад под углами 15—20°.

По мнению большинства исследователей рудные залежи формировались одновременно с толщами терригенно-хемогенных осадков и туфов. Рудное вещество могло поступать из мантии в результате деятельности вулканических центров, а частично — из вмещающих пород комплекса Уильям, содержащих повышенное количество свинца и цинка [68]. В последнем случае роль вулканизма заключалась в создании геотермического градиента, который вызывал конвективную циркуляцию метеорных погребенных или океанических вод.

Складчатые структуры месторождения были образованы после формирования рудных залежей в три стадии деформации; две первые сопровождалась метаморфизмом высоких ступеней (1700 млн. лет), третья характеризовалась проявлением ретроградного метаморфизма (500 млн. лет) и развитием сколовых нарушений.

Основная складчатая структура месторождения — антиклинальная складка Брокен-Хилл — была сформирована на второй стадии и усложнена конформными складками на третьей. Шарниры складок всех трех стадий погружаются в юго-западном направлении. Рудные тела размещаются в северо-западном крыле основной складки, в шарнире которой устанавливаются синметаморфические сколы.

Медные месторождения рудного пояса Заира и Замбии связаны с антиклиналью Кафуа, протягивающейся на 150 км в северо-западном направлении, к которой с севера и юга примыкают синклинальные структуры. Древнейшими породами района являются граниты, гнейсы, кристаллические сланцы, кварциты и конгломераты, составляющие две системы — Луфубу и Мува, относящиеся к архейским образованиям. На различных породах этих систем залегают мощная серия метаморфизованных песчаников, сланцев и карбонатных пород системы Катанга [116, 210, 217 и др.]. Последняя делится на

нижнюю — рудную серию Роан и верхнюю — серию Куцделунгу. Рудная серия сложена перемежающимися слоями аркозовых метапесчаников, сланцев и карбонатных пород с прослоями конгломератов. Преимущественно к нижней свите этой серии приурочены все крупные месторождения урана, меди, золота и платины. Породы системы Катанга сложены в серию складок северо-западного простирания, наклоненных к северу и осложненных разрывами, а иногда небольшими надвигами.

Руды тесно ассоциируют с породами определенного литологического состава: аргиллитами, загрязненными доломитами, конгломератами, граувакками, серицитовыми кварцитами и полевошпатовыми песчаниками. На разных месторождениях рудоносны различные породы, однако рудные тела всегда приурочены к самым нижним отложениям группы Нижний Роан. Главный рудный горизонт залегают на выступах пород основания — системы Луфубу или на подрудной толще Роан.

Рудные залежи имеют форму пластов, протягивающихся на сотни метров, пластообразную, уплощенных линз, залегающих согласно с вмещающими породами, и в меньшей степени секущих жил. Размещение рудных залежей в большинстве случаев не зависит от формы складок, иногда наблюдается увеличение мощности залежей во флексурных изгибах или в местах сложной складчатости.

Месторождение Чамбиши-Майн, расположенное в пределах рудного района Чамбиши-Нкана, приурочено к нижней части рудной формации, сложеной конгломератами, кварцитами, сланцами и доломитами. Рудный пласт залегают среди сланцев, имеющих тонкозернистую текстуру и состоящих из биотита, кварца и микроклина с небольшим количеством углистого вещества в хлорите. Рудное тело Майн расположено на крыле мульды Самбиши-Нкана, где общее моноклинальное залегание пород и рудного тела осложнено поперечными изгибами. В ядрах складок отмечается увеличение мощности рудных тел, они образуют значительные раздувы. Рудное тело Майн прослежено на глубину около 1000 и 1300—1500 м по простиранию. Мощность залежи обычно 5—10, местами до 20—25 м (рис. 8).

Сходными чертами обладают и другие месторождения рудного бассейна Роан-Муалиш: все они характеризуются при-

уроченностью рудного горизонта к основанию мульды, где развиты кластогенные породы.

В основном рудная минерализация на месторождениях Медного пояса Катанги и Замбии представлена вкраплениями минералов, причем крупность и количество вкрапленников обычно соответствуют степени раскристаллизации пород. В местах, где порода перекристаллизована и наблюдаются относительно крупные зерна кварца, биотита, хлорита и карбоната, рудные минералы образуют сростки, часто включающие нерудные минералы. По мере раскристаллизации вмещающей породы количество рудных сростков, стяжений и агрегатов увеличивается. Интенсивная перекристаллизация пород обычно приурочена к местам наложенной поперечной складчатости.

Существуют две гипотезы о генезисе руд Медного пояса: гидротермальная магматогенная и осадочно-метаморфическая. Большинство исследователей являются сторонниками второй.

Метаморфогенное образование руд Медного пояса Катанги и Замбии обосновывается рядом данных [11]. Главную роль в этом поясе играют осадочно-метаморфизованные месторождения, и лишь незначительную часть залежей, где рудные компоненты сконцентрированы вследствие метаморфической дифференциации, можно отнести к метаморфическим.

Итак, изложенные данные свидетельствуют о том, что при формировании метаморфогенных месторождений важную роль играли структуры различных масштабов и типов.

Четко прослеживаются отличия между региональными и локальными рудоконтролирующими структурами трех подклассов метаморфогенных месторождений (ультраметаморфических, метаморфических, метаморфизованных), что определяется в основном особенностями их образования.

Ультраметаморфические месторождения формировались при подъеме рудных растворов по разломам из глубинных зон земной коры, где развивались процессы ультраметаморфизма, и отложении рудной минерализации в структурных ловушках в верхних частях земной коры в консолидированных породах.

При образовании метаморфических месторождений рудные вещества в не-

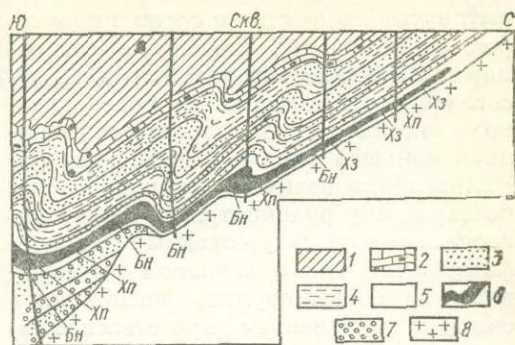


Рис. 8. Разрез месторождения Чамбишп-Майн (Медный пояс Замбии, рудный район Чамбиши-Нкана):

1 — песчано-тальковые сланцы, 2 — кремнистые доломиты, 3 — кварциты, 4 — аргиллиты, 5 — непродуктивные сланцы, 6 — рудное тело, 7 — конгломераты, 8 — граниты, Хэ — хальковин, Хп — халькоциприт, Бн — борнит

промышленных количествах концентрировались в основном в результате развития процессов седиментации и диагенеза, а затем при метаморфизме перераспределялись как рудные, так и безрудные компоненты внутри толщ и в складчатых структурах и субогласных разрывных нарушениях образовывались промышленные месторождения.

При образовании метаморфизованных месторождений рудная минерализация формировалась в процессе накопления и диагенетического преобразования осадков и продуктов вулканизма. При метаморфизме пород и руд происходило лишь частичное перераспределение рудных элементов внутри рудосодержащих пластов. Образование складок и разрывных нарушений усложняло общую структуру метаморфизованных месторождений без существенного изменения их масштабов.

Основными региональными рудоконтролирующими структурами для ультраметаморфических месторождений служили протяженные и глубоко проникающие разломы, характеризующиеся интенсивным развитием различных тектонитов. Меньшую роль играли крупные складчатые структуры типа синклинорий, осложненные разрывными нарушениями.

Рудоконтролирующие структуры этого подкласса месторождений возникали в связи с проявлением процессов протоактивизации во второй половине раннего протерозоя.

Региональными рудоконтролирующими структурами для метаморфических месторождений служили линейно

вытянутые на десятки и сотни километров синклиории, сложенные осадочными и вулканогенными породами, несогласно залегающими на более древних отложениях и характеризующимися меньшей степенью метаморфизма.

Метаморфизованные месторождения по характеру рудоконтролирующих региональных структур сходны с метаморфическими. Они в основном размещаются в синклиориях, возникших в связи с изменением протогеосинклинального режима в первую половину раннего протерозоя и в позднем протерозое.

Характер региональных рудоконтролирующих структур в значительной степени определял особенности локальных рудоконтролирующих структур метаморфических, ультраметаморфических и метаморфизованных месторождений.

Для ультраметаморфических месторождений основными локальными структурами являются различные сочетания разрывных нарушений, наиболее распространенных в зонах разломов, второстепенными — складчатые структуры, развитые в синклиориях.

Для метаморфических месторождений в качестве локальных рудоконтролирующих структур служили преимущественно различные типы складок, флексуры, структуры будинаж, кинкбанды, размещающиеся в синклиориях, меньшее значение имели разрывные нарушения.

При формировании и размещении метаморфизованных месторождений локальные структуры не играли существенной роли. Лишь в некоторых случаях они способствовали перемещению рудного вещества и созданию обогащенных участков.

РОЛЬ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ КУПОЛОВ В РАЗМЕЩЕНИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Гранито-гнейсовые и гнейсовые метаморфические пояса и купола — ярко выраженные производные метаморфизма и гранитизации. Оруденение и метасоматиты, тесно связанные с этими куполами и поясами, несомненно, имеют метаморфогенный генезис. Поэтому раскрытие условий образования и развития гранито-гнейсовых куполов, а также сопряженного с ними оруденения — ключ к пониманию метаморфогенного рудогенеза. Изучение условий становления и закономерностей размещения куполов приобретает, таким образом, важное металлогеническое значение. Разумеется, следует иметь в виду оруденение, связанное с формированием куполов.

Наложенное оруденение, часто избирательно приуроченное к куполам как к механически анизотропным, благоприятным для его локализации структурам, имеет иной генезис. Прежде всего это характерно для ртутного, уранового, редкоземельного, золото-серебряного, золотого и ртутно-вольфрамового оруденения. Характерна в ряде случаев наложенная флюоритовая минерализация. Отличительная особенность этих минеральных новообразований — пространственно-временная связь с наложенными по отношению к периоду метаморфизма и гранитизации тектоническими или тектоно-магматическими процессами активизации и глубинными разрывами.

VI. 1. ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВЫХ ПОЯСОВ И КУПОЛОВ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ХАРАКТЕР МЕТАМОРФОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Характеристике метаморфических поясов и куполов, в том числе гнейсовых и гранито-гнейсовых, как известно, посвящена обширная литература. Детально изучены условия их становления, развития и размещения. Анализируя эти условия, можно наметить ряд важных особенностей, позволяющих подойти к пониманию специфики метаморфогенного рудообразования.

Распространение метаморфических поясов и куполов. Гнейсовые и гранито-гнейсовые пояса и купола являются характерными геологическими образованиями земной коры. Они широко распространены в различных регионах Советского Союза и за рубежом, в пределах древних платформ и складчатых областей. Метаморфогенное оруденение, генетически связанное с метаморфическими поясами и куполами,

очевидно, также следует рассматривать как широко распространенное явление, в том числе и в слабо опойскованных регионах, где метаморфические пояса и купола выявлены и закартированы, а метаморфогенное оруденение еще не найдено.

Наиболее широко гранито-гнейсовые и мигматитовые купола (и вообще процессы гранитизации) проявлены в пределах древних щитов (Украинского, Балтийского, Канадского, Алданского, Анабарского) и в основании платформ. В пределах этих структур метаморфогенное оруденение наиболее распространено и представлено всеми тремя подклассами — метаморфизованным, метаморфическим и ультраметаморфическим.

Для складчатых геосинклинальных поясов типоморфны метаморфические пояса, вытянутые вдоль зон глубин-

ных разломов, содержащие гранито-гнейсовые купола в осевых зонах разломов, и в местах их пересечения. В таких геологических блоках метаморфогенное оруденение в целом проявлено слабее.

Возраст метаморфических поясов и куполов. Как показывают фактические данные, возраст метаморфических куполов и поясов, в том числе гнейсовых и гранито-гнейсовых, может быть самым различным: от архейского до кайнозойского. Ранее широко распространенные представления о постоянно древнем (докембрийском или палеозойском) возрасте гнейсовых или гранито-гнейсовых куполов (прежде всего их ядерных частей) оказались ошибочными.

Проведенные нами вместе с Ю. П. Цыпуковым, И. С. Неменманом и С. Г. Парадой исследования в Среднем Приамурье (на Дальнем Востоке) показали, что развитые здесь рудоконтролирующие метаморфические купола (Софийский, Афанасьевский, Кербинский, Нерченский), ранее считавшиеся древними, в действительности значительно моложе. Выходящие в их ядерных частях породы, сложенные кристаллическими сланцами и ранее относимые к раннему и среднему протерозою, представляют собой метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, возраст которых моложе — вендский, раннепалеозойский и, возможно, частично мезозойский.

Такого же возраста или еще моложе метаморфические купола центральной части о-ва Сахалин (Лангерийский район). Как показали выполненные нами наблюдения, в генетическом отношении и по характеру строения они аналогичны метаморфическим куполам Среднего Приамурья.

В Приморье, Якутии и на Северо-Востоке Советского Союза широко распространены мезозойские гнейсовые и гранито-гнейсовые купола, которые, по данным Е. П. Сапрыкина [136], М. А. Гельмана [52] и др., контролируют различные типы оруденения.

На Камчатке проявлен один из самых молодых, зональный, метаморфический пояс, характеризующийся развитием во внешней части пропилитоподобных образований. Выходящие в его осевой части древние породы повторно метаморфизованы и изменены.

Метаморфогенное оруденение, свя-

занное с метаморфическими куполами и поясами, очевидно, может быть также различного возраста: от самого древнего — архейского до самого молодого — альпийского.

Интенсивность развития метаморфических поясов и куполов. Хотя метаморфические пояса и купола формируются в различные геологические эпохи, однако интенсивность их образования, равно как форма и условия становления, в разные геологические эпохи были явно неодинаковыми. При прочих равных условиях интенсивность метаморфизма и гранитизации ослабевает по мере перехода от древних геотектонических эпох к более молодым на фоне роста общей мощности земной коры, ослабления температурного градиента и ювенильных флюидно-тепловых потоков. Интенсивность метаморфогенного оруденения также ослабевает в этом направлении.

Устанавливаются цикличность и прерывистость в развитии процессов метаморфизма, формировании куполов и метаморфогенного рудообразования. Периоды интенсивного куполообразования и гранитизации приходятся на позднеинверсионные этапы развития подвижных зон и складчатых поясов и разделяются между собой эпохами относительного покоя, отсутствия или весьма слабого развития метаморфогенных процессов. Основные периоды интенсивного метаморфизма, гранитизации и сопряженного с ними метаморфогенного рудообразования — архейский, раннепротерозойский и позднедокембрийско-вендский. Наиболее мощно эти процессы проявились в архее, слабее, но также весьма интенсивно — в позднем докембрии. Свидетельство тому — широкое развитие позднедокембрийских трансрегиональных поясов зонального метаморфизма и массовой гранитизации, содержащих громадные по своим размерам гранито-гнейсовые купола и массивы мигматитов. Соответственно основные эпохи метаморфогенного рудообразования — архейская, раннепротерозойская и позднедокембрийско-вендская.

Длительность образования метаморфических поясов и куполов. На основании геологических наблюдений, расчетных и экспериментальных данных можно сделать вывод, что период формирования метаморфических поясов и куполов, особенно гранито-гнейсовых и

мигматитовых, был весьма длительным — до 100 млн. лет и более. Градиенты давления и температуры были незначительными, на уровне общекорových в пределах зон повышенной мобильности и проницаемости. Эти процессы протекали длительно, непрерывно-прерывисто на фоне многократно проявляющихся тектонических импульсов и деформаций. Интрузивные магматические процессы и связанное с ними магматическое оруденение развивались значительно быстрее (миллионы — десятки миллионов лет). Таким образом, значительная длительность формирования, наличие разноплановых внутриминерализационных деформаций, сопровождавшихся многократно проявленными перекристаллизацией, неоминерализацией и регенерацией, — все это типоморфная особенность метаморфогенных месторождений. Подтверждением тому является наличие в них многочисленных генераций минералов, неконтрастность минерального и химического состава руд по отношению к составу вмещающих пород, отсутствие четких резких контактов, а также большие размеры и запасы рудных тел, тесная зависимость состава последних и минерализующих растворов от состава вмещающих толщ и т. д.

Магматогенное оруденение, формируясь в связи с более короткими по длительности интрузивно-магматическими системами и под влиянием сопровождающих их высокоградиентных термических полей, очевидно, должно быть иным, что и фиксируется в различных регионах.

Причины и условия развития метаморфических поясов и куполов. По современным геофизическим данным, участки, характеризующиеся наличием гранито-гнейсовых куполов и метаморфических поясов, имеют, как правило, пониженную мощность земной коры (25—35 км), а сопряженные с ними прогибы слабого метаморфизма — повышенную (40—55 км).

Под «корнями» гранито-гнейсовых куполов фиксируются поднятия мантии (астеносферного слоя), обусловленные ее разуплотнением и как следствие — «всплыванием». Такая область разуплотнения, совпадающая в общем с ареалом интенсивного развития гранито-гнейсовых и гранито-купольных структур, сложенных гранитными породами

мамско-оронского, баргузинского, тельманского и последующих комплексов, установлена, в частности, работами Института земной коры СО АН СССР (г. Иркутск) для Прибайкалья.

Характерна пространственно-временная сопряженность гранито-гнейсовых куполов и межкупольных прогибов, трогов, синклиналей или синклинориев, наблюдаемая в пределах различных регионов и структур. Особенно контрастно эта связь проявляется в пределах древних протоплатформенных образований, сложенных гранито-гнейсовыми куполами и сопровождающими зеленокаменными трогам и поясами.

Все это свидетельствует о том, что первопричина процессов метаморфизма и куполообразования — глубинная дифференциация и дегазация вещества мантии.

Вполне определенно устанавливается также, что рудогенерирующие гранито-гнейсовые купола и пояса располагаются в земной коре не беспорядочно, а отчетливо контролируются глубинными зонами повышенной проницаемости. В зависимости от конкретных условий последние могут быть проявлены в виде хорошо выраженных разрывов, «скрытых» секущих зон повышенной трещиноватости, систем линейно проявленных, кулисообразно расположенных отдельных разрывов, крупных выдержанных линеаментов и пр. Особенно отчетливо контролируется размещение куполов и метаморфических поясов глубинными разрывами в постархейских геоблоках, т. е. сформированных в условиях повышенной мощности и жесткости земной коры. Разломы, контролирующие метаморфические пояса и купола, нередко прослеживаются на сотни — тысячи километров и имеют, несомненно, глубинный характер заложения. Показательны в этом отношении золотосные «зеленосланцевые пояса» в протяженных разломах «зеленосланцевых трогов» Африки, Канады и Австралии. Характерны также зоны глубинных разломов среди древних кристаллических щитов, контролирующие развитие процессов палингено-метасоматической гранитизации, сопряженного с ними целочного метасоматоза, редкометалльного и редкоземельного оруденения, детально изученного на примере различных регионов Я. Н. Белевцевым, В. Б. Ковалем, В. И. Казанским, Б. И. Омеляненко,

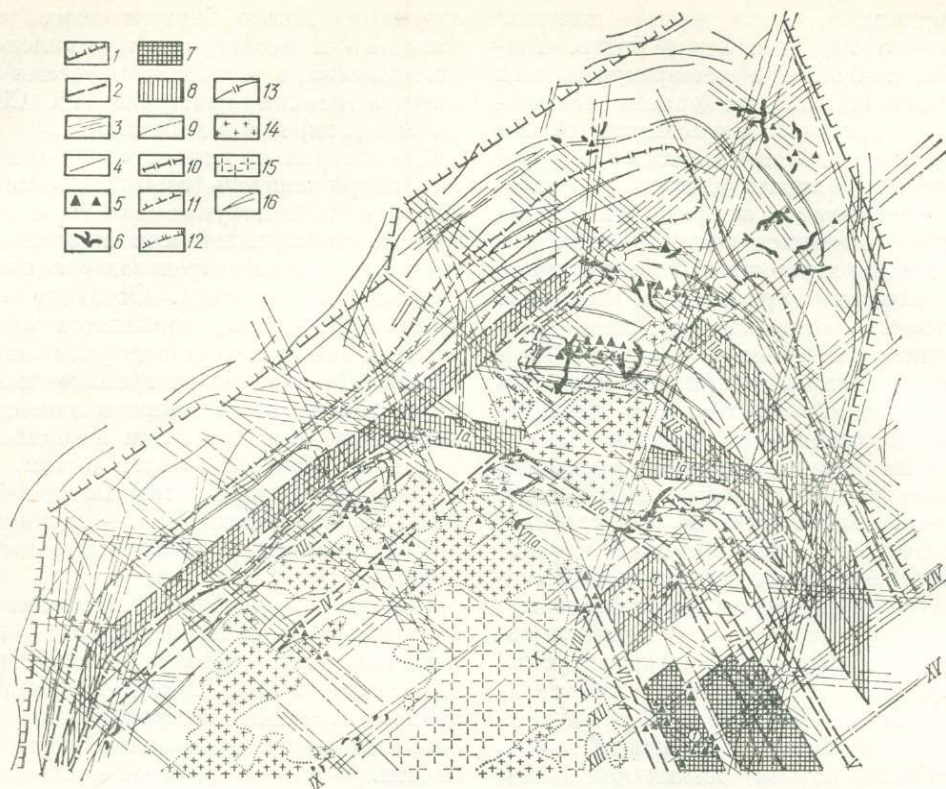


Рис. 9. Характерный пример пространственного соотношения зон разломов, докембрийских зональных метаморфических поясов и сульфидных типов оруденения:

1 — краевой шов платформы, 2 — глубинные разрывы, 3 — скрытые зоны повышенной проницаемости, 4 — отдельные разрывные нарушения, 5 — зоны кварц-жильной малосульфидной и прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализации, 6 — россыпи, 7 — выступы архейского (?) кристаллического фундамента, 8 — зоны гранитизации и пегматитизации, 9—13 — изограды метаморфизма: 9 — биотита, 10 — граната, 11 — ставролита, 12 — дистена, 13 — силлиманита; 14—15 — постметаморфические интрузивные граниты фаз: 14 — заключительной, 15 — ранней; 16 — осевые зоны складчатых структур

В. В. Архангельской, В. С. Кудриным, М. С. Скурским, М. П. Лобановым и многими другими исследователями.

Четко прослеживается влияние глубинных разломов на размещении позднедокембрийских метаморфических поясов и гранито-гнейсовых куполов, развивающихся в обрамлении древних платформ (рис. 9).

Глубинные разломы, входящие в систему краевых швов, прослеживаются на многие сотни километров, отчетливо контролируя развитие не только процессов метаморфизма и гранитизации, но и сопряженных с ними метасоматитов, пегматитов и рудных месторождений, в том числе золотых, свинцово-цинковых, редкометальных и редкоземельных [42, 48, 67].

В размещении архейских гранито-гнейсовых куполов определяющей роли разломов, как правило, не фиксируется. Многие исследователи отмечают их спонтанное развитие. Однако и

в этом случае в важной роли активных термоаномальных зон в распределении куполов не приходится сомневаться.

Области развития метаморфических поясов и куполов неизменно характеризуются повышенными значениями геотермического градиента (термоградиентными аномалиями) и повышенным содержанием флюидов. По общему мнению, гранито-гнейсовые купола и пояса — это области аномального развития земной коры и повышенного тепло-массообмена вследствие поступления глубинных (относительно уровня развития гранитизации) флюидов. Разломы и зоны повышенной проницаемости, контролирующее размещение куполов и поясов, являются коллекторами глубинных и коровых флюидов. Эти же разломы выступают в роли коллекторов (дренажных структур), где захороняются подземные, метаморфогенные, инфильтрационные воды и флюиды смешанного типа.

Многочисленными анализами различных исследователей установлено, что процессы гранитизации обусловлены не только локальной дифференциацией вещества гранитизируемых пород на литофильные гранитсоставляющие элементы и сидерофильные, уходящие в зоны базификации, но и существенным привносом в составе метаморфизирующих и гранитизирующих флюидов прежде всего кремния и щелочей. При этом наличие метасоматических процессов, приводящих к направленной миграции различных компонентов, в том числе CO_2 , H_2O и щелочей, устанавливается как в период гранитизации и палингенеза, так и на собственно прогрессивном этапе метаморфизма при формировании полифациальной метаморфической зональности. Отличие между изменениями пород на прогрессивном этапе метаморфизма и при процессах палингенно-метасоматической гранитизации состоит в интенсивности этих процессов: прогрессивный метаморфизм сопровождается очень слабо выраженными, а гранитизация — более выраженными метасоматическими явлениями и изменениями исходного химического состава пород. На примере конкретного детально изученного региона это было показано автором вместе с Г. М. Друговым и В. Н. Шаровым [47], а также в других работах [45], а в общетеоретическом плане — А. А. Маракушевым с соавторами [114, 115].

Для регрессивного этапа метаморфизма характерны существенно проявленные фациальные различные метасоматические преобразования пород (окварцевание, мусковитизация, сульфидизация, карбонатизация), контролируемые глубинными разрывами и генетически тесно сопряженные с прогрессивным этапом метаморфизма.

Устанавливается также привнос в составе глубинных метаморфизирующих флюидов различных газов, в том числе CO , CH_4 , H_2 , N_2 , CO_2 , C_2H_6 .

Все это вполне определенно указывает на то, что формирование метаморфических поясов и гранито-гнейсовых куполов происходит в условиях открытой системы при довольно заметной субвертикальной миграции компонентов. Поэтому процессы метаморфизма и куполообразования не могут быть изохимическими, хотя многие исследователи считают их таковыми и до сих пор. Естественно, степень открытости

системы незначительна. В связи с этим изменения химического состава, особенно на этапе прогрессивного метаморфизма, в абсолютном значении для ограниченного объема пород весьма незначительны (на уровне точности измерений и часто меньше природных дисперсий распределения элементов), однако их нельзя не принимать во внимание при металлогенических построениях, поскольку объемы вовлекаемых в эти процессы пород громадны. В этом одна из самых важных особенностей метаморфогенного рудогенеза.

Соотношение вертикальных скоростей миграции анатектического расплава, метаморфизирующих и гранитизирующих флюидов. Согласно наблюдениям в областях современной вулканической и гидротермальной деятельности, потоки глубинных флюидов и растворов существенно опережают внедрение магматических расплавов. Экспериментальными и расчетными данными также устанавливается аналогичная закономерность. Применительно к условиям формирования гнейсо-гранитных куполов, зарождающихся на глубинах 20—30 км, средняя вертикальная скорость миграции анатектического расплава (скорость увеличения вертикальной мощности очага) в восемь раз меньше, чем скорость протекания гравитационной дифференциации в расплаве и миграции флюидов, что было установлено А. С. Калининским по результатам математического моделирования, выполненного вместе с учеными Института геологии и геофизики СО АН СССР.

Таким образом, формированию анатектических гранитоидов и мигматитов в ядерных частях куполов и метаморфических поясах предшествует поступление мощного потока флюидов в переднюю часть гранито-метаморфической системы. Наличие этого потока не может не обеспечивать развитие регионально развивающихся процессов метасоматоза и метаморфогенного рудообразования, предшествующих интрузивному магматизму. Свидетельство тому — формирование метасоматитов и эндогенного оруденения в областях активной вулканической деятельности в условиях прогрессивного температурного режима, на фоне интрузивирования магматической колонны [46, 141]. Интрузивные магматические тела пересекают рудные тела и зоны метасоматитов, как и при метаморфогенном оруде-

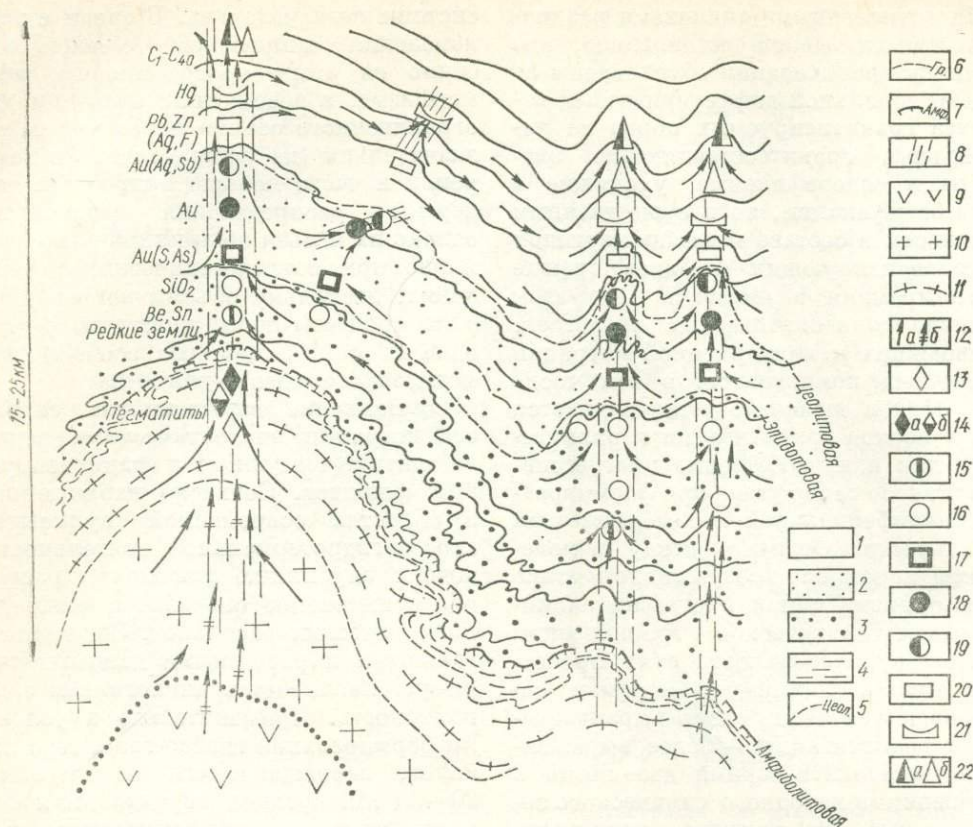


Рис. 10. Принципиальная схема формирования гранито-гнейсового купола и метаморфогенного оруденения:

1—4 — вмещающие породы, различные по степени метаморфизма, в том числе осадочные и магматические; 1 — неметаморфизованные, фаций; 2 — цеолитовой и зеленосланцевой, 3 — эпидот-амфиболитовой, 4 — амфиболитовой, 5—7 — границы метаморфических фаций: 5 — цеолитовой, 6 — эпидот-амфиболитовой, 7 — амфиболитовой; 8 — глубинные зоны повышенной проницаемости; 9—11 — магматические породы; 9 — основного состава (тыловая часть магматической колонны), 10 — гранитоиды биотитовые, роговообманковые, 11 — гранит-пегматиты, пегматиты, мигматиты; 12 — направления и пути миграции флюидов: а — глубинных, б — коровых (автохтонных); 13 — керамические пегматиты; 14 — слюдосные пегматиты (а — флогопитовые, б — мусковитовые); 15 — редкометальное оруденение; 16 — безрудные и хрусталеносные кварцевые жилы; золотое оруденение; 17 — прожилково-вкрапленное кварц-сульфидное с подчиненным кварц-жильным, 18 — преимущественно кварц-жильное; 19 — золото-серебряное оруденение; месторождения: 20 — свинцово-цинковые, 21 — ртутные, 22 — углеводородов (а — нефти, б — газа)

нении. По этой же причине «контактные роговики» во многих случаях отчетливо предшествуют, как впервые было показано Ф. Н. Шаховым, внедрению гранитного расплава.

Эволюция метасоматизма и гранитоидного магматизма в куполах. Интенсивность метаморфизма в метаморфических куполах и поясах быстро ослабевает по мере приближения к ядерным (для куполов) или осевым (для поясов) частям. При достаточно глубоком эрозионном срезе в них вскрываются мигматиты и автохтонные палингено-метасоматические граниты и пегматиты. Зачастую на этом процесс гранитизации ядерных частей куполов и поясов не заканчивается. Как хорошо показал Ф. А. Летников на примере Кокчетавской глыбы и других аналогичных структур

[110], дальнейшее эволюционное развитие анатексиса, обусловленное продолжением вертикальной миграции магматогенной колонны и поступлением гранитизирующих флюидов, приводит к массовому палингенезу с образованием сначала автохтонных, затем автохтонно-аллохтонных и, наконец, аллохтонных гранитоидов. Процесс развивается по схеме: гнейсовые пояса и купола перерождаются в гранито-гнейсовые и мигматит-гнейс-гранитовые, которые, в свою очередь, трансформируются в очагово-купольные и гранитно-купольные структуры. Последние иногда переходят в вулкано-купольные. В итоге во многих случаях (например, на Байкало-Патомском нагорье, Бурейнском, Охотском массивах, УЩ, Становике и др.) автохтонные и палин-

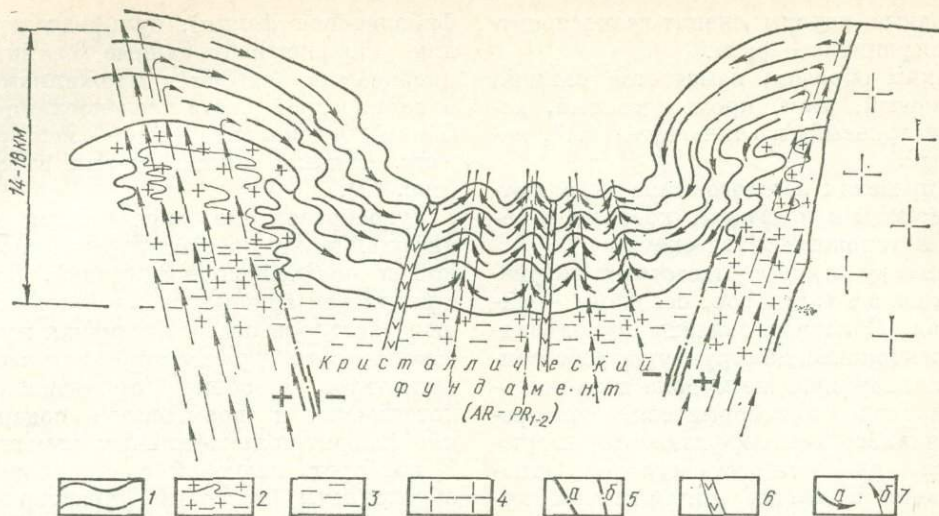


Рис. 11. Формирование системы купол — прогиб:

1 — метаморфизируемые толщи, 2 — мигматиты и палингено-метасоматические граниты, 3 — кристаллический фундамент, 4 — постмагматические интрузивные гранитоиды, 5 — разрывы: а — типа глубоких разломов, б — зоны повышенной проницаемости; 6 — основные магматические породы, 7 — направление движения флюидов: а — метаморфогенных коровых, б — глубинных

генно-метасоматические продукты гранитизации ассоциируют с интрузивными аллохтонными и даже вулканогенными. Передко гранитоидные интрузии располагаются в обрамлении куполов, а также в межкупольных разломах и в тектонических зонах наложенной активизации.

Это может приводить и, как установлено в ряде случаев, приводит к частичному или почти полному (при массовом развитии интрузивного магматизма) рассеиванию или ремобилизации метаморфогенного оруденения с образованием сложных полигенных месторождений, в том числе метаморфогенно-плутоногенных [46].

Это важное обстоятельство следует иметь в виду при изучении оруденения, развитого в сложных длительно развивающихся метаморфогенных поясах и куполах (рис. 10). Помимо собственно метаморфогенных образований, генетически обусловленных процессами метаморфизма и доинтрузивной палингено-метасоматической гранитизации, отмечается и более позднее, наложенное постмагматическое, вулканогенное или регенерированное, сложное по генезису оруденение. Как показывает практика работ, эти различные по времени формирования и генезису типы оруденения можно различить лишь при проведении очень детальных исследований.

В то же время закономерности размещения и, как следствие, методика

поисков и оценки также существенно различны, что, однако, не всегда учитывается. Пространственная совмещенность разнотипного по генезису оруденения в длительно развивающихся гнейсо-гранитно-купольных структурах, перерастающих в интрузивно-купольные, характерна для медных, золото-медных и редкометальных руд и метасоматитов.

Одновременно с изменением степени аллохтонности магматизма меняются его состав и характер типоморфных метасоматических преобразований. Для наиболее раннего этапа формирования куполов и метаморфических поясов характерны плагигнейсовые формации, существенно плагиоклазовые метаморфогенные мигматиты, пегматиты и гнейсо-граниты, плагиграниты, зачастую (при основном составе исходных пород) гранодиориты. Характерным примером являются гранито-гнейсовые купола Мамской метаморфической полосы (Байкало-Патомское нагорье), впервые выделенные и охарактеризованные Л. И. Салопом, затем В. Н. Шаровым, Ю. М. Соколовым и другими геологами. На этапе последующей, более значительной инверсии существенно натриевые мигматит-гнейсо-гранитные формации гранодиорит-плагигранитного ряда сменяются интрузивными гранитоидными образованиями и пегматитами калий-натриевого и затем существенно калиевого ряда; завершают процесс магматизма во многих случаях

щелочные породы сиенит-граносиенит-лейкогранитного ряда.

Таким образом, намечается ранний, натриевый, этап, промежуточный, калий-натриевый, и заключительный, калиевый.

В пределах каждого этапа выделяют периоды и подэтапы, которые в общем и усложняют эту схему.

Раннему этапу соответствует натриевая «волна» растворов, позднему — калиевая. С первой связаны куполовидные тектонические структуры, собственно метаморфические купола и фациально различные метаморфические зоны регионального метаморфизма, формирующиеся в процессе роста куполов. Одновременно в сводах мигматитовых куполов возникают плагиоклазовые пегматиты с ранним метасоматическим мусковитом. На периферии куполов (в условиях зеленосланцевой фации) в это время развиваются кварц-альбитовые, альбитовые и кварц-карбонат-сульфидные метасоматиты, сульфидная минерализация прожилково-вкрапленного типа. Последняя концентрируется в зонах интенсивного расщелачивания вдоль осевых частей первичных антиклиналей, осложняющих синклиновые прогибы.

Вторая — калиевая — волна обуславливает образование в амфиболитовой зоне существенно микроклиновых пегматитов, представляющих в различных регионах главный промышленный тип мусковитовых жил, а в условиях зеленосланцевой фации — редкометалльных и других рудоносных кварцевых жил с крайне низким содержанием сульфидов. Соответственно основные метаморфогенные месторождения меди, свинца, цинка, железа формируются на раннем этапе развития гранито-гнейсовых куполов, а мусковита и литофильных элементов — на позднем. При этом редкометалльное (литофильное) оруденение, развиваясь позже, часто накладывается на сидеро-халькофильное подобно тому как аллохтонные пегматиты и магматические тела накладываются на автохтонные.

Под влиянием всех этих факторов и общих *PT*-условий метаморфогенно-магматической системы в распределении оруденения формируется вертикальная и горизонтальная зональность: полистадийные редкоземельные мусковитовые и редкометалльные пегматиты развиваются в основании колонны (ам-

фиболитовая фация), сульфидсодержащие карбонатизированные сланцы с кварцевыми жилами и прожилками — в ее передней части (зеленосланцевая фация), несколько выше — месторождения свинца, цинка, сурьмы и ртути (рис. 11).

Рудообразование определяется спецификой геохимических условий кислотной и позднещелочной стадий. Этапу с натриевой «специализацией» ювенильных растворов отвечают низкая мусковитовость раннеметасоматических пегматитов в общем промышленном потенциале и повышенное содержание сидерит-халькофильных элементов. И наоборот, калиевой специализацией обусловлены массовый характер кристаллизации мусковита на регрессивном этапе в пегматитах, повышенное развитие литофильных элементов и слабое развитие золотосульфидной минерализации. С натриевой специализацией сопряжено массовое осаждение Ca, Mg, S, As, Fe, Pb, Zn, Ni, Co с образованием карбонатов и сульфидов, с калиевой — убогосульфидные и редкометалльные, а также кварцевые жилы, оловянные кварцевые жилы и метасоматиты.

Иначе говоря, с натриевой «волной» растворов связана преимущественно сидерофильная и халькофильная минерализация, с калиевой — литофильная, что типоморфно для минеральных образований различного генезиса.

Сопряженность куполов, межкупольных прогибов и оруденения. Всплывание гранито-гнейсовых куполов, вызванное пониженной плотностью гранито-гнейсов (а особенно последующих расплавов), и синхронное формирование межкупольных прогибов, обусловленное сопряженным компенсационным прогибанием и оттоком вещества в купола, является следствием процессов гравитационной дифференциации глубинных слоев Земли. Эти оба явления, несомненно, тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены. Показатель тому — их постоянная пространственно-временная сопряженность, проявляющаяся как в региональном плане, так и в масштабе отдельных рудоносных структур. Постоянно купола и метаморфические пояса сопровождаются окружающими их компенсационными прогибами (рис. 12—13).

Роль куполов и процессов метаморфизма в рудообразовании можно пра-

вильно понять, очевидно, лишь при совместном рассмотрении куполов и окружающих их прогибов (включая эволюцию их развития), а также проявленного в них конседиментационно-гидротермально-осадочного оруденения.

Применительно к метаморфогенному рудообразованию мы об этом уже писали [42, 45]. Эти вопросы специально рассматривались на совещании в г. Иркутск (1983 г.), посвященном гранито-гнейсовым куполам [61].

Как показывают геологические данные, формирование куполов начинается еще в период осадконакопления в виде подводных слабо выраженных конседиментационных поднятий, фиксируемых пониженной мощностью и повышенной зернистостью осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, и затем продолжается в последующие этапы. Однако как надводные поднятия (области эрозионного сноса) купола и пояса фиксируются лишь на самом заключительном этапе в период массовой гранитизации, происходящей в позднеинверсионное время. Во все предшествующее время в местах формирования куполов накапливаются осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, хотя и заметно меньшей мощности, чем в сопряженных прогибах. Это, в частности, доказывается развитием одних и тех же стратиграфических комплексов (исключая самые молодые позднеинверсионного и орогенного этапов) как в пределах куполов, так и в прогибах, что было установлено в различных регионах при детальном картировании.

Данное обстоятельство не позволяет согласиться с точкой зрения ряда исследователей, считающих, что геохимическая специализация осадков в прогибах в значительной и тем более в решающей мере (применительно к стратиформным месторождениям) определяется эрозионными процессами куполов, и в частности составом пород куполов, вовлекаемых в эрозию по мере их роста при формировании прогибов. Эти явления если и имели место, то лишь редко и в отдельных случаях.

Степень и интенсивность развития вулканитов и их составов в пределах прогибов различны. В древних глубоко эродированных кристаллических массивах прогибы имеют характер «древних» зеленокаменных трогов и поясов, они насыщены вулканитами

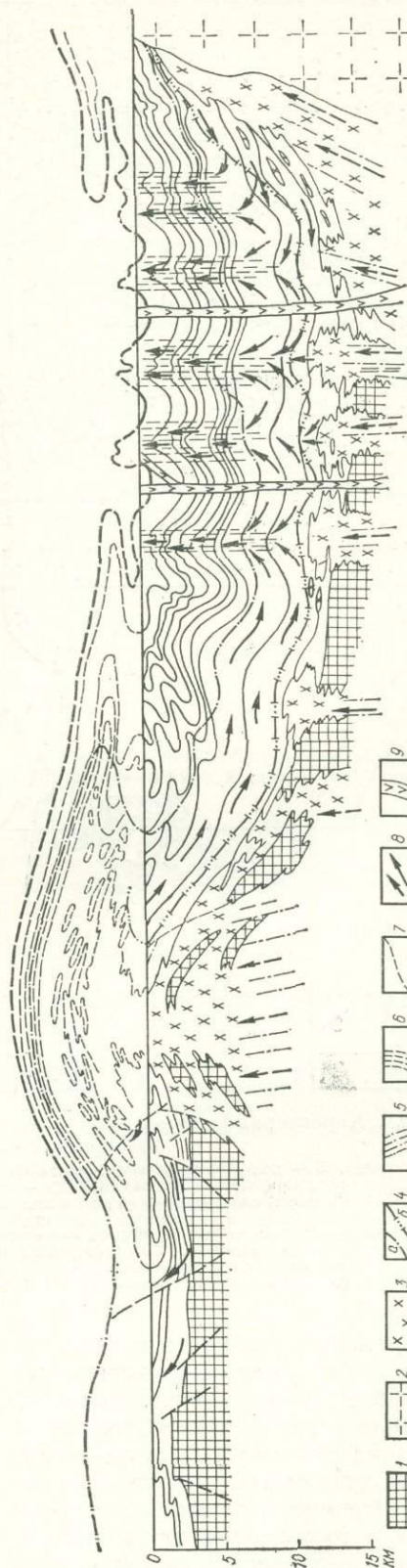


Рис. 12. Характер строения прогиба в сопряженном с ним гранито-гнейсовом куполе (Восточная Сибирь) (по [45] с дополнением):

1 — породы кристаллического фундамента; 2 — интрузивные гранитоиды; 3 — палингенные и палингено-метасоматические мигматиты, пегматиты, гнейсо-граниты; 4 — изограды метаморфизма; 5 — зоны повышенной проницаемости; 6 — листы; 7 — контролируемые процессы гранитизации; 8 — пути миграции флюидов; 9 — основные магматические породы

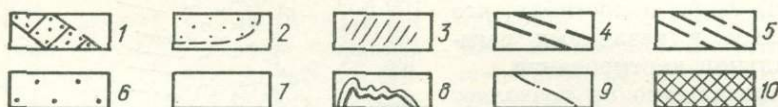
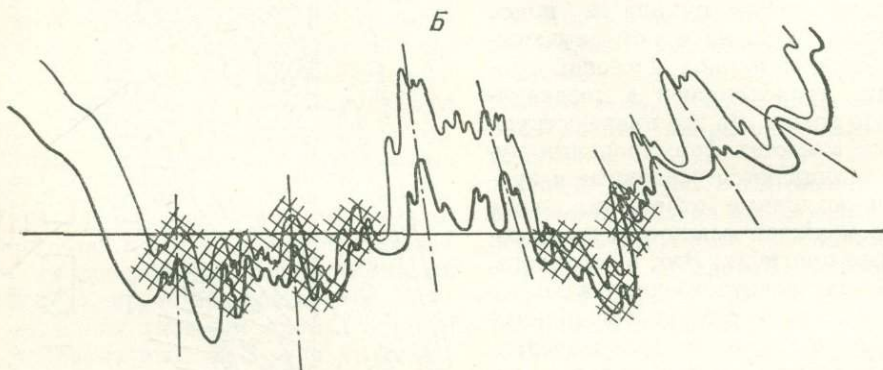
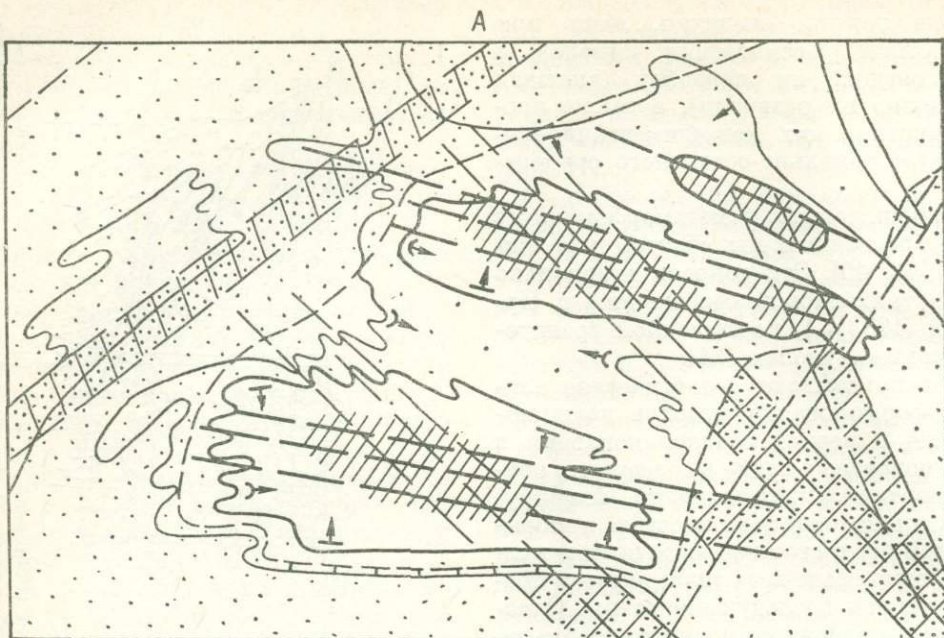


Рис. 13. Характерный пример избирательной приуроченности минерализации к синклинальным прогибам (по [45]):

А — в плане, Б — поперечное сечение, фрагмент разреза через синклинорий; 1—2 — область повышенного метаморфизма — воздымания: 1 — зоны массовой гранитизации и пегматитизации; 2 — кристаллические сланцы; 3 — золотоносная минерализация; 4 — продольные глубинные разломы трогового типа; 5 — диагональные глубинные зоны повышенной проницаемости; 6—7 — область зеленосланцевого метаморфизма — относительного опускания (синклинорийный прогиб); 6 — внутрисинклинорийное поднятие, 7 — дополнительный прогиб; 8 — интенсивно дислоцированные породы зеленосланцевой фации метаморфизма; 9 — синекладчатые разрывы; 10 — золотоносная минерализация. Горизонтальной линией показан современный эрозионный срез

преимущественно основного и среднего состава. В более молодых компенсационных прогибах (именуемых трогами, синклинориями, сложными синклиналями, синклинальными погружениями и миогеосинклинальными прогибами) распространенность вулканитов на уровне эрозионного среза значительно меньше и постепенно ослабевает по мере омоложения структур. Вулканиты ли-

бо могут составлять существенную часть разреза, либо проявляться весьма слабо в виде туфогенных и пепловых разностей пород. Вместе с тем все больше появляется данных о развитии конседиментационных осадочно-гидротермальных и эксгалятивных процессов и в этом случае (в том числе в пределах миогеосинклинальных прогибов, лишенных типичных вулканических пород).

Характерной особенностью прогибов, прежде всего древних, позднекембрийских и раннепалеозойских, является наличие вулканогенно- и гидротермально-осадочных месторождений и повышенных концентраций металлов (по сравнению с кларковыми), тесно связанных с накоплением вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов. Типоморфны колчеданные, медно-колчеданные, свинцово-цинковые и медно-никелевые месторождения и вообще повышенные концентрации сидеро-халькофильных элементов — Pb, Zn, Cu, Fe, Ni, Co, S, As; в таком случае сопутствующие элементы — W, Cd и др.

Формируясь в период накопления и литогенеза осадков, эти месторождения в условиях заключительной инверсии куполов и развития процессов высоко-температурного метаморфизма и гранитизации подвергаются регенерации, метаморфизму с частичным переотложением в верхние структурные этажи [131, 132]. Образуются собственно метаморфизованные и частично переотложенные новообразованные (метаморфические) месторождения. За счет изначально невысоких (непромышленных) концентраций в структурно благоприятных участках — зонах повышенного расланцевания, выступающих в роли дренажных структур, — дополнительно формируются метаморфогенно-гидротермальные месторождения, характеризующиеся повышенной растворимостью в природных метаморфогенных растворах серы, мышьяка, сурьмы, свинца, цинка. Именно такой тип месторождений показан на рис. 10. Гидротермально- и вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения, а также свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа, сформированные в основном в период накопления и литогенеза толщ, на этом рисунке не показаны. В значительно меньшей мере для метаморфогенно-гидротермального типа характерны новообразованные промышленные концентрации свинца, цинка и меди. Для этих металлов определяющими, видимо, являются метаморфизованные автохтонные и лишь частично аллохтонные месторождения.

Совокупность накопленных данных позволяет сделать вывод, что именно вулканогенные процессы (вулканогенные породы) и в большей мере конседиментационные подвиды вулканогенные флюиды, эксгаляции и гидротермы

обуславливают металлогеническую специализацию и повышенный фон различных элементов как для собственно вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, так и для терригенных осадочных, в том числе черносланцевых. Собственно осадочные процессы концентрации имеют место, но не являются определяющими [44, 45, 48].

Этот важный вывод еще не получил широкого признания из-за различных обстоятельств, прежде всего из-за слабой изученности рудовмещающих толщ во многих регионах, в связи с чем вулканогенные образования в них не установлены, а также из-за трудности выделения и диагностирования метавулканических образований в метаморфических толщах. Однако при достаточно детальных наблюдениях это представляется возможным.

При рассмотрении эволюции развития и металлогении гранито-гнейсовых куполов, метаморфических поясов и обрамляющих их прогибов с целью познания особенностей метаморфогенного рудогенеза обращает на себя внимание следующее:

- полярность преобладающих движений (преимущественно воздымание в куполах, опускание в прогибах);

- полярность преобладающих деформаций (сжатие в куполах, растяжение в прогибах);

- полярность состава продуктов магматизма (основные — в прогибах, кислые — в куполах);

- полярность состава оруденения (преимущественно сидерофильное и халькофильное — в прогибах, литофильное — в куполах);

- асинхронность в образовании оруденения — более раннее в прогибах по сравнению с куполами;

- различный генезис преобладающего оруденения: преимущественно вулканогенное и метаморфизованное в прогибах и метаморфогенно-метасоматическое в куполах.

Все это еще раз свидетельствует о тесной генетической взаимосвязи и сопряженности процессов метаморфизма, магматизма, куполообразования, оруденения и образования прогибов, и поэтому необходимо рассматривать эти явления как следствие одной причины — гравитационной дифференциации глубинных слоев Земли. Нельзя, очевидно, все многообразие названных явлений, в том числе рудообразующих, проявленных в системе купол — прогиб, объяснить только метаморфизмом и гранитизацией, равно как нельзя игнорировать важную магно- и рудогенерирующую роль этих процессов.

Целесообразно выделять и разграничивать две основные группы месторождений: 1) метаморфизованные, первоначально возникшие на раннем этапе формирования прогибов за счет осадочно-гидротермальных и вулканогенных процессов (стратиформные месторождения свинца, цинка, меди, железа, марганца, ванадия, золота, урана, никеля, кобальта) и 2) новообразованные метаморфические (метаморфогенно-гидротермальные) и ультраметаморфические, образованные на позднеинверсионном этапе развития метаморфических куполов и преобразования прогибов (месторождения золота, урана, редкометалльных и редкоземельных пегматитов и метасоматитов, мусковитоносных, флогопитоносных и керамических пегматитов).

Для первой группы определяющими в локализации являются литолого-стратиграфические факторы, для второй — позднескладчатые пликативы, зоны рассланцевания, глубинные зоны повышенной проницаемости.

Тектонические условия формирования метаморфических поясов и куполов, миграция растворов. Период развития куполов и прогибов был весьма длительным и происходил на фоне непрерывно-прерывистых многочисленных тектонических импульсов и деформаций. Для раннего этапа определяющим являлось радиальное сжатие. Оно вызывалось всплыванием гнейсовых ядер и реализовывалось на фоне горизонтального течения материала. Это обусловило развитие последнего сдвигового течения, будинаж, развитие метаморфической сланцеватости, полосчатости, совпадающей со слоистостью, и линейности. При интродуцировании анатектического расплава до определенного критического уровня начинается его растекание, обуславливающее грибообразную форму мигматитовых массивов и отдельных анатектических инъекций (см. рис. 11, 12). Как следствие этого и в результате общего сопряженного давления со стороны прогибов развиваются сложные птигматитообразные складки нагнетания, типоморфные для условий преобладающего субгоризонтально ориентированного сжатия. Одновременно формируются осевой кливаж, сопряженные зоны рассланцевания, параллельные осевым плоскостям складок, и несколько позднее — надвиговые структуры.

За счет повышения температуры и давления, а также высокой насыщенности системы флюидами повышаются пластичность (низкая вязкость) пород и мобильность метаморфизирующегося и новообразованного метаморфогенного материала, в том числе жил и прожилков сульфидного, кварцевого, кварц-сульфидного, карбонатного и кварц-полевошпатового состава. Поэтому сложная птигматитообразная форма рудных тел и отдельных жил является характерной особенностью метаморфогенных месторождений, прежде всего в пределах нижних структурных горизонтов. Типоморфны резкие пережимы и раздувы рудных тел, проявления многопланового пластичного течения.

В практике работ это обстоятельство не всегда учитывается, и рудные тела сложной птигматитообразной формы связываются с наложенными тектоническими деформациями. Однако при детальном наблюдении это, как правило, не подтверждается.

Всплывание гранито-гнейсовых куполов и сопряженное заложение межкупольных прогибов приводят к образованию на границе этих структур зон интенсивных пластических и разрывных дислокаций. Вдоль таких зон многократно происходит разрядка возникающих напряжений и, как следствие, — формирование областей повышенной проницаемости и субвертикальных разрывов. В такие места устремляются флюиды, благодаря чему они становятся рудофокусирующими. В плане это приводит к кольцевому расположению оруденения вокруг куполов, особенно заметно выраженному для куполов небольших размеров (10—50 км в диаметре), проявленных в мезокайнозойских и палеозойских складчатых поясах. Естественно, формирование таких разрывов и развитого в них оруденения нет оснований связывать с наложенными постметаморфическими процессами, хотя это часто и делается. Доказательство тому — тесная пространственно-временная сопряженность куполов, разрывов и развитого в них оруденения.

Возможно, такую же природу имеют кольцевые рудные пояса и зоны в тех случаях, когда купола не вскрыты, но наличие их можно предполагать, судя по локальным гравитационным аномалиям на глубине.

В соответствии с тектоническими особенностями формирования куполов и прогибов намечается модель миграции рудообразующих флюидов. Наряду с субвертикальной миграцией метаморфизирующих и гранитизирующих флюидов, осуществляющейся за счет превращения $P_{фл}$ над $P_{лит}$, происходит движение растворов и в нисходяще-восходящем направлении по принципу инфильтрационного движения вод в структурах артезианского типа (см. рис. 10—12). За счет явлений термоосмоса происходят «всасывание» этих просачивающихся флюидов в купола и новый подъем к поверхности. В итоге могла создаваться квазизамкнутая система мигрирующих флюидов. Как показал В. И. Смирнов [147], в последнее время она привлекает внимание многих исследователей.

Одновременно с собственно метаморфизованными флюидами в этот процесс вовлекаются поровые и захороненные подземные воды, а также атмосферные и морские воды глубинной циркуляции. Попадая в сферу влияния термального поля купола или пояса, они разогреваются, дополнительно минерализуются за счет потока ювенильных флюидов и выщелачивания компонентов из метаморфизируемых пород и по зонам разломов в составе «метаморфизирующих» и «гранитизирующих» флюидов устремляются вверх. Попадая на верхние горизонты в зоны пониженных давлений и температур, особенно под флюидоупоры, они скапливаются, растекаются в субгоризонтальном направлении и откладывают содержащиеся в них металлы. В дальнейшем эти обедненные флюиды снова просачиваются вниз, и процесс повторяется. При такой схеме рециркуляции для формирования месторождений не требуется большого количества флюидов и можно объяснить активное влияние термального поля куполов и важную роль состава вмещающих толщ, а также захороненных подземных и поровых вод.

Кроме того, как уже отмечалось [42], физико-механическое воздействие всплывающего купола и метаморфического пояса можно сравнивать с мощным прессом, под влиянием которого из метаморфизируемых осадков в условиях увеличения давления и температуры происходят отжимание флюидов и миграция их в прогибы (рис. 11—13).

Исходя из этого становится понятной важная роль мощных толщ глинистых осадков, выступающих в роли экранов для таких флюидов, и главное — избирательная приуроченность метаморфогенных гидротермальных месторождений основной массы металлов именно к прогибам, где скапливаются метаморфогенные флюиды. Для магматогенных месторождений такая закономерность не характерна.

Данную модель движения флюидов можно применять в различных регионах. Д. Шарп [147] предложил ее для свинцово-цинковых месторождений юго-восточной части штата Миссури, США. Особенно убедительной она представляется применительно к закономерностям размещения золотого оруденения [43, 45]. Избирательная приуроченность оруденения к наиболее прогнутым структурам проявляется как в региональном, так и локальном плане при рассмотрении отдельных районов и зон (рис. 12, 13). В последнем случае дополнительно установлено, что в пределах прогибов рудолокализирующими являются антиклинали и развитые в них зоны рассланцевания, осложняющие прогибы, что также хорошо согласуется с предложенной моделью движения растворов. Рудолокализирующие зоны рассланцевания — дренажные структуры.

Находит удовлетворительное объяснение и наличие прямой зависимости между глубиной и размерами прогибов, а также интенсивностью развитого в них метаморфогенного оруденения, установленной на примере золоторудных, свинцово-цинковых, медно-колчеданных и других месторождений.

Таким образом, метаморфические пояса и купола выполняют в региональном плане функцию локализаторов оруденения в силу следующих причин: 1) длительной повышенной проницаемости и тектонической активности, 2) являются флюидо- и теплопроводниками и их носителями, 3) представляют собой выдержанные по вертикали длительно функционирующие термоградиентные поля, благоприятные для метаморфизации, регенерации, переноса и аккумуляции рудного вещества по механизму термоосмотической фильтрации и диффузии, 4) выступают мощными генераторами метаморфогенных рудообразующих флюидов, что обусловлено повышенными значениями PT -параметров в зоне их влияния и

наличием стрессовых напряжений, 5) обуславливают квазизамкнутую длительно функционирующую рециркуляцию захороненных подземных и инфильтрационных флюидов и растворов различного генезиса (с многократным обогащением их металлами) и одновременно выжимание и накапливание этих флюидов в сопряженно-формирующиеся прогибы — места основного рудоотложения.

Метаморфические купола представляют собой участки земной коры и мантии, где активно происходили процессы глубинной дифференциации и фракционирования, приводящие к выносу в зону осадконакопления и зоны гранитизации повышенного количества рудогенных компонентов и, как следствие, — к метаморфогенному оруденению.

VI.2. ЗАВИСИМОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ ОТ ИНТЕНСИВНОСТИ РАЗВИТИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТИЗАЦИИ

Зависимость оруденения от степени метаморфизма вмещающих пород является самой важной чертой метаморфогенного рудогенеза. Наличие ее уже отмечалось неоднократно и описано многими исследователями различных регионов.

Основная общая закономерность — по мере повышения PT -условий метаморфизма увеличиваются температуры и давления, характеризующие рудоотложение и сопутствующие метасоматиты. При этом необходимо строго разделять две группы метаморфогенных месторождений — новообразованные, возникшие в процессе метаморфизма и гранитизации (метаморфические и ультраметаморфические), и дометаморфические, метаморфизованные в условиях метаморфизма и гранитизации.

Метаморфизованные месторождения одного и того же металла или вида сырья могут встречаться в разных фациях метаморфизма. Меняются преимущественно морфология, зернистость, характер взаимоотношений, определяющие технологические особенности руд. В зонах повышенного метаморфизма происходят также регенерация (незначительная или весьма существенная), переотложение и перераспределение компонентов, обогащение или обеднение элементами-примесями и т. д. Основное накопление рудных элементов в месторождениях этого типа происходит в дометаморфический период. Типичный пример — медно-никелевые, свинцово-цинковые, колчеданные и медно-колчеданные месторождения, сформировавшиеся в процессе накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, слагающих прогибы. Они находятся как в эпигенизированных толщах, так и в зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и даже гранулитовой фациях метамор-

физма. В то же время метаморфические (метаморфогенно-гидротермальные) месторождения этих металлов типоморфны только для условий метаморфизма, соответствующих зеленосланцевой фации.

Метаморфические и ультраметаморфические месторождения имеют существенно иные закономерности формирования и размещения. Месторождения определенного минерального состава могут образовываться только в конкретных фациях метаморфизма. За пределами их развития они не встречаются, несмотря на одинаковый исходный состав метаморфизируемых пород и одинаковые структурные условия. Каждая фация и субфация метаморфизма характеризуются присущими только им месторождениями. Сказывается при этом влияние фациальных особенностей метаморфизма — PTX -условий, исходного состава метаморфизируемых толщ и захороненных в них подземных и поровых вод.

На это обстоятельство уже неоднократно обращалось внимание. Однако до сих пор его часто еще не учитывают при металлогенических построениях, и прежде всего сторонники магматогенной концепции. Названные различия между указанными группами метаморфогенных месторождений не принимаются во внимание.

В связи с этим наличие месторождений одного и того же металла в различных зонах метаморфизма считается убедительным доказательством неприемлемости теории метаморфогенного рудообразования, особенно относительно золота.

Месторождения многих металлов, например урана, меди, свинца, действительно находятся в разных зонах метаморфизма, в том числе в высокотемпературных, но при этом они существенно различны: в высокотемпературных зонах представлены (редко) метаморфизованным или (часто) наложенным

гидротермально-метасоматическим типом, связанным с процессами тектономагматической активизации, явно значительно более молодым по сравнению с эпохой метаморфизма. Однако и в этом случае метасоматиты, синхронные оруденению, по *PT*-условиям отвечают зеленосланцевой фации.

От наиболее низкотемпературных зон катагенеза и метаморфизма к высокотемпературным, т. е. от периферии метаморфических поясов и куполов к центральным частям, по латерали и вертикали намечается следующий ряд месторождений (см. рис. 10): в наиболее слабо литифицированных и катагенезированных толщах локализуются месторождения ртути, в наиболее интенсивно катагенезированных толщах и в условиях цеолитовой фации — серебро-содержащие месторождения свинца и цинка (в ассоциации с флюоритом белого цвета), в собственно цеолитовой фации — золото-кварц-антимонитовые, золото-кварцевые (в том числе с адуляром и карбонатами) жилы и минерализованные зоны с повышенным количеством серебра; в хлорит-серицитовой зоне — золотоносные кварцевые, кварц-альбитовые и кварц-карбонатные жилы, содержащие магнезиально-железистые карбонаты, в незначительных количествах галенит, пирит, арсенопирит, сфалерит, блеклые руды и другие сульфиды; в средних и особенно в нижних частях хлорит-серицитовой зоны — золотоносная прожилково-вкрапленная кварц-пиритовая, кварц-шеелит-арсенопиритовая и кварц-арсенопиритовая минерализация с сопутствующей кварцевожилковой аналогичного состава; в биотит-хлоритовой зоне — золотоносная кварц-пирит-пирротиновая, пирротиновая, арсенопирит-пирротиновая и пиритовая прожилково-вкрапленная минерализация с сопутствующими золотоносными и слабо золотоносными кварц-шеелитовыми и кварцевыми жилами, а также оловоносные кварцевые и кварц-сульфидные жилы и метасоматиты; в эпидот-амфиболитовой фации — безрудные кварцевые жилы, редкометалльные метасоматиты, кварцевые и кварц-полевошпатовые жилы; в амфиболитовой фации — редкоземельные, редкометалльные мусковитоносные, флогопитоносные и керамические пегматиты и зоны щелочных метасоматитов; в гранулитовой фации — метаморфогенные алмазы.

Как видим, в высокотемпературных

зонах метаморфизма находится высокотемпературное оруденение, в низкотемпературных — низкотемпературное, в среднетемпературных — среднетемпературное. Соответственно меняется и элементный состав оруденения: в высокотемпературных зонах (относительно поднятые ядерные части куполов и метаморфических поясов) концентрируются литофильные элементы, в низкотемпературных (опущенных блоках) — халькофильные, в промежуточных среднетемпературных — сидеро-халькофильные.

Изобарные потенциалы и ионные плотности типоморфных минеральных образований последовательно уменьшаются от центра метаморфических поясов к периферии (табл. 2).

Применительно к позднебайкальской эпохе метаморфизма и гранитизации выделены пять фациальных зон (поясов). Они удалены на различные расстояния от осевой части глубинных разломов, обрамляющих платформу [41].

Центральная зона, 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 несколько асимметрично располагается по обе стороны от первой и как бы обрамляет ее. Степень метаморфизма соответствует эпидот-амфиболитовой фации. Оруденение представлено высокотемпературной пневматолит-гидротермальной редкометалльной и редкоземельной минерализацией.

Третья зона охватывает породы зеленосланцевой фации метаморфизма. Для нее характерны пирит-пирротиновая, пирит-арсено-пиритовая и пиритовая вкрапленность и кварцевые жилы малосульфидной формации.

Четвертая зона характеризуется свинцово-цинковым оруденением стратиформного типа. Вмещающие породы претерпели лишь изменения дозеленосланцевой фации метаморфизма.

Пятая зона, периферическая, охватывает наименее измененные породы.

Автохтонные палингенные и палингенно-метасоматические граниты и пегматиты, производные процессов ультраметаморфизма, развиты только в пре-

Таблица 2. **Метаморфическая зональность в развитии оруденения среди метаморфических поясов складчатого обрамления (дистен-силлиманитовый тип метаморфизма)**

Характеристика параметров	Амфиболитовая фация	Эпидот-амфиболитовая фация	Зеленосланцевая фация	
			биотит-хлоритовая субфация	серицит-хлоритовая субфация
Характер типоморфной минерализации	Мусковитоносные пегматиты в дистеновой зоне, биотитовые (без мусковита) — в дистен-силлиманитовой и керамические (бесслюдные) — в силлиманитовой	Безрудные («густые») кварцевые жилы, редкометальные метасоматиты	Слабо золотоносные кварцевые жилы и зоны пирит-пирротиновой вкрапленности с золотом	Золотосодержащие кварцевые, кварцево-карбонатные жилы, зоны сульфидной вкрапленности
Типоморфные жильные минералы	Мусковит, микроклин, биотит, плагиоклазы	Дымчатый темно-серый кварц	Темно-серый и серый кварц	Серый и серовато-белый кварц, магнезиально-железистые карбонаты, альбит
Интенсивность сульфидной минерализации (содержание в минерализованной зоне)	Преимущественно очень слабая (менее 0,5—1 %)	Преимущественно слабая и очень слабая (0,5—1,5 %)	От слабой до интенсивной	(1—6 %)
Основные типоморфные сульфиды	Пирротин	Пирротин	Пирротин в парагенезисе с пиритом	Пирит, арсенопирит
Прочие рудные минералы, находящиеся в незначительных количествах	Пирротин, танталит, колумбит, молибденит, магнетит — как акцессории; вторичный пирит за счет дисульфидизации пирротина, редко первичный пирит	Крайне редко молибденит, халькопирит, арсенопирит, пентландит (в пирротине)	Арсенопирит, пентландит (в пирротине), халькопирит, темный железистый сфалерит, золото, галенит	Галенит, халькопирит, клейофан, блеклые руды, пирротин, золото и др.
Режим растворов периода жиолообразования	Щелочной в силлиманитовой зоне, слабокислый — в дистеновой	Максимально кислый	Кислый	Слабокислый, близкий к нейтральному
Компоненты привносимые и выносимые при метасоматических процессах, включая этап гранитизации и пегматитообразования	Привносимые K_2O , Na_2O , SiO_2 Выносимые H_2O , CO_2 , S, CaO, MgO, FeO, Ni, CO, As, Sb, Au и др.	Привносимый SiO_2 Выносимые CO_2 , H_2O , MgO, FeO, K_2O , Na_2O , CaO, Al_2O_3 , S, As	Привносимые FeO, MgO, CaO, CO_2 , H_2O , S, As, Ni, Co, Au Выносимые K_2O , Al_2O_3 , Na_2O	Привносимые CO_2 , H_2O , MgO, CaO, K_2O , S, Au, As, Sb, Ni, Co Выносимые SiO_2 , Na_2O
Содержание Au в пирротине, Ni/Co в пирротине	10 мг/т 0,82	20 мг/т 2,30	30—200 мг/т и более 7,20	20—50 г/т и более 9,73
Сингония пирротина	Гексагональная с незначительной примесью моноклинного		Моноклинная + гексагональная	Преимущественно моноклинная
Магнитность пирротина	Преимущественно слабо электромагнитный	Ферро- и электромагнитный	Ферромагнитный с незначительной примесью электромагнитного	Ферромагнитный с незначительной примесью электромагнитного
Температура взаимоперехода α -кварц \rightleftharpoons β -кварц, °C	—	560—566	558—565	558—564
Температура кристаллизации жильного кварца	450—550	400—500	300—450	250—360
Ионные плотности типоморфных рудных элементов	150,63—77,25 100,0—98,3	114,45 90,8	44,5—26,04 21,0—19,05	26,04—18 19,05
Значения изобарных потенциалов типоморфных минералов, ккал на 1 г атом 0 или при 700 К				

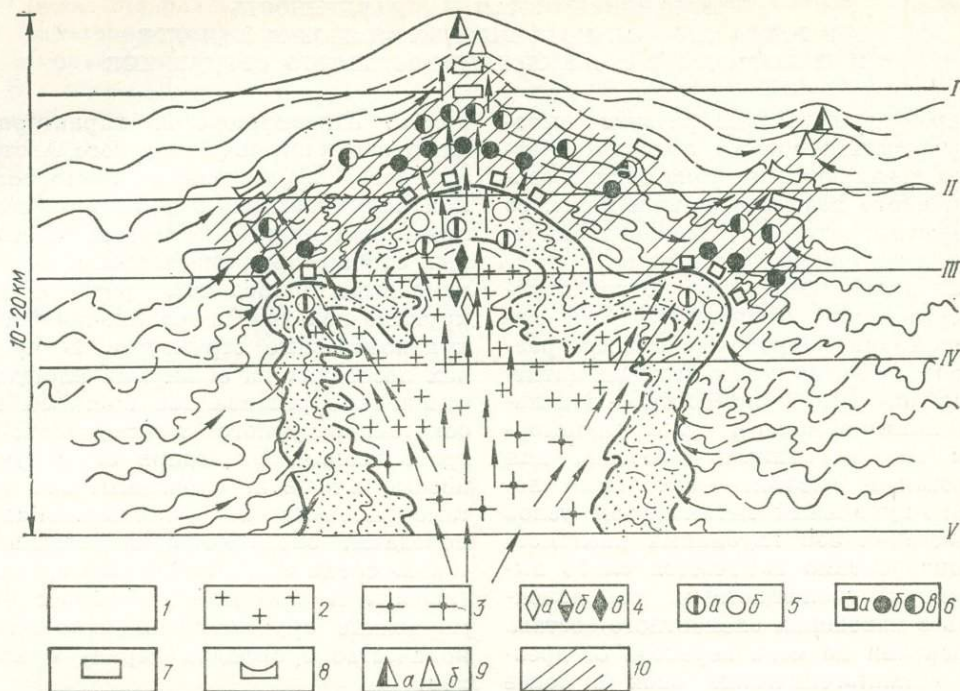


Рис. 14. Распределение оруденения в поперечном сечении гранито-гнейсового купола: 1 — кристаллические сланцы; 2 — мигматиты, гранит-пегматиты; 3 — анатектические граниты; 4 — пегматиты: а — керамические, б — слюдоносные (флогопитовые, мусковитовые), в — редкоземельные; 5 — жилы: а — редкометалльные, б — хрусталеносные, в — оруденение: а — золотое прожилково-вкрапленное кварц-сульфидное с подчиненным кварцевожилковым, б — золотое преимущественно кварцевожилковое, в — золото-серебряное; месторождения: 7 — свинцово-цинковые, 8 — ртутные, 9 — нефти (а) и газа (б); 10 — рудоносные метасоматиты; I — V — возможные уровни эрозионного среза

делах амфиболитовой фации — в центральных частях куполов и поясов. В то же время последующие интрузивные граниты отмечаются в разных фациях метаморфизма, «разъедая» указанную зональность в размещении оруденения. При их интенсивном развитии сохраняются лишь ее отдельные фрагменты (см. рис. 9).

Метасоматиты и оруденение различных зон метаморфизма генетически сопряжены и взаимосвязаны, представляя собой различные сечения единой региональной системы метаморфогенно-метасоматических образований. Пространственная зональность в их размещении согласуется с общей метаморфогенной зональностью. Это является отражением пространственной инверсии режима щелочности — кислотности метаморфогенных растворов: максимальные щелочные условия в ядерной части куполов и поясов, кислые — в средней и снова более щелочные — в верхней. Одновременно в каждой зоне метаморфизма проявлена временная инверсия режима щелочности — кислотности растворов — от ранней щелочной ста-

дии к поздней щелочной через стадию кислотного выщелачивания.

В зависимости от степени эрозионного среза обнажаются различные уровни метаморфических поясов и куполов. Соответственно различны их потенциальные перспективы и продуктивность. Для поисков промышленного оруденения большинства металлов наиболее благоприятны начальные (I) и средние (II) уровни эрозионного среза; менее благоприятны глубокие уровни (III), неблагоприятны сверхглубокие (IV) и корневые (V) (рис. 14).

Не вскрытые и малоэродированные купола обнаружить труднее всего и, надо полагать, в большинстве случаев они еще не зафиксированы.

В региональном плане применительно к поискам золотоносных россыпей, зон золото-сульфидной вкрапленности и мусковитоносных пегматитов благоприятны умеренно- и даже глубокоэродированные купола (рис. 14).

Как видно из рис. 14, наиболее перспективны сложные купола с извилистой кровлей с большеамплитудными выступами («заливами») и впадинами.

VI.3. ЭВОЛЮЦИОННАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ
В РАЗВИТИИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОЯСОВ И КУПОЛОВ
И СВЯЗАННОГО С НИМИ МЕТАМОРФОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Характер и условия развития метаморфических куполов и поясов направленно изменяются на фоне общего эволюционного развития земной коры, ее мощности, состава, флюидно-термического и тектонического режима.

Для архея типоморфен регионально-геотермический незоональный тип метаморфизма, сопровождающийся развитием крупных овальных мигматит-плутонов, для протерозоя — зональный метаморфизм и ультраметаморфизм зон глубинных разломов, для палеозоя и мезозоя — зональный локально-купольный метаморфизм узлов пересечения зон глубинных разломов.

Одновременно намечается слабо выраженная эволюционная направленность в изменении элементного состава оруденения по мере перехода от древних металлогенических эпох к более молодым: золото, углерод и элементы группы железа (Fe, Pt, Cr, Mn, V, Ti), наиболее типоморфны для архея и нижнего протерозоя, сменяются в среднем или верхнем протерозое редкоземельными элементами, в верхнем протерозое — золотом и сидеро-халькофильными элементами (Cu, Fe + S при малой или значительной роли Pb, Zn), в венде — преимущественно халькофильными (Pb, Zn + S) при подчиненной роли сидеро-халькофильных, в палеозое и мезозое — халькофильными (Pb, Zn, As, Sb) при подчиненной роли сидеро-халькофильных (Fe) и появлении литофильных (W, Sn), значение которых постепенно возрастает.

Происходит, таким образом, постепенная смена наиболее энергоемких минеральных образований менее энергоемкими на фоне уменьшения ионной плотности типоморфных элементов, возрастания их ионных радиусов и подвижности.

Намечается тенденция к увеличению коэффициентов концентрации накопления рудогенных элементов по мере перехода от древних металлогенических эпох к более молодым.

Устанавливается также эволюционная направленность в изменении условий развития и выраженности процессов метаморфизма и связанного с ними оруденения. В метаморфических

поясах палеопротерозоя, характерных для древних щитов (Канадского, Австралийского, Африканского), месторождения формировались в локальных синклинальных прогибах и трогах (сложенных слабометаморфизованными зеленокаменными породами), разделяющих крупно пологие, неправильной формы куполообразные структуры. В пределах последних на обширных площадях интенсивно развивались процессы высокотемпературного метаморфизма и гранитизации. Благодаря этому рудопносные площади, сложенные слабометаморфизованными зеленокаменными породами, образуют лишь отдельные «окна» среди обширных полей гранито-гнейсов. Характерны длительное формирование оруденения и повышенное количество сульфидов наряду с кварцем.

В протерозойских и позднекембрийских образованиях метаморфические пояса и развивающиеся в их осевых частях гранито-гнейсовые и мигматитовые купола имеют хорошо выраженный линейный характер распространения. Они четко контролируются зонами трансрегиональных глубинных разломов, заложенными по краям жестких структур платформенного типа (свинцово-цинковое оруденение) или непосредственно на платформенном основании (редкоземельное оруденение, золотосносные диафориты). 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 куполами скрыта, не выражена, в то же время проявлена пространственно-временная связь в целом с метаморфическими поясами и системами куполов.

В палеозойских образованиях, наоборот, отчетливо выражена связь оруденения с отдельными гнейсовыми куполами.

В отличие от более древней минерализации для них характерны более низкое содержание сульфидов, прежде всего пирита, меньшая длительность

процесса минералообразования, а также парагенетическая ассоциация золота и вольфрама, иногда олова, сурьмы.

В мезо-кайнозойских структурах связь оруденения с гнейсовыми куполами также довольно четкая. Однако купола имеют существенно иной фациальный тип (к настоящему времени они слабо изучены) и часто именуются термоантиклиналями. По минеральным парагенезисам при неглубоком эрозионном срезе их следует, по существу, рассматривать как метаморфические образования роговиковой фации, а в ряде случаев — как гранитно-купольные структуры. Вместе с тем, как и в более

древних метаморфических куполах, интрузивные гранитоиды моложе метаморфизма и оруденения, т. е. метаморфизм не является контактовым, а предшествует внедрению расплавов. По сравнению с более древними этапами оруденения в описываемых структурах, как и сами процессы метаморфизма, развивалось в условиях более резких градиентов температур и давлений как во времени, так и в пространстве. Поэтому оно характеризуется более высокими содержаниями рудных компонентов, но меньшими запасами и большей неравномерностью их распределения.

РОЛЬ СТАБИЛЬНЫХ ИЗОТОПОВ В ПОНИМАНИИ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Фундаментальные геологические и экспериментально-лабораторные исследования, проведенные за последние годы, во многом способствовали созданию стройной теории метаморфогенного рудообразования.

Объектами наблюдения и обобщений в области метаморфизма служили в основном рудные месторождения, расположенные в пределах европейской части Советского Союза, а также в Китае, Индии, Бразилии, Канаде и Африке. В древних структурах щитов в основном произошла почти полная перекристаллизация первичных эквивалентов пород, включая рудные минералы, значительное их перемещение в благоприятных складчатых и разрывных структурах. Но источники эндогенной рудной минерализации и возможность ее мобилизации в достаточном количестве из вмещающих пород до сих пор остро дискуссионны.

Широкое развитие изотопно-геохимических исследований обусловлено не только необходимостью получения объективной количественной и качественной информации о физико-химических процессах, происходивших при формировании рудных месторождений на глу-

бинах, недоступных для изучения большинством других методов. С помощью изотопно-геохимических методов стало возможным проследить процессы полистадийного формирования рудных месторождений от первоначального накопления рудогенных элементов и парагенетических с ними минеральных ассоциаций до их мобилизации, переноса и концентрации в зависимости от интенсивности метаморфических преобразований. Прежде всего это удалось сделать на так называемых метаморфизованных месторождениях, преобразование которых достигло последней стадии метатекнеза и начальных стадий зеленосланцевой фации метаморфизма. Выявив изотопно-геохимические взаимосвязи при комплексном изучении изотопов свинца, серы, углерода, кислорода и водорода, мы можем вполне обоснованно подойти к пониманию закономерностей образования и размещения метаморфогенных месторождений. Эффективность изотопно-геохимических методов базируется на представительных структурно-геологических данных петрографо-минералогических, геофизических, геохимических и других наблюдений.

VII.1. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Такие месторождения были изучены в районе, который представляет собой узкую опрокинутую складку, разбитую на ряд блоков пострудными тектоническими нарушениями [82] (рис. 15).

В толще углисто-глинисто-карбонатных сланцев и известняков с прослоями вулканогенных пород выделяются три пачки: нижняя, средняя (рудовмещающая) и верхняя. Рудовмещающая пачка содержит вулканогенные породы, имеет средний состав, отличается повышенным геохимическим фоном. Среднее содержание урана в них $n \cdot 10^{-3}$ против

$n \cdot 10^{-4}$ % в остальных разновидностях пород. Так же повышены содержания Pb, Zn, Cu и ряда других элементов. Степень регионального метаморфизма пород незначительна. В вулканогенных породах метаморфические процессы привели к изменению минерального состава вкрапленников: порфиновые выделения плагиоклазов полностью серицитизированы, пироксены карбонатизированы.

Основная масса пород в основном карбонатизирована и серицитизирована, иногда встречается хлорит. Сле-

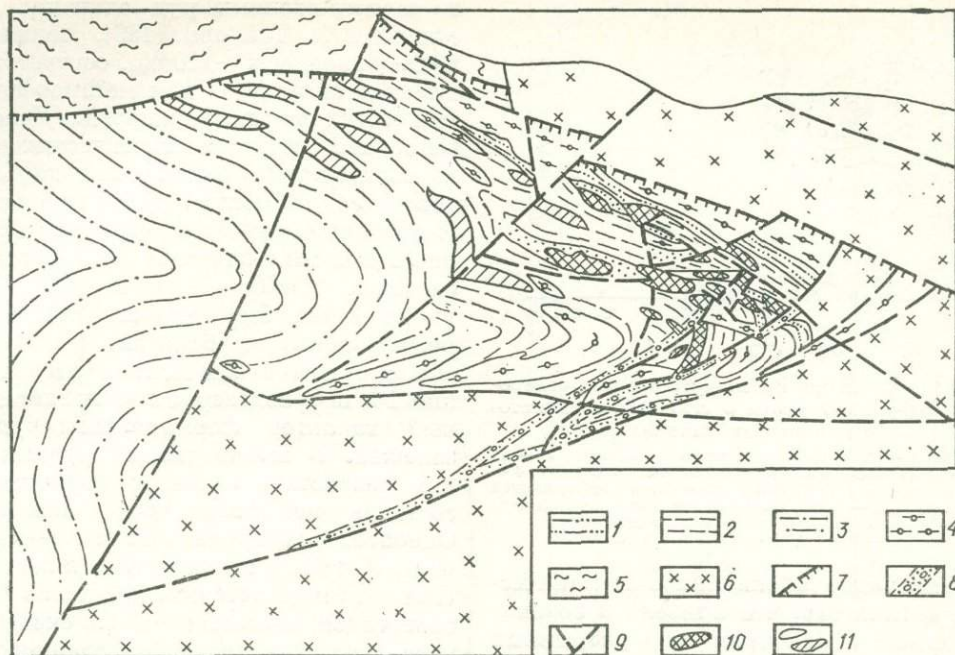


Рис. 15. Геологический разрез месторождения в углисто-глинистых сланцах: 1—4 — силурийские отложения; сланцы: 1 — филлитовидные; 2 — углистые, 3 — углистые с прослоями карбонатов; 4 — кварц-плагиопорфидиты; 5 — мезозойские отложения; 6 — сиениты; 7 — линия сдвига; 8 — зоны брекчирования; 9 — разрывные нарушения; 10 — штокверковые тела; 11 — послойные рудные линзообразные залежи

довательно, породы затронуты процессами начальной стадии зеленосланцевой фации метаморфизма.

В рудовмещающей пачке выделяются два типа рудных залежей: послойные линзообразные бедных руд и штокверкообразные богатых руд в зонах брекчирования, дробления и повышенной трещиноватости. В послойных линзах рудная минерализация представлена субмикроскопическими ксеноморфными выделениями сульфидов. Наблюдается также ритмичное чередование пиритовых и других слоев. В штокверковых рудах сульфиды развиты в виде прожилков. Судя по карбонатам, которые тесно ассоциируют с рудными минералами, температура гомогенизации газовой-жидких включений колеблется незначительно — от 105 до 125 °C. Стадийность формирования руд изучалась нами с помощью изотопно-геохимических характеристик углерода, серы и свинца.

Для слоистых руд в углистых сланцах и руд из брекчированных углисто-карбонатных пород (штокверковые тела) был исследован изотопный состав углерода: для первых характерен достаточно широкий диапазон $\delta^{13}\text{C}$ (от

—4,0 до —23,7 ‰), для вторых — значительно меньший (от —0,7 до —6,9 ‰). При этом величина средних значений отличается в два раза.

На рис. 16 показано, что «облегчение» $\delta^{13}\text{C}$ находится в прямой зависимости от величины $C_{\text{орг}}$ в породе. В сравнительно бедных ураном слоистых рудах содержание урана увеличивается пропорционально уменьшению значения $\delta^{13}\text{C}$ (рис. 17). Вероятнее всего, это может служить доказательством решающей роли органического вещества в период первичного накопления урана в породе. Источником урана и других рудогенных элементов служили, по-видимому, глубинные поствулканические растворы. В дальнейшем

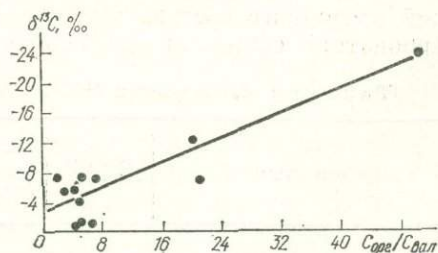


Рис. 16. Зависимость $\delta^{13}\text{C}$ от отношения $C_{\text{орг}}/C_{\text{вал}}$ в рудоносных углистых сланцах

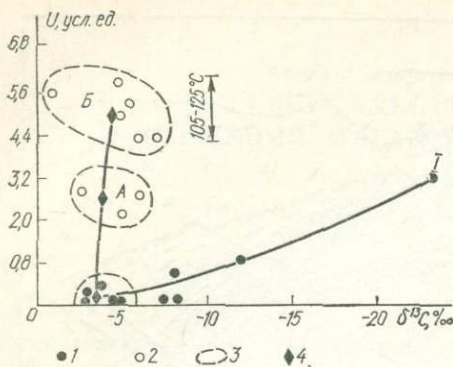


Рис. 17. Вариации изотопного состава углерода и содержание урана в углистых и углисто-карбонатных сланцах.

Пробы: 1 — из прослоев углистых сланцев, 2 — из углисто-карбонатных брекчированных сланцев; 4 — среднее значение $\delta^{13}\text{C}$ для карбонатной составляющей углерода; 3 — поля распространения значений $\delta^{13}\text{C}$ для проб со средним содержанием урана; А — 2,5 усл. ед., Б — 4,0 усл. ед.

неоднократно проявлялась тектоническая активность, что привело к возникновению складчатых и разрывных структур, сложных зон брекчирования, послуживших основой для формирования штокверковых тел.

Тектонические напряжения, сопровождавшиеся термальным воздействием крупного магматического тела на вмещающие породы, привели в движение эндогенные растворы, обогащенные углекислым газом. Источником воды в таких растворах в основном служили поровые воды, захороненные в вулканогенно-осадочных образованиях палеозоя. Это подтверждается результатами изотопных анализов кислорода из вмещающих пород (известняков, углисто-глинисто-известковых сланцев) и из переотложенных карбонатных прожилков, которые ассоциируют с урановыми минералами.

Для проб карбонатов из углисто-глинистых сланцев установлено значение $\delta^{18}\text{O}$ от +19,1 до +24,5, среднее +20,5, для проб из брекчированных руд — от +17,9 до +22,7, среднее +20,3 ‰. Практически диапазон вариаций изотопного состава кислорода из карбонатной составляющей первичных

и переотложенных руд одинаков. По данным Х. Тейлора [159], величины $\delta^{18}\text{O}$, близкие к +20 ‰, соответствуют значениям $\delta^{18}\text{O}$ для метаморфических флюидов из парапород. Участие метеорных и постмагматических вод в образовании наложенных карбонатов было, вероятно, незначительным. В противном случае в результате фракционирования изотопов кислорода в системах $\text{CaCO}_3\text{—H}_2\text{O}$ и $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O}$ уменьшились бы значения $\delta^{18}\text{O}$ в переотложенных карбонатах.

Изотопно-геохимические исследования Рb и С подтверждают полистадийный характер формирования рудных залежей. В штокверковых рудных телах возрастает значение карбонатной составляющей более чем в два раза. Одновременно происходит смещение вариаций $\delta^{13}\text{C}_{\text{вал}}$ в сторону утяжеления. При метаморфических процессах $\text{C}_{\text{карб}}$ обогатился изотопом ^{12}C за счет привнесенной углекислоты окисленного органического вещества.

Первичная природа углекислоты проверялась специально выделением составляющих углерода и их изотопным анализом (табл. 3).

Анализ табл. 3 показал, что увеличение концентрации углерода происходит за счет увеличения карбонатной составляющей при небольшом облегчении $\delta^{13}\text{C}$. Уменьшение величины $\delta^{13}\text{C}$ вызвано, очевидно, тем, что при воздействии на раствор органические соединения (углеводороды), возможно, частично попадали во флюиды. Концентрация углеводородов по сравнению с CO_2 в растворе была невелика и повлияла на некоторое облегчение изотопного состава карбонатов в штокверковых телах по сравнению с исходными осадками. Эти углеводороды могли быть восстановителями в период отложения урана.

В сланцах с повышенным содержанием урана (до $n \cdot 10^{-3}\%$) ураносодержащие вещества отмечаются в виде черных линзовидных микрослойков без

Таблица 3. Вариации $\delta^{13}\text{C}$ в углеродных составляющих различных типов руд

Тип руды	Количество проб	Среднее значение					
		$\text{C}_{\text{вал}}$, %	$\text{C}_{\text{орг}}$, %	$\text{C}_{\text{карб}}$, %	$\delta^{13}\text{C}_{\text{вал}}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$, ‰
Первичные в углистых сланцах	3	2,52	0,50	1,98	-7,7	-24,2	-3,7
Штокверковые	4	5,85	0,40	5,7	-5,0	-25,7	-4,7

определенных минеральных форм и оптических свойств. В соотношении U^{4+}/U^{6+} подвижный уран составляет в породе более 58%. В штокверковых телах наблюдаются выделения настурана нескольких генераций. Самый ранний настуран не имеет типичных сферолитообразных агрегатов, а слагает лентоподобные, неправильные или прожилково-пачечные агрегаты вблизи обломков сланцев с реликтами первично-осадочного оруденения.

Извлечение урана из его первичных форм и дальнейший перенос в виде уранил-карбонатных комплексов по зонам трещиноватости осуществлялись метаморфическими флюидами, что доказывается изотопным составом серы парагенетичных сульфидов. При мобилизации и переносе урана углекислыми растворами происходило и перераспределение изотопов серы. Под воздействием высокоуглекислых флюидов первичные пириты ($\delta^{34}S = -3,6\text{‰}$) частично разрушались. Сера, попавшая в метаморфические флюиды, в соответствии с физико-химическими параметрами f_{O_2} , pH, T и $\delta^{34}S$ распределилась между SO_4^{2-} и H_2S , и сульфиды, отложившиеся вместе с урановыми минералами, оказались более «легкими», чем в исходных углекислых сланцах. Вариации $\delta^{34}S$ переотложенных пиритов составляют от $-5,0$ до $-7,0\text{‰}$, что подтверждает окислительный характер ураноносных растворов. Подобное фракционирование изотопов серы при метаморфических процессах отмечалось нами ранее. Окисленный уран мигрировал в зоны брекчирования и повышенной трещиноватости в виде сложных уранил-карбонатных комплексов, которые в зонах разгрузки разрушались с образованием урановых минералов.

Изотопно-возрастные данные свидетельствуют о том, что рудовмещающая толща силура и первичная рудная минерализация претерпели минимум двукратный метаморфизм. Возраст, определенный по вторичным прожилкам настурана (240 и 110 млн. лет), соответствует пфальцской и австрийской фазам тектонической активности.

Отобранные нами пробы из различных руд и пород проанализированы на изотопный состав свинца. По значениям изотопных соотношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{208}Pb/(^{207}Pb + ^{206}Pb)$ построены графики для каждого типа руд, показывающие стадийность их формирования

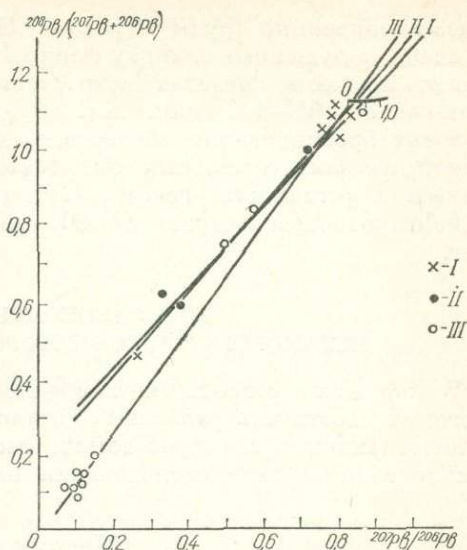


Рис. 18. Стадийность формирования различных руд месторождения по изотопным соотношениям свинца.

I—II — брекчированные руды с содержанием урана (в усл. ед.): I — до 4,0 ($y = 0,199 + 1,095x$), II — до 2,5 ($y = 0,200 + 1,104x$); III — первично-слоистые руды ($y = 0,003 + 1,340x$)

(рис. 18). Бедные первично-вкрапленные руды характеризуются смешанным составом свинцов (от обыкновенных до ураногенных), а также относительно большим значением изотопных соотношений $^{207}Pb/^{206}Pb$. Прожилково-вкрапленные руды отличаются существенно ураногенным составом свинца, что выражается в значительном уменьшении соотношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ до 0,716—0,330 и $^{208}Pb/(^{207}Pb + ^{206}Pb)$ до 0,995—0,596. Руды в зонах брекчирования имеют непостоянный изотопный состав свинца. Наряду со свинцами, интенсивно контаминированными ураногенными свинцами ($^{207}Pb/^{206}Pb = 0,108—0,200$), встречаются свинцы, близкие по составу к нормальным ($^{207}Pb/^{206}Pb = 1,095$). Контаминация свинцов в зоне брекчирования неравномерная. Уменьшение соотношений $^{207}Pb/^{206}Pb$ и $^{208}Pb/(^{207}Pb + ^{206}Pb)$ от первичных вкрапленных руд до брекчированных свидетельствует о последовательной контаминации ураногенными свинцами первичных свинцов вкрапленных руд.

График I показывает (рис. 18), что формирование первичных вкрапленных руд происходило раньше других типов оруденения. Ориентировочный его возраст (400—500 млн. лет) совпадает со временем накопления нижнесилурийской рудовмещающей толщи. Прожил-

ково-вкрапленные руды (график II) в слабо нарушенных сланцах формировались позже, в пределах возрастного интервала 100—160 млн. лет. Руды в зонах брекчирования образованы на одной из заключительных фаз тектонической активности (график III), ее ориентировочный возраст до 80 млн. лет.

Таким образом, весь комплекс геологических, геохимических, минералогических и изотопно-геологических исследований O, C, S и Pb свидетельствует о полистадийности и полигенности формирования рудных залежей в углисто-глинисто-карбонатных породах силура, насыщенных продуктами вулканической деятельности.

VII.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗЛИЧНЫХ МЕТАЛЛОВ

В породах, степень метаморфизма которых достигала конечных этапов зеленосланцевых преобразований, изотопно-геохимические исследования по-

зволяют проследить мобилизацию рудогенных элементов из пород и их концентрацию в зонах различного рода метасоматических преобразований.

Месторождения золота

В породах венда — кембрия в ядре Альпийской складчатой области известны послонные зоны срыва, которые подвергались кварц-карбонатному метасоматозу с наложенной золоторудной минерализацией [82]. Толща рудовмещающих пород сложена различными сланцами — углисто-хлорит-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, кварцитами с прослоями вулканитов кислого и основного состава.

В структурном отношении район месторождения представляет собой брахи-подобную синклиналиную складку, ос-

ложненную пересекающимися пострудными нарушениями сбросового характера (рис. 19). Встречаются зоны межпластовых смещений с незначительной амплитудой.

По данным изотопно-возрастных определений, рудовмещающие породы сформировались 640 млн. лет назад и в дальнейшем претерпели метаморфизм в судетскую и бретонскую (342—322 млн. лет), астурийскую (260—302 млн. лет), древнекиммерийскую (160—180 млн. лет), юнокиммерийскую (104—142 млн. лет) фазы тектонической ак-

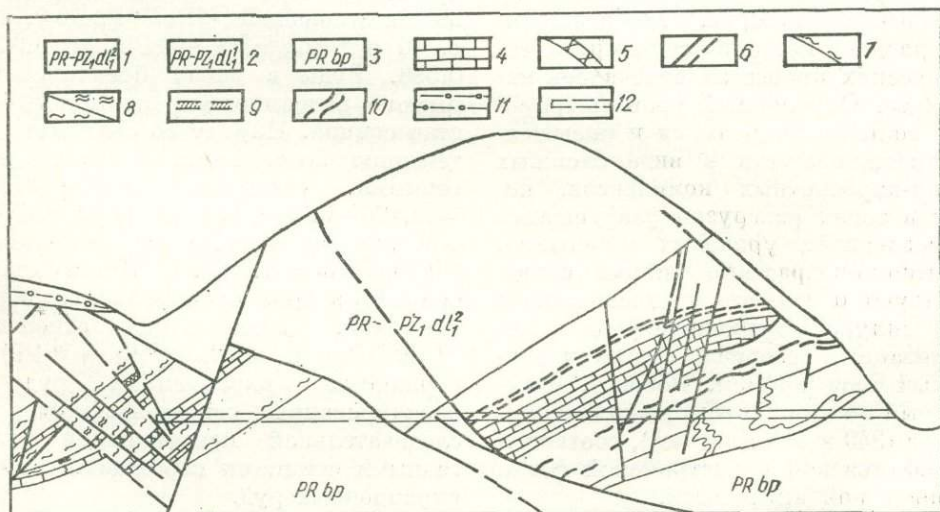


Рис. 19. Схематический геологический разрез района проявления золотой минерализации:

1 — отложения венда — раннего кембрия: сланцы кварц-полевошпат-хлорит-серицитовые, мраморы, кварц-карбонатные породы, метаэффузивы основного состава, кварциты, 2 — отложения венда: сланцы и гнейсы мусковитовые, двуслюдяные, гранатосодержащие, кварцевые, амфиболиты, 3 — зона интенсивной складчатости пород венда, 4 — мраморы, 5 — кварцитосланцы, 6 — тектонические нарушения, 7 — участки развития мелкой плейчатости, интенсивной складчатости и зон рассланцевания, 8 — сланцы: а — мусковитовые, б — двуслюдяные; 9 — кварциты, кварц-полевошпатовые породы, 10 — кварцевые жилы, 11 — отложения делювия, 12 — горные выработки.

Таблица 4. Вариации изотопного состава углерода и содержание золота в породах венда — кембрия

Свита	Характерные породы	Вариации $\delta^{13}\text{C}$, ‰		С _{свал}	Содержание Au, %
		пределы колебаний	среднее		
Нижняя (венд)	Вулканогенно-осадочные	От -26,4 до -4,1	-14,0	0,39	0,003—0,3
Верхняя рудовмещающая (кембрий)	»	От -24,4 до -4,1	-12,0	2,26	0,02—8,0
	Карбонатные	От -4,8 до -2,6	-2,2	5,69	0,02—0,3
	Рудовмещающие	От -16,7 до -8,5	-12,1		
	Зоны кварц-карбонатного метасоматоза	От -3,3 до -2,2	-1,5	0,52	0,01—10,0 и более

тивности. Формирование пород произошло в условиях фации зеленых сланцев. Термобарометрические измерения показали температуру гомогенизации газовой-жидких включений от 95 до 390 °С. В рудовмещающих породах концентрации свинца, урана, меди, цинка, золота и других рудогенных элементов повышены.

Изотопными исследованиями углерода в породах венда и нижнего кембрия установлено, что он в пределах месторождения несколько обогащен изотопом ^{12}C по сравнению с обычными морскими карбонатами. Причиной тому могут быть метаморфическое преобразование первичного органического вещества, окисление его до CO_2 с легким органогенным углеродом и последующее взаимодействие с карбонатом нижнепалеозойских и протерозойских известняков. Более высокое содержание изотопов ^{12}C в породах венда объясняется меньшим по сравнению с породами кембрия содержанием первично-осадочных карбонатов и большим — биогенной органики. Рудовмещающие породы имеют величину $\delta^{13}\text{C}$ от -16,7 до -8,5 ‰ для агрегатных скоплений мелкозернистого ксеноморфного карбоната, распределенного в породе в виде пятен. Еще более тяжелый углерод известен из метаморфических карбонатов, который наблюдается в виде рассеянных крупных идиобластов в породах, а также агрегативных скоплений в трещинах кливважа и зонах рассланцевания «продуктивной» пачки.

В зонах послыйного срыва и последующего метасоматоза с образованием кварц-карбонатных зон изотопный состав углерода несколько тяжелее, чем таковой вмещающих пород нижнего кембрия. Незначительное утяжеление $\delta^{13}\text{C}$ можно объяснить частичным замещением CaCO_3 , выносом более подвижного изотопа ^{12}C в виде $^{12}\text{CO}_2$ и соответственным накоплением тяжело-

го изотопа ^{13}C . Привнос углерода глубинными растворами в данном случае исключается (табл. 4).

Стадийность формирования зон метасоматоза подтверждается поведением изотопов свинца в этих же породах. В них отмечается нестабильный состав изотопов свинца. По 32 пробам вариации изотопов свинца таковы: ^{208}Pb — 51,18—55,31; ^{207}Pb — 19,48—22,40; ^{206}Pb — 22,74—26,07; ^{204}Pb — 1,23—1,46 ‰.

Нестабильный состав изотопов свинца объясняется миграцией радиогенных элементов (U, Th) и радиогенных изотопов свинца в процессе метаморфизма при формировании золоторудной минерализации. В зонах повышенной концентрации золота свинец из галенитов и частично свинец вмещающих пород имеют изотопный состав, близкий к таковому свинца полиметаллических залежей района. Кроме того, в них обнаружен аномальный свинец со значительным преобладанием ториевого изотопа ^{208}Pb . Отношение $^{208}\text{Pb}/(^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb})$ равно 1,07—1,27 (рис. 20). Причину этого следует искать в неравномерном метаморфическом преобразовании пород в зонах кварц-карбонатного метасоматоза. Повышенное содержание золота в таких зонах сопровождалось выносом из них урана, количество которого в два-три раза меньше, чем в неизмененных породах — соответственно $(1-1,9) \cdot 10^{-4}$ против $(3,7-5,2) \cdot 10^{-4}$ %.

Содержание свинца также неравномерное. При среднем количестве его в породах венд-кембрийского метаморфического комплекса порядка $(2-3) \times 10^{-3}$ в зоне кварц-карбонатного метасоматоза на фоне более низких его концентраций — $(1-2) \cdot 10^{-4}$ фиксируются содержания $(1 \cdot 10)^{-2} - (1 \times 10)^{-1}$ %; наблюдаются выделения галенита в зонах окварцевания. Пропорционально увеличивается и концентра-

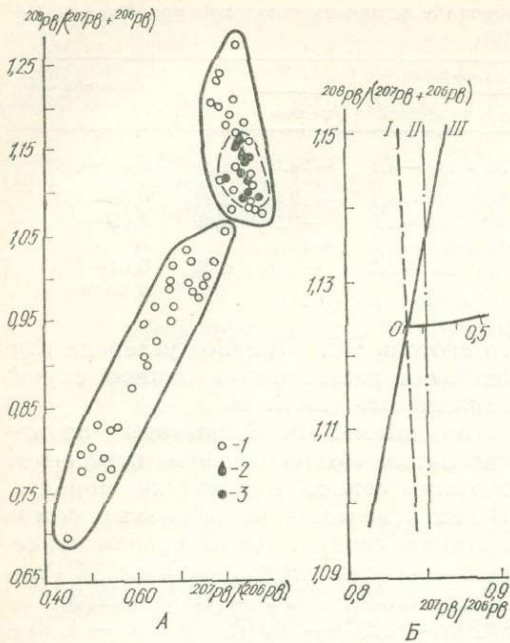


Рис. 20. Распределение изотопов свинца из вмещающих пород и зон метасоматоза на месторождении (А) и условные изохроны стадийности формирования зон кварц-карбонатного метасоматоза (Б).

Пробы: 1 — из вмещающих пород, 2 — галенита, проанализированные на масс-спектрометре, 3 — галенита, проанализированные на спектроанализаторах УИСА: I — $y = 0,2567 + 1,0356x$, II — $y = 5,8908 - 5,0914x$, III — $y = 13,888 - 15,000x$

дия золота от $4 \cdot 10^{-3}$ ‰ до 30—100 г/т. Это может служить одним из доказательств метаморфического перераспределения первичных рассеянных элементов в породе, их мобилизации, переноса и концентрации в зонах метасоматоза.

Изотопно-свинцовыми определениями (около 130 анализов) установлено, что разновозрастные образования метаморфического комплекса района обладают различной изотопно-свинцовой специализацией: породы венда характеризуются слабоураногенными свинцами, а рудовмещающие породы — комплексной контаминацией слабоураногенным и существенно ториегенным ^{208}Pb ; породы нижнего кембрия характеризуются ^{206}Pb и ^{207}Pb в тех местах, где известна урановая минерализация, и нормальными свинцами — в участках развития золоторудной и полиметаллической минерализации. Отношения изотопов ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb рудовмещающих пород и зон золоторудной минерализации (рис. 20), а также их средние значения распределения близки между собой. Это также

свидетельствует о мобилизации и перераспределении рудного вещества внутри стратиграфически единого рудовмещающего комплекса пород. Принос рудного вещества глубинными флюидами при таком соотношении свинцов исключается.

Процессы метаморфического перераспределения рудных элементов повлекли за собой и фракционирование изотопов свинца вследствие различной миграционной способности урана и тория, а также их свинцовых изотопов. Остаточный свинец при этом образует аномалии ториевых свинцов, а переотложенный — урановых свинцов. Рассчитанные методом наименьших квадратов условные изохроны для свинцов из зон концентрации золота и урана пересекали геохрону в одной точке с ориентировочным возрастом около 70 млн. лет, а изохрона, рассчитанная для свинцов из галенитов, пересекла геохрону возрастом порядка 250 млн. лет. Это может свидетельствовать об образовании рудных концентраций в ларамийскую фазу тектонической активности (рис. 20). Модельный возраст галенитов оказался более древним за счет контаминации древними свинцами из пород венд-кембрийского возраста. Возраст пород этой части разреза 560—600 млн. лет.

Влияние метаморфизма на формирование золоторудной минерализации в зонах кварц-карбонатного метасоматоза подтверждается изотопными анали-

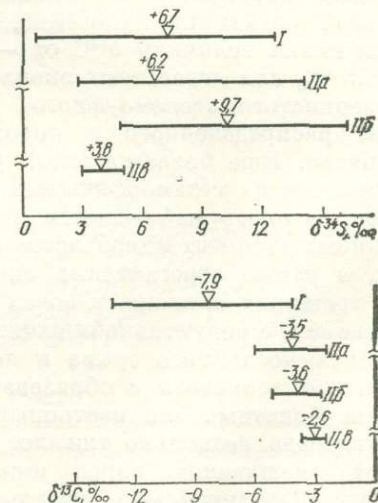


Рис. 21. Вариации изотопного состава $\delta^{34}\text{S}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в различных породах венда (I) и кембрия (II).

Породы: а — вулканогенно-осадочные, б — карбонатные, в — зоны кварц-карбонатного метасоматоза

зами серы из сульфидов вмещающих пород и рудных тел (рис. 21). Диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ на месторождениях достаточно широк: от $+0,5$ до $+15,5$ ‰, что характерно для сульфидов парапетаморфических пород. Столь широкий диапазон объясняется неоднократным изменением температур и давлений при полициклическом метаморфизме и, как следствие, частичным или полным перетолжением сульфидов и соответственно фракционированием изотопов серы.

Средние значения $\delta^{34}\text{S}$ для пород венда и нижнего кембрия близки: соответственно от $+0,5$ до $+12,1$ (диапазон вариаций $11,6$ ‰) и от $+2,8$ до $+15,5$ ‰ (диапазон вариаций $12,7$ ‰). В породах нижнего кембрия выделяется зона кварц-карбонатного метасоматоза с золоторудной минерализацией. Величина $\delta^{34}\text{S}$ из сульфидов этой зоны от $+3,1$ до $+8,4$ ‰ (диапазон вариаций $5,3$ ‰). Сравнение результатов

Железорудные месторождения в породах докембрия

В докембрийских образованиях европейской части Советского Союза изотопно-возрастным датированием установлены породы архейского и (еще детально нерасчлененные) архей-протерозойского возраста. При поисковых работах из-за различной степени метаморфизма как одних, так и других докембрийских комплексов, расчленение их представляется весьма трудоемким и дорогостоящим. Изотопно-геохимическими исследованиями можно расчленить их условно по иногда весьма контрастным физико-химическим условиям накопления железисто-кремнистых и других формаций архея и протерозоя [19]. Такие контрастные условия установлены для докембрийских пород УЩ, Гренландии и Канады. Для Западной Гренландии (блок Исуа) возраст метаморфической толщи датируется $3,75$ млрд. лет. В этих породах изотопные исследования показали незначительные колебания $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах (в пределах метеоритного стандарта $\delta^{34}\text{S} = +0,5$ ‰), что свидетельствует об отсутствии биогенной сульфатредукции, несмотря на присутствие органического углерода с изотопным составом $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ от $-5,9$ до $-24,9$ ‰. Нормальное седиментационное происхождение кремнистых пород подтверждается величинами $\delta^{18}\text{O}$ от $+12,9$

вариаций значений $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах из неизмененных пород кембрия и золотоносных зон метасоматоза показывает, что изотопный состав серы в кварц-карбонатных метасоматитах значительно облегчен при резком сокращении диапазона дисперсии. Процесс рудного метасоматоза сопровождался, очевидно, не только привнесением легкого изотопа серы (^{32}S), но и общей гомогенизацией серы.

Геолого-структурные и изотопно-геохимические исследования показали, что генезис золоторудных зон — полигенный. Первичное накопление рудогенных элементов связано с привнесением в бассейн осадконакопления минерализованных растворов в период кембрийской вулканической деятельности. Метаморфизм последующих стадий тектонической активности привел к мобилизации, переносу и концентрации рудогенных элементов в зонах кварц-карбонатного метасоматоза.

до $+20,4$ ‰. В магнетитах $\delta^{18}\text{O}$ составляет от $+1,4$ до $+7,6$ ‰.

В архейских образованиях района Чертомлык (изотопный возраст $3,8$ млрд. лет) изотопно-геохимическими исследованиями установлено, что $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ из железисто-кремнистых пород варьирует от $-8,5$ до $-11,0$, а среднее $\delta^{18}\text{O}_{\text{карб}}$ равняется $+14,7$ ‰. В хорошо датированных архейских образованиях ($3,3$ — $3,0$ млрд. лет) Западной Австралии (район Пилбар — месторождения Норг-Пол, Биг-Стабби) и Южной Африки (район Барбертон) были обнаружены пропластки барита. Их происхождение связывают с замещением кальция барием в первоначально эвапоритовом сульфате кальция. В архейских сульфатах величина $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от 3 до 10 ‰, причем $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, найденных вблизи сульфатов, колеблется в пределах метеоритного стандарта (от $+3,6$ до $-3,8$ ‰).

Вероятнее всего, уже в архейских водоемах была развита органическая жизнь в виде синезеленых водорослей, которые редуцировали кислород в гидросфере. Тем не менее ощущался определенный дефицит кислорода в гидросфере и атмосфере, что, естественно, не позволяло развиваться сульфатредуцирующим процессам. При отсутствии кислорода в атмосфере железо в

архейское время сносилось в морские бассейны в двухвалентном состоянии и удерживалось в растворенном состоянии. При жизнедеятельности фотосинтезирующих синезеленых водорослей выделялся кислород, который акцептировался ионами двухвалентного железа, что и приводило к его осаждению. Подтверждает это мнение наличие в породах архея сидероплезитов и органики в виде графита, обогащенных изотопом ^{13}C .

В железосодержащих породах протерозоя характер вариаций $\delta^{34}\text{S}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ разительно отличается от таковых в архейских железисто-кремнистых образованиях.

В настоящее время наиболее изучена железорудная саксаганская свита Криворожского бассейна. В разрезе г. Кривой Рог можно проследить постепенное нарастание сульфатредуцирующих процессов от низов отложений протерозоя (скелеватская свита) до верхних частей (гданцевская свита). В нижней части разреза фиксируются достаточное количество органики биогенного происхождения с содержанием $\delta^{13}\text{C}$ от $-17,5$ до $-23,5$ ‰ и по-прежнему дефицит кислорода в атмосфере и гидросфере ($\delta^{34}\text{S} = -0,1$ при вариациях от $-1,8$ до $+0,5$ ‰). Для карбонатных прослоев $\delta^{13}\text{C}$ колеблется от $-1,4$ до $-2,4$ ‰, что соответствует таковому типичных хемогенных осадков. В породах саксаганской свиты увеличивается количество карбонатной составляющей, а величина дисперсии для органической формы углерода $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ колеблется от $-9,5$ до $-24,5$ ‰. Карбонаты железорудной толщи представлены в основном сидеритами с вариациями $\delta^{13}\text{C}$ от $-4,3$ до $-16,2$ ‰, что объясняется участием в их образовании окисленного органического вещества.

В отличие от пород архея и нижней свиты протерозоя в средней (железородной) его части отмечаются значительные вариации $\delta^{34}\text{S}$ и большой удельный вес $\delta^{32}\text{S}$. Особенно это заметно в сульфидах из гематит-магнетитовых кварцитов, где $\delta^{34}\text{S}$ варьирует от $-5,5$ до $+12,0$ ‰. В других разновидностях пород $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от $-3,0$ до $+6,0$ ‰. В общем в разрезе железородной толщи г. Кривой Рог постепенно увеличивается содержание $\delta^{34}\text{S}$ от нижней части разреза к верхней.

Верхняя часть протерозойского ком-

плекса Криворожского бассейна (гданцевская свита) характеризуется наибольшим размахом значения $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ (от $-12,6$ до $-36,3$ ‰), а $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ близко к таковому обычных морских карбонатов. В породах верхней части разреза резко увеличивается количество сульфидов, которые характеризуются чрезвычайно широким интервалом вариаций $\delta^{34}\text{S}$ (от $-5,5$ до $+30,5$ ‰). При этом большая часть вариаций ложится в область положительных значений.

Итак, с помощью изотопно-геохимических исследований можно с достаточной степенью вероятности отделять архейские породы от протерозойских и внутри протерозойских выделять среднюю толщу, благоприятную для железо- и уранонакопления.

Для архейских пород и нижней части протерозойских характерны: а) величина $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов, близкая к таковой метеоритного стандарта (~ 0 ‰); б) достаточно широкий диапазон вариаций $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$. Таким образом, в тот период в морских водоемах развивалась органическая жизнь в виде синезеленых водорослей, активно протекал процесс фотосинтеза с выделением кислорода, но процесса бактериальной сульфатредукции не было.

Накопление средней (продуктивной) части разреза протерозоя происходило при существенном влиянии бактериальной сульфатредукции, о чем свидетельствуют значительные вариации $\delta^{34}\text{S}$ (от 0 до -12 ‰) при широкой дисперсии $\delta^{13}\text{C}$ (от $-9,5$ до $-24,5$ ‰). В этой части разреза органическая жизнь активнее всего развивалась при накоплении глиноземистых кварц-сланцев (сланцев ($\delta^{13}\text{C}$ от $-9,5$ до $-24,3$ ‰). В глиноземисто-магнезиально-железистых силикатно-карбонатно-кварцевых сланцах уменьшается доля карбонатов и резко уменьшается (до $0,003$ %) количество графита. Распространенным становится сидерит, резко обогащенный изотопом ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} = -13$ ‰). В образовании сидерита принимало участие окисленное органическое вещество.

В верхах отложений протерозоя по мере утилизации атмосферного CO_2 за счет развития и захоронения органики в гидросфере и атмосфере накапливался кислород, а следовательно, активизировалась деятельность сульфатредуцирующих бактерий. Появились пред-

Таблица 5. Изотопный состав свинца в метаморфических, ультраметаморфических породах и метасоматитах карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации

Порода	Количество проб	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\text{U} \cdot 10^{-4}, \%$	$\text{Th} \cdot 10^{-4}, \%$
Гнейсы, безрудные кварциты	15	1,02—1,19	0,64—0,92	1,00—9,70	3,50—20,40
		1,09	0,84	5,00	12,00
Кристаллосланцы пироксен-роговообманково-плаггиоклазовые, амфиболиты	7	1,02—1,18	0,78—0,92	2,00—5,90	10,00—10,30
		1,10	0,84	3,40	10,00
Железисто-кремнистая	6	1,06—1,11	0,73—0,88	2,00—8,60	3,00—7,80
		1,09	0,80	7,00	6,00
Метасоматиты	19	0,98—1,20	0,64—0,98	1,70—18,19	2,00—41,90
		1,08	0,85	5,60	10,00
Мигматиты	16	1,04—3,78	0,67—0,88	2,30—14,90	11,00—31,40
		1,77	0,78	11,00	30,00
Граниты	14	0,57—1,16	0,35—0,97	1,60—30,00	2,00—23,00
		0,97	0,74	7,00	7,00

Примечание: в числителе — диапазон вариаций, в знаменателе — средние значения.

посылки для значительного накопления сульфатсодержащих осадков. Отсюда дисперсия $\delta^{34}\text{S}$ достигает значительных величин (от $-5,5$ до $+30,5$ ‰).

Метаморфизм не оказал существенного влияния на переотложение такого геохимически инертного элемента, как железо. Аналитический материал убедительно свидетельствует о том, что существенной разницы между изотопными составами серы пиритов сланцевых и железистых горизонтов средней свиты г. Кривой Рог не наблюдается [20], что может указывать на общий источник серы. Полученные нами данные косвенно свидетельствуют о том, что рудогенные элементы в криворожскую серию пород не привносились. Прямого определения изотопов железа для природных объектов не производилось. Это является первостепенной задачей будущего.

Судя по исследованиям многочисленных наложенных прожилковых форм сульфидной минерализации, речь идет о переотложении ее первичных форм, парагенетичных железорудным осадочным прослоям. Анализам были подвергнуты переотложенные сульфиды, образовавшиеся под влиянием регионального, контактового и динамометаморфизма.

Во всех случаях речь идет о систематическом облегчении серы пиритов прожилковых форм на величину от 3 до 5 ‰, что является закономерным при переносе рудного сульфидного вещества под влиянием метаморфизма.

Об этом же свидетельствуют данные М. А. Яроцук и В. Г. Ивановой [190]. Они изучали изотопы свинца в метасоматических зонах карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации бугской свиты Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны (табл. 5).

Несмотря на то что породы карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации описываемой зоны существенно отличаются от таковых железисто-кремнистых формаций г. Кривой Рог, все же прослеживается их сходство в природе метаморфических растворов и отсутствии привноса глубинных флюидов. На это указывают:

1. Близость изотопных соотношений свинца в метаморфических разновидностях хемогенно-осадочных, вулканогенных и железисто-кремнистых пород, их метасоматических производных и продуктах ультраметаморфизма.

2. Среднее количество урана и тория в породах.

3. Сходство изотопного состава свинца метасоматитов с составом свинца вмещающих метаморфических пород, что свидетельствует о практически одновременном характере и сходных термодинамических условиях процессов метасоматоза и прогрессивного метаморфизма. Судя по соотношениям $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, можно предположить, что процесс ультраметаморфизма был моложе.

Систематические исследования образований богатых железных руд ингу-

лецкого, саксаганского и первомайского типа не проводились. Отдельные наблюдения показали, что в богатых рудах сера пиритов резко обогащается «тяжелым» изотопом серы (^{34}S). Иногда вариации $\delta^{34}\text{S}$ достигают широких пределов. Карбонатная составляющая углерода этих руд имеет $\delta^{13}\text{C}$ в пределах значений, характерных для морских известняков. Органическая составляющая углерода обогащена тяжелым изотопом ^{13}C , чем отличается от подстилающих и перекрывающих пород. Это может быть вызвано диссоциацией сидеритов при метаморфизме. Значения $\delta^{18}\text{O}$ гематита в ассоциации

гематит — магнетит близки к $\delta^{18}\text{O}$ хемогенных морских осадков ($\delta^{18}\text{O} =$ от $+1,3$ до $+3,4$ ‰), а в ассоциации гематит — мартит ($\delta^{18}\text{O} =$ от $+0,2$ до $-6,1$ ‰) — отражают участие в его образовании метеорных вод.

Предварительные сведения об изотопно-геохимической характеристике богатых руд указывают на физико-химические процессы, приведшие к переносу и перекристаллизации сульфидов, переотложению карбонатов и органического вещества при метаморфизме пород железисто-кремнистой формации и отсутствию привноса иного глубинного флюида.

Метаморфические месторождения урана в докембрии

Источник урана для месторождений, расположенных в докембрийских щитах

Источник урана для месторождений, расположенных в пределах структур древних докембрийских щитов, является предметом дискуссий в течение многих лет. Сторонники постмагматической гидротермальной теории формирования месторождений считают источником металла многочисленные интрузии различных возраста и объема, встречающиеся на территории докембрийских щитов. Сторонники метаморфогенной теории рудообразования справедливо возражают им, доказав ультраметаморфическое происхождение большинства мигматитов и гранитов. В последние годы нами проведено изучение процентного соотношения ураногенных (^{206}Pb и ^{207}Pb) и торигенного (^{208}Pb) изотопов свинца, которое позволяет выяснить первичную древнюю геохимическую специализацию на уран отдельных литолого-стратиграфических подразделений и магматических комплексов, иными словами, — выяснить возможность извлечения урана из первоначально обогащенных пород, а также его мобилизацию, перенос и концентрацию в благоприятные структуры при процессах, которые происходили в последующем.

Массивы гранитов. Были специально изучены вариации изотопа ^{206}Pb в гранитах Украинского щита как производного изотопа ^{238}U [80] (табл. 6). Средние содержания в них ^{206}Pb 23—30 несколько выше, чем для гранитов аналогичных структур мира, — 22,51—26,79 % [127]. Распределение изото-

па ^{206}Pb в большинстве массивов УЩ свидетельствует о первоначально равномерном распределении в них ^{238}U . В некоторых случаях (например, в гранитах) первоначальное содержание урана-238 было достаточно низким, о чем свидетельствуют содержания свинца-206, равные 23—24 %. В последующем в результате различного рода метаморфических преобразований произошло общее перераспределение урана в зонах массива. Содержание свинца-206 несколько повысилось и достигло 26,5—30,6 %.

Парапороды УЩ. По существующим данным, гнейсы УЩ имеют незначительные вариации ^{206}Pb — 28,1—25,3 %, на основании чего можно предположить, что первичное содержание ^{238}U было небольшим и, вероятно, не превышало кларкового. Распределение ^{238}U в породе, судя по характеру распределения ^{206}Pb , было достаточно равномерным. По результатам определения изотопа Pb наибольшее количество ^{238}U концентрировалось в парапородах докембрия УЩ и на 2—3 % его было меньше в гранитных образованиях. На фоне равномерного содержания ^{206}Pb в парапородах нами обнаружены отдельные литологические разновидности, обладающие аномально высоким средним содержанием $\delta^{206}\text{Pb}$. К таким разновидностям относятся: метакварциты — 68,2, известняки и сланцы — соответственно 23 и 29, известняки и сланцы — соответственно 31 и 29,0, гнейсы — 33,5—41,2 %. В на-

Таблица 6. Определение изотопа ^{206}Pb в гранитах Украинского щита

Порода	Возраст гранита, млн. лет	Количество проб	Вариации изотопа ^{206}Pb , %
Граниты рапакиви	1300—1700 (по Н. П. Семененко)	21	$\frac{25,4-39,5}{26,2}$
Калиевые трахитоидные граниты	1900 (по А. Г. Виноградову, Л. В. Комлеву)	22	$\frac{22,5-28,2}{23,0}$
Порфириобластические граниты	1730—1990 (по Л. В. Комлеву)	20	$\frac{24,2-29,7}{26,4}$
Щелочные граниты	1750—2000 (по Н. П. Семененко)	47	$\frac{26,2-35,5}{30,0}$
Щелочные граниты	1900—2100 (по А. И. Тугаринову)	27	$\frac{22,4-38,5}{26,6}$
Микроклиновые порфириовидные граниты	1900 (по Н. П. Семененко)	26	$\frac{22,5-32,6}{26,6}$
Аплитоидные граниты	1900 (по А. И. Тугаринову)	21	$\frac{23,5-30,0}{27,1}$
Порфириовидные граниты кировоградского типа	1900—2300 (по Н. П. Семененко)	13	$\frac{23,6-39,0}{27,7}$

Примечание: в числителе — пределы вариаций, в знаменателе — среднее значение.

стоящее время множество данных об изотопном возрасте метаморфизма пород и отдельных минералов опубликованы в работах А. И. Тугаринова, Н. П. Семененко, Л. В. Комлева, Н. П. Щербака и др. Результаты определений не однозначны. Их значения колеблются от 3470 млн. до 690 млн. лет. Эти данные отображают историю геологического развития описываемого региона, а также стадию его геосинклинального и платформенного развития, главные фазы тектонической активности.

По данным А. И. Тугаринова, на участках рудной минерализации вмещающие породы и рудные минералы в них подверглись метаморфизму около 3 млрд. лет назад. Дальнейший метаморфизм проявился 2400 млн. лет. 2100—1260 млн. лет назад существовала стадия платформенного развития региона, и многие промежуточные значения изотопного возраста, возможно, соответствуют большому количеству сближенных по времени фаз тектонической активности, а весь район подвергался, по всей вероятности, длительному процессу метаморфизма. Возраст 1100, 910 и 690 млн. лет определен по окисным минералам, которые яв-

ляются продуктами дальнейших фаз метаморфического преобразования вещества как проявления самых молодых фаз тектонической активности.

Изотопно-свинцовые определения свидетельствуют, что преимущественное накопление урана происходило при формировании отдельных литолого-стратиграфических разновидностей осадочных пород.

На месторождении в зонах метасоматоза представлены разные типы руд: уран-альбититовые, железо-карбонатные, апатит-малаконсодержащие. Судя по некоторым отличиям в изотопных составах серы, кислорода, углерода, их образование происходило полигенным путем (рис. 22).

Изотопный состав свинца месторождения исследовался в системе: вмещающие породы — безрудные зоны метасоматоза — бедные руды — богатые руды. Задачей исследований было определение стадийности формирования выделенных разновидностей пород и нарастание количества радиогенной компоненты. Как следует из рис. 22, вмещающие породы являются наиболее древними с небольшим рассеянным в породе содержанием урана. Вторым этапом развития зон минерализации было формирование зон

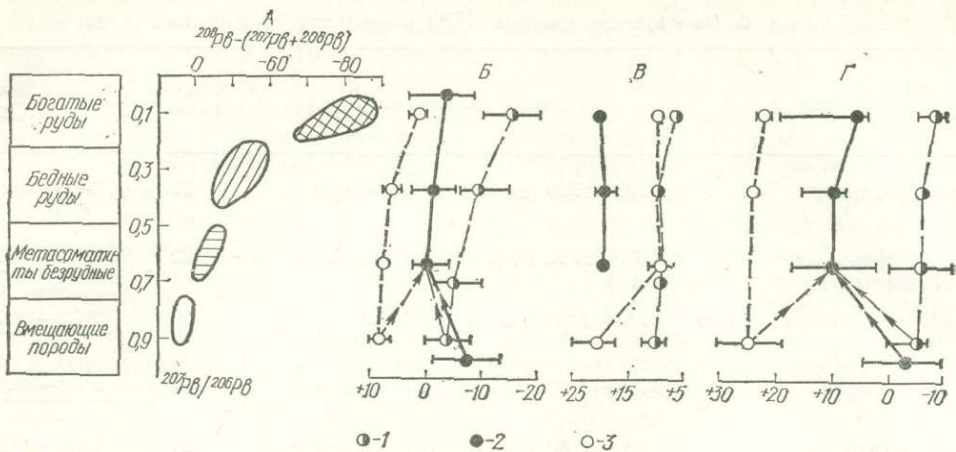


Рис. 22. Вариации изотопов:

А — свинца, Б — $\delta^{13}\text{C}$, В — $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ и Г — $\delta^{34}\text{S}$ в различных типах руд метаморфических месторождений урана (‰).
 Руды: 1 — уран-альбититовые, 2 — железо-карбонатные, 3 — малакон- и апатитсодержащие

метасоматоза. На третьем этапе шло формирование бедных руд района, которое завершилось на четвертом этапе концентрированием урана и соответственно свинцов. Такая стадийность формирования руд в докембрийских породах соответствует схемам развития региона, полученным при изотопно-возрастном датировании.

Железо-карбонатные руды развиты по куммингтонитовым сланцам, по шестому и седьмому железистым горизонтам вблизи контакта с гданцевской свитой. Многочисленные определения [20] показали, что вариации $\delta^{34}\text{S}$ во вкрапленных пиритах регионально метаморфизованных пород саксаганской свиты составляют от +4,3 до -9,4, в сульфидах из терригенных пород гданцевской свиты — от +1,0 до +20,0, а для карбонатных разновидностей — от +14,6 до +30,8 ‰. Естественно, что при нарастании процессов метаморфизма, приведших к формированию зон метасоматоза и рудной минерализации, произошло смещение флюидов, источником которых были породы саксаганской и гданцевской свит (рис. 22, Г). Новообразованные пириты в метасоматических зонах, включая бедную и богатую минерализацию, имеют практически одинаковое среднее содержание изотопа серы-34 от +3 до +17 ‰ при достаточно широкой дисперсии.

В богатых рудах активное движение окислительных растворов привело к облегчению $\delta^{34}\text{S}$ на -5 ‰. Изотопы кислорода из пород метасоматических зон и руд однозначно указывают на

осадочную природу карбонатов, из которых извлекался CO_2 для анализа. Содержание $\delta^{18}\text{O}$ во всех случаях составляет около +20 ‰ (рис. 22, В) при пересчете на стандарт SMOW. Изотопный состав углерода имеет вариации от -1,7 до -13,7, в среднем 6,1 ‰. При этом в альбититах по кристаллическим сланцам, обогащенным углистым материалом, $\delta^{13}\text{C}_{\text{вал}}$ изменялось от -11,8 до -20,8 ‰, а $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ до -20,8, в то время как $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ составляло от -5,0 до -6,6 ‰. Близкая величина $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ была получена для метасоматитов по железо-карбонатным породам [21]. Дополнительными данными уточнен изотопный состав углерода безрудных метасоматитов: значение $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$ составило величину, близкую к 0 (стандарт PDB), при вариациях от +1 до -5 ‰; примерно те же значения с незначительным увеличением удельного веса изотопа ^{12}C характерны для бедных и богатых руд.

Исходя из анализа поведения изотопов Pb, S, O и C в системе вмещающие породы — зоны безрудного метасоматоза — бедные и богатые руды, можно говорить о том, что первичное накопление урана в железо-карбонатном типе руд происходило в эффузивно-осадочной толще и было связано с органическим веществом. В период регионального метаморфизма и образования кристаллических сланцев органическое вещество превратилось в графит с тем же изотопным составом. При графитизации органики уран отторгался и окислительными растворами, обогащенными CO_2 , экстрагировался из пород,

переносился и концентрировался в зонах разгрузки.

Уран-альбититовые руды. Изотопная характеристика метасоматитов и различных по содержанию урана руд несколько сложнее, чем руд железо-карбонатного типа. Это касается прежде всего вариаций $\delta^{18}\text{O}$ и в меньшей степени $\delta^{13}\text{C}$. Дисперсия $\delta^{13}\text{C}$ для этого типа руд достаточно широка: $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ изменяется от $+0,9$ до $-16,2$, а $\delta^{13}\text{C}_{\text{орг}}$ от $-17,0$ до $-23,6$ ‰, причем степень обогащения карбонатной составляющей изотопом ^{12}C прямо пропорциональна содержанию урана.

При интерпретации данных по вариациям $\delta^{13}\text{C}$ могут быть рассмотрены два варианта. Первый — по мере формирования метасоматитов, а затем и альбититовых руд в рудообразующий раствор попадало большое количество CO_2 из окисленного органического вещества, что и привело к резкому облегчению $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}}$ бедных, а затем и богатых руд. Второй — вместе с CO_2 окисленной органики из вмещающих пород во флюид попадали глубинные углеводороды корового источника (возможно, гидротермальные растворы метаморфогенного происхождения). Второй вариант (см. рис. 22, Б) подтверждается значениями $\delta^{18}\text{O}$, характерными для CO_2 глубинных гидротермальных растворов, особенно в части графика, характеризующего $\delta^{18}\text{O}$ богатых руд (рис. 22, В). Изотопный анализ серы пиритов этого типа руд, как и вмещающих пород, практически не отличается от полученных значений $\delta^{34}\text{S}$ для саксаганской свиты региона в целом. Некоторое облегчение значений $\delta^{34}\text{S}$ по сульфидам богатых руд также свидетельствует об их метаморфогенном генезисе.

Таким образом, большое количество изотопно-геохимических данных по Pb, С и S свидетельствует в пользу метаморфического происхождения уран-альбититового типа руд. Тем не менее

изотопные соотношения $\delta^{18}\text{O}$ свидетельствуют о тенденции, характерной для ультраметаморфических месторождений натрий-уранового типа [21].

Малаконсодержащие породы развиты по доломитам и в значительной степени унаследовали изотопный состав углерода карбонатов и серы пиритов вмещающих пород (рис. 22, Б, Г). Некоторое увеличение количества «легких» изотопов ^{12}C и ^{32}S в богатых рудах легко объясняется окислительным характером раствора на конечной стадии формирования руд. Резкое облегчение величины $\delta^{18}\text{O}$ (рис. 22, В) в областях безрудного и рудного метасоматоза связано с подтоком метеорных вод.

На рассмотренном месторождении (с точки зрения изотопно-геохимической характеристики Pb, С, О и S) можно говорить о превалировании метаморфических процессов при формировании рудных залежей различного минерального состава. Подчиненную роль имели глубинные коровые флюиды (для уран-альбититовых руд) и метеорные воды (для малакон-апатитовых руд).

На основании изотопно-геохимических исследований метаморфических месторождений можно сделать выводы.

В метаморфических комплексах раннепалеозойского, протерозойского и архейского возраста происходило первоначальное накопление урана, золота и железа в осадочных и вулканогенно-осадочных породах.

Формирование богатых рудных залежей за счет метаморфизма пород, минерализованных в период седиментогенеза, может осуществляться уже на начальных стадиях зеленосланцевого метаморфизма.

На завершающих стадиях зеленосланцевого метаморфизма в зонах метасоматоза отмечаются вынос первично накопленных концентраций рудогенных элементов и активная миграция радиогенных свинцов.

VII.3. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В некоторых докембрийских щитах земли размещены урановые месторождения, приуроченные к тектоно-метасоматическим зонам. Зоны обычно транслируют серии протяженных пегма-

титовых тел, выполненных бластомилонитами, брекчиями и катаклазитами, и сопровождаются густой сетью оперяющих разрывов. Вдоль тектонических нарушений широко развиты процессы

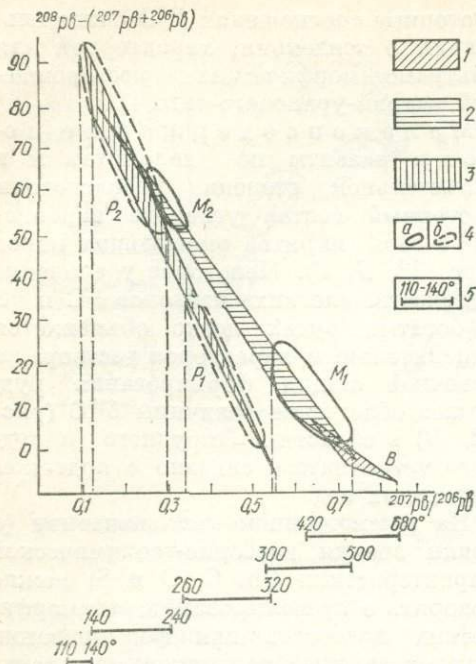


Рис. 23. Поле вариаций изотопов свинца: 1 — во вмещающих породах; 2 — в альбититах; 3 — в рудных альбититах; 4 — границы областей максимальной частоты встречаемости; а — в метасоматитах и вмещающих породах, б — в рудных альбититах; 5 — температуры гомогенизации газовой-жидких включений, °С.

метасоматической переработки вмещающих пород. Под влиянием процессов регионального метаморфизма и ультраметаморфизма происходила метасоматическая переработка пород в зонах в нарастающей последовательности: гнейсы — мигматиты — граниты — диафториты — альбититы — рудные альбититы. Рудная минерализация в виде крапчатости и прожилков урановых минералов и сульфидов наложилась на альбититы. Я. Н. Беленцев [11] считает такого типа месторождения ультраметаморфическими. Существует мнение и об их гидротермальной постмагматической природе [55].

Изотопы свинца. Изотопно-свинцовые исследования проводились во вмещающих породах — альбититах и рудных альбититах [81]. При этом принимались во внимание условно возрастные отношения (этапы формирования) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, а также взаимоотношения ториегенного и суммы ураногенных свинцов $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} + ^{206}\text{Pb}$. Характер изменения изотопно-свинцовых параметров в зависимости от степени метаморфических изменений пород и температуры их образования показан на рис. 23.

Полю вмещающих пород (гнейсов, мигматитов, гранитов) соответствуют значения наиболее «древних» и слабо контаминированных свинцов с содержанием ^{206}Pb до 30%. Отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ колеблется по оси абсцисс от 0,65 до 0,86, а по ординате от +8 до -7, что отвечает отношениям нормальных свинцов. Температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах гранитоидов изменяются от 680 до 420 °С и соответствуют этапу прогрессивного метаморфизма. Скоплению α - M_1 соответствует поле скопления изотопно-свинцовых определений в диафторических альбититах, которые образовались в результате регрессивного метаморфизма гранитоидных пород. Диафторическим альбититам отвечают температурный интервал 500—300 °С и вариации изотопных отношений по абсциссе 0,73—0,53, а по ординате от -3 до -25.

Судя по изотопно-свинцовым отношениям, начало развития альбититизированных разновидностей совпадает с конечными стадиями прогрессивного метаморфизма вмещающих толщ. С ощутимым временным разрывом при одинаковой разности ториегенного и суммы ураногенных свинцов начинается формирование альбититов с урановой минерализацией при температурах 320—260 °С. Метаморфизм, протекающий при температурах 240—140°, привел к формированию основных рудных тел при отношениях $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 0,35—0,12 и величинах по ординате от -49 до -93, а закончился при температурах 140—110 °С за счет остаточных растворов при отношении $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ меньше 0,1. Изотопно-свинцовые исследования хорошо согласуются с данными термобарических наблюдений и показывают, что процесс формирования зон натриевого метасоматоза и связанной с ними урановой минерализации — полистадийный и является следствием логического завершения ультраметаморфического образования пород и руд.

Изотопы углерода. Как и для изотопно-свинцовых исследований, для определения $\delta^{13}\text{C}$ пробы отбирались из вмещающих пород, диафторитов, безрудных и рудных альбититов (рис. 24).

В гнейсах $\delta^{13}\text{C}_{\text{ср}}$ составляет -19,1, в гранитах -14,3 ‰; в продуктах метасоматической переработки всех типов пород и рудных альбититах -6

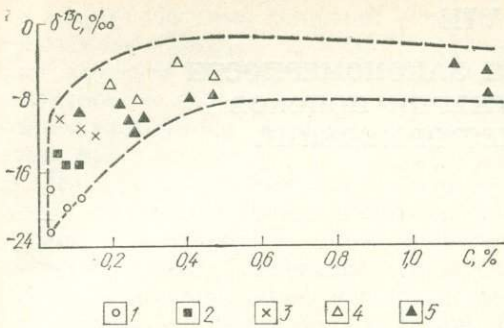


Рис. 24. Содержание углерода и вариации $\delta^{13}\text{C}$ в породах:

1 — вмещающих, 2 — диафоритах; в альбититах: 3 — безрудных, 4 — околорудных, 5 — рудных

при вариациях от $-8,9$ до $-2,5$ ‰. Привнос «тяжелого» углерода в породу сопровождался увеличением содержания общего углерода от $0,02$ до $1,11$ %. Это можно объяснить привнесом в метасоматические породы значительного количества CO_3^{2-} , обогащенного $\delta^{13}\text{C}$. Вероятнее всего, в зоны альбитизации дополнительно привнеслись глубинные карбонаты со средним значением $\delta^{13}\text{C}_{\text{карб}} = -4,8$ ‰. В рудных альбититах следов органической формы углерода не обнаружено.

Изотопы серы. $\delta^{34}\text{S}$ пиритов определялся из всех разновидностей пород — гнейсов, мигматитов, гранитов, альбититов. Изменение изотопного состава пиритов этих пород прямо коррелируется со степенью их метаморфизма. В гнейсах синхронно регионально метаморфизованный пирит имеет достаточно широкую вариацию $\delta^{34}\text{S}$ — от $+11,3$ до $+6,0$ ‰. В гранитах содержание серы увеличивается по сравнению с гнейсами ($C_{\text{гнейсов}} = 0,1$, $C_{\text{гранитов}} = 0,2$ %), а $\delta^{34}\text{S}$ облегчается до $+2,1$ ‰. В диафоритах $\delta^{34}\text{S}$ приближается к метеоритному стандарту, а в альбититах становится равным -8 ‰, при увеличении общего содержания серы до $0,54$ % (рис. 25).

Резюмируя изотопно-геохимические данные, можно говорить о том, что преобладающее значение при формировании ультраметаморфических месторождений в зонах натриевого метасоматоза играли процессы регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Процессы ультраметаморфизма вызвали подток глубинных гидротермальных растворов, обогащенных CO_2 и S со значительным количеством изотопов ^{13}C и ^{34}S и повышенным кислородным потенциалом рудоносных флюидов.

Таким образом, на основании изложенного устанавливаются закономерности размещения различных типов метаморфогенных месторождений в определенных структурах земной коры.

Метаморфизованные месторождения в основном концентрируются в складчатых областях в пределах литолого-стратиграфических горизонтов, обогащенных рудогенными элементами. Богатые промышленные залежи могут образовываться в зонах брекчирования, послонных срывах и штокверках. При этом изотопный состав серы, углерода и кислорода в рудах практически не отличается от такового первоначальных пород и зон минерализации.

Метаморфические месторождения формируются в тектонических разрывных структурах, вблизи рудовмещающих пород как в складчатых сооружениях, так и в пределах докембрийских щитов, чаще всего в зонах рудного метасоматоза. При этом в рудных залежах сохраняются изотопные составы свинца вмещающих пород, а также серы, углерода и кислорода. Однако диапазон их вариаций чаще всего уменьшается за счет выноса тяжелого изотопа окислительными растворами. Ощущается влияние метеорных вод на изотопный состав O и S.

Ультраметаморфические месторождения в докембрийских щитах формируются на значительном удалении от «материнских» пород в хорошо подготовленных и благоприятных для проницаемости тектонических зонах. Наряду со значениями $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{34}\text{S}$ первичных минералов пород и руд, а также метаморфических флюидов явно ощущается влияние глубинных коровых растворов и метеорных вод.

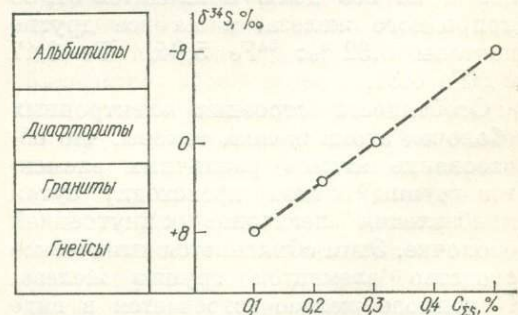


Рис. 25. Изменение содержания суммарной серы (C_{S}) и $\delta^{34}\text{S}$ в породах ультраметаморфических месторождений

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ, ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И КРИТЕРИИ ПОИСКОВ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Образование месторождений железа происходило вследствие концентрации железа, связанной с магматическими, седиментационными, метаморфическими и гипергенными процессами в земной коре. Поэтому образование и закономерности размещения железорудных месторождений находятся в исторической и пространственной связи с такими процессами: геохимическими, определяющими условия миграции и концентрации железа в земной коре; металлогеническими, дающими возможность установить закономерности размеще-

ния железорудных месторождений в геологическом разрезе и геолого-структурных регионах; генетическими, определяющими физико-химические и термодинамические условия образования железных руд.

На примере железорудных месторождений УЩ рассмотрим условия их образования и закономерности размещения. Они хорошо изучены многочисленными скважинами до глубин около 3000 м и разрабатываются в настоящее время на глубинах от 200—300 м до 1100—1200 м.

VIII.1. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ

Геохимические. Железо является ведущим элементом нашей планеты, а вероятно, и других планет, как это можно судить по железным и каменным метеоритам, падающим на Землю.

Геохимические особенности железа определяют условия его миграции и концентрации в земной коре.

Железо имеет атомное число 26, атомную массу 55,85, относится к четной — VIII — группе периодической таблицы Менделеева. Оно имеет четыре стабильных изотопа — ^{54}Fe , ^{56}Fe , ^{57}Fe и ^{58}Fe . Изотоп ^{56}Fe распространен наиболее и на его долю приходится 91,68 природного железа, а на все другие изотопы 8,32 %: ^{54}Fe 5,84, ^{57}Fe 2,17 и ^{58}Fe 0,31.

Особенности строения электронных оболочек атома железа таковы, что образование атомов различных элементов группы железа происходит путем прибавления электронов к внутренней оболочке. Этим объясняется химическое сродство элементов группы железа. В природе железо встречается в виде оксидов — двухвалентного с ионным радиусом 0,074 нм и трехвалентного с ионным радиусом 0,064 нм редко встре-

чающееся самородное железо практического значения не имеет.

Двухвалентное железо обладает низким потенциалом ионизации (2,7), а трехвалентное более высоким (4,7), этим определяется мера силы положительного заряда на поверхности иона. Поэтому трехвалентное железо плохо растворимо в водном растворе, тогда как двухвалентное растворяется интенсивнее и более миграционноспособно.

Трехвалентное железо мигрирует в очень кислых растворах и осаждается с повышением pH до 3. Двухвалентное железо растворяется и мигрирует в растворах с более высоким значением pH и даже в нейтральных водах (pH = 7). Растворимость железа сильно увеличивается с ростом кислотности растворов: например, при pH = 6 она примерно в 10^5 раз выше, чем в растворе с pH = 8,5; по этой причине большая часть железа переносится речными водами (pH = 7) и осаждается при достижении моря (pH = 8) [63]. Ионы трехвалентного железа обладают способностью образовывать вместе с кислородом комплексные анионы, которые отличаются большими радиусом, валентностью

и энергетическими данными. Комплексные ионы $(\text{Fe}_2\text{O}_4)^{2-}$ и $(\text{FeO}_4)^{5-}$ обладают хорошей растворимостью, меньшей прочностью солей, вследствие чего они кристаллизуются позже, чем соединения простых ионов.

По кристаллохимическим особенностям минералы железа являются ионными соединениями. Все минералы железа, кроме сульфидов, — кислородные соединения. Ион кислорода O^{2-} по размерам гораздо больше ионов железа, его радиус равен 0,140 нм, поэтому кислород определяет структурные черты минералов. Отношение размеров радиусов катионов железа к размерам радиусов аниона кислорода является регулирующим фактором в определении геометрического расположения ионов, при котором образуются устойчивые решетки минералов. Большая часть катионов железа имеет шестерную координацию с анионами кислорода.

Благодаря таким свойствам железо ионизируется и образует оксианионы, в связи с чем и относится к литофильным элементам. Вместе с тем оно характерно для железосодержащих расплавов основных и ультраосновных магм, где имеет металлические связи, и в таком случае должно относиться к группе сидерофильных элементов [171, 59].

Эти геохимические особенности определяют миграцию и распределение железа в земной коре. Содержание его в земной коре (кларк) равно 5,10, а в Земле в целом составляет 37,04 %. Это косвенно подтверждается тем, что каменные метеориты содержат 12,35 железа, а железные метеориты 90,85 %. Увеличение содержания железа с глубиной является характерной особенностью Земли. Наиболее бедны железом самые верхние оболочки Земли: атмосфера почти не содержит железа, в гидросфере его $5 \cdot 10^{-6}$, в кислых гранитоидных породах 2,42 %. В основных породах (базальтах) железа 8,71 % [137]. Предполагается, что железа еще больше в мантийных оболочках и центральном ядре Земли.

Содержание железа в магматических породах изменяется в широких пределах: от 1—2 в ультракислых (аляскитах, слюдяных гранитах) до 10 % в ультраосновных и основных (габбро, перидотитах, дунитах); в породах средней кислотности (гранодиоритах, диоритах и сиенитах, в том числе и щелоч-

ных сиенитах) содержание его среднее.

Распределение железа среди отдельных представителей магматических пород более сложное. Среди ультракислых и кислых пород, содержащих SiO_2 65—74 %, наименьшим количеством (1,12—1,82 %) отличаются аляскиты, слюдяные граниты и липариты (фиолиты), несколько большим (3,12—3,30 %) — гранодиориты.

В породах средней кислотности и щелочного ряда, содержащих SiO_2 51—64 %, железа значительно больше, чем в кислых (3—6 %), а наибольшее количество его в диоритах и базальтах (около 6 %). В сиенитах и щелочных породах железа от 2,94 до 5,81 %. Железосодержащими минералами являются зеленая роговая обманка (Fe_2O_3 около 4 и FeO около 11 %); в базальтовой роговой обманке Fe_2O_3 и FeO 8 %.

В породах основного состава (SiO_2 от 44 до 50 %) железа 6—12 %. Наименьшие содержания его в норитах (6,67 %), наибольшие — в трапбах и троктолитах (10—12 %). Наиболее железосодержащими минералами в этих породах являются ромбические пироксены (Fe_2O_3 около 2 и FeO до 20 %), авгиты (содержание железа около 10 %), а также железорудные минералы — магнетит и ильменит.

В ультраосновных породах (SiO_2 от 38 до 45 %) железа 6,9—10,4 %, т.е. примерно столько же, сколько в породах основного состава. Основная часть железа связана с темноцветными и акцессорными минералами — магнетитом, ильменитом, оливином, пироксеном, амфиболом и темными слюдами.

Из приведенных данных видно, что в магматических породах содержание железа обратно пропорционально количеству кремнезема, а основная масса железа содержится в основных и ультраосновных породах. Во многих случаях в природе среди этих пород наблюдается обособление железистых и железо-титановых минералов — магнетита, ильменита, реже гематита в виде шпир, жил или штокверков, нередко имеющих промышленное значение.

По А. Е. Ферсману [171], при протокристаллизации железо выделяется в виде мелкокристаллического магнетита и железосодержащих силикатов — оливина и пироксена; оно может выделяться в виде отдельной сульфидной магмы и кристаллизоваться в виде сульф-

фидов железа (пирротина). В период мезокристаллизации железо входит почти исключительно в форме закисных соединений в состав ортосиликатов (оливина) или метасиликатов (пироксена, гиперстена, диаллага).

Таким образом, главная масса железа, связанного с магмой, выделяется в период прото- и мезокристаллизации. Дальнейшая миграция его осуществляется в постмагматических гидротермальных растворах умеренно кислых пород (сиенитов и диоритов) с образованием большой группы скарных месторождений (г. Магнитная, Тельбес, Темиртау и многие другие).

В осадочных породах содержится около 4 % железа.

В процессе выветривания и денудации магматических пород высвобождались огромные массы железа, которые вследствие дифференциации концентрировались в осадочных породах, образуя в отдельные геологические эпохи огромные массы железистых пород и месторождения железных руд.

В соответствии с геохимическими особенностями двухвалентное железо образует устойчивые бикарбонаты железа, являющиеся сильными основаниями, которые удерживаются в слабокислом растворе и могут мигрировать на значительные расстояния. Под влиянием кислорода двухвалентное железо переходит в трехвалентное, которое имеет другой ионный радиус, более высокий потенциал ионизации и, являясь слабым основанием, образует гидраты окиси железа в виде осадочных месторождений. Перенос железа в водах осуществляется в истинных и коллоидных растворах и в значительных количествах — в виде железистой взвеси.

Работами последних лет [84, 69, 144] установлено, что значительные массы железа попадают в область седиментации непосредственно из продуктов извержения магм, а также магм, связанных с подводной деятельностью вулканов. Очень важным подтверждением этого является поток магнетитовой лавы древнечетвертичного вулкана Лако в Чили.

Таким образом, первоисточником железа в земной коре служили основные и ультраосновные породы. Извлечение и концентрация железа из основной магмы или магматических пород, его перераспределение при последующих геолого-геохимических процессах (ги-

пергенезе, седиментации и метаморфизме) привели к образованию различных генетических типов промышленных месторождений железных руд.

Металлогения железа. Особенности металлогении железа состоят в том, что промышленные концентрации его образовались в различных условиях — магматических, осадочных, гипергенных и метаморфических. В геологическом разрезе земной коры основная масса железорудных месторождений расположена в отложениях докембрия, на границе архея и нижнего протерозоя, меньше — в верхнепротерозойских образованиях, ордовикских, силурийских, юрских, меловых и палеогеновых. Самая богатая железом эпоха — докембрийская. В то время сформировалось около 80 % мировых запасов железных руд, из которых в настоящее время на земном шаре добывается более половины мировой добычи железа. Месторождения этой эпохи представлены богатыми магнетитовыми, мартитовыми и гематит-мартитовыми рудами или железистыми полосчатыми породами (кварцитами, джеспилитами, таконитами и итабиритами), широко распространенными на всех континентах мира среди пород кристаллических щитов. С этими породами ассоциируются многочисленные месторождения бедных и богатых железных руд. Их состав и строение очень сходны, они часто образуют обширные бассейны (такие, как Криворожский и Курский в Советском Союзе, озеро Верхнее в США, Лабрадор в Канаде, Минас-Жерайс в Бразилии, Сингхбхум в Индии, Эль-Пао в Венесуэле, Хамерсли в Западной Австралии), запасы богатых железных руд многомиллиардны.

Все эти месторождения, составляющие основное богатство железорудной промышленности мира, генетически связаны с осадочно-метаморфическими процессами и приурочены к железисто-кремнистым формациям, которые подразделяются на два типа.

Первый тип — «Алгома», или «верховцевский» на УЩ. К нему относится железистая формация осадочно-вулканогенного происхождения, образовавшаяся в эвгеосинклинальных зонах преимущественно верхнего архея, реже — нижнего протерозоя. Второй тип — «озеро Верхнее» (Сьюпириор) или «криворожский». Он представлен железисто-кремнистой формацией осадочного (хемогенно-осадочного) образования, характер-

ной для миогеосинклинальных поясов нижнего протерозоя. Кроме того, на территории УЩ выделяется промежуточный тип формации — вулканогенно-осадочный, характерный, вероятно, для зон миоэвгеосинклинального развития. По району развития пород этого типа он назван мариупольским.

Источником железа при образовании железисто-кремнистых формаций были основные магматические породы и основные магмы, относительно богатые железом. В одних случаях железо извлекалось из основных пород при выветривании и переносилось в область осадочной дифференциации, в других — из основных магм при подводном вулканизме и переносилось непосредственно в зону формирования железисто-кремнистой формации. Поэтому железорудные формации везде пространственно тесно ассоциируются с основными магматическими породами.

Железорудные формации приурочены в большинстве случаев к относительно узким складчато-разрывным синклинорным зонам, развившимся из субгеосинклиналей, где они тесно ассоциируются с глубинными разломами. Известный знаток железорудных месторождений Канады Г. Гросс [64] считает возможным связывать развитие железорудных формаций с глубинными разломами в докембрийских материках, которые служили путями поступления железа и кремнезема из fumarol действующих вулканов.

Таким образом, металлогенические особенности руд железисто-кремнистой формации дают возможность определить эпохи и провинции рудообразования. С этих позиций на территории УЩ можно выделить две эпохи рудообразования — архейскую и раннепротерозойскую.

В последние годы установлены четыре этапа железнакопления в докембрии УЩ и Воронежского массива. Они отвечают различным стратиграфическим уровням (рис. 26).

К первому — архейскому — относятся железисто-кремнистые вулканогенные образования, возможно аульской серии, возрастом около 3,5 млрд. лет. К ним отнесены железистые породы, залегающие среди мигматитов и древних гнейсов в обнажениях на участках Корсак-Могила и Каменная Могила в Западном Приазовье, Дошской Овраг и Веселый Кут, распо-

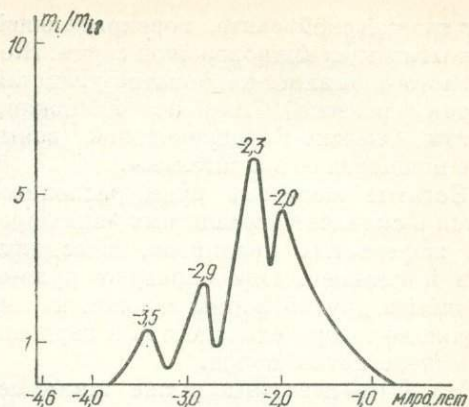


Рис. 26. Схема железнакопления в докембрии:

m_i — общая масса вынесенных металлов из глубины Земли для формирования земной коры, m_{i1} — масса железа в том числе

ложенных западнее г. Кривой Рог. Их, вероятно, можно сопоставить с аналогичными железистыми породами обоянской серии КМА.

Ко второму — позднеархейскому — относится железисто-кремнистые осадочно-вулканогенные породы конско-верховцевской серии возрастом 2,8—2,7 млрд. лет. Это многочисленные участки железисто-кремнистых пород Среднего Приднепровья — конкский, тепловский, сурский, чертомлыкский и др., приуроченные к зеленокаменным поясам верхнего архея. К этому типу железисто-кремнистых пород в КМА относится хорошо известная михайловская серия.

К третьему этапу железнакопления в докембрии относятся нижнепротерозойские (2,6—2,4 млрд. лет) образования железисто-кремнистых осадочных пород саксаганской свиты криворожской серии. Они составляют характерную формацию, несущую в себе многомиллиардные запасы богатых и бедных железных руд. На Украине саксаганская свита почти непрерывно прослеживается вдоль Криворожско-Кременчугской полосы более чем на 200 км. В КМА к этому уровню железнакопления относится курская серия с еще более грандиозными скоплениями железа, чем на Украине.

К четвертому этапу железнакопления относятся железисто-кремнистые осадочные образования карбонатно-углистого состава, слагающие самостоятельную свиту железистых пород. В Криворожском бассейне и Кременчугском районе эти породы отвеча-

ют гданцевской свите, перекрывающей саксаганскую криворожской серии. Железисто-кремнисто-карбонатно-углистая серия развита широко в южной части Одесско-Белоцерковской зоны, где мощности ее значительны.

Богатые железные руды располагаются в складчато-трещинных зонах среди железистых кварцитов, джеспилитов и сланцев. Они образуют рудные столбы и другой формы залежи, не выходящие за пределы пластов и горизонтов железистых пород.

На УЩ известны также жильные, прожилковые и вкрапленные руды, образовавшиеся среди метаморфических пород в зоне экзоконтакта гранитизации. К этой группе могут быть причислены оруденения железа и некоторых редких элементов, развившиеся в связи с магнезиально-железистым и щелочным метасоматозом. К месторождениям такого типа относятся многие рудные залежи Северного Криворожья, Кременчуга, Одесско-Белоцерковской, Орехово-Павлоградской и Пержанской зон.

Металлогенетические факторы прогноза дают возможность установить ряд критериев размещения железорудных месторождений — региональных и локальных.

Региональными для железных руд железисто-кремнистых формаций являются формационный, стратиграфический, метаморфический, тектонический, структурный, литолого-фациальный. Эти критерии дают возможность оце-

нить развитие железных руд в структурно-фациальных зонах, рудных поясах и рудных районах.

К локальным критериям относятся вулканогенный, магматогенный, геохимический, метасоматический, минералогический, геофизический, гипергенный, которые могут быть использованы при оценке железных руд в пределах рудных полей или месторождений.

Генетические условия образования. Выше мы указывали, что в образовании промышленных месторождений железа в земной коре принимали участие магматические, осадочные, гипергенные и метаморфогенные процессы. С каждым из этих процессов связано формирование определенной генетической группы месторождений железных руд различного промышленного значения.

В геологическом развитии земной коры создавались благоприятные геолого-геохимические условия для образования различных генетических типов месторождений, которые, как правило, не повторялись во времени; этим и объясняется многообразие железорудных месторождений. Поэтому закономерности размещения и прогнозная оценка месторождений железа должны исходить из их геолого-генетических особенностей, что позволит определить условия залегания, масштабы месторождений и закономерности их размещения. На территории УЩ промышленное значение имеют только метаморфогенные руды.

VIII.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ

Геолого-генетическая классификация, разработанная нами впервые для докембрийских железорудных месторождений УЩ, зиждется на достаточно представительном материале.

В табл. 7 выделены метаморфизованные и метаморфические месторождения, измененные гипергенными процессами. Все они относятся к железисто-кремнистой формации, классу метаморфогенных и генетическому типу — силическому или коровому [16].

Метаморфизованные месторождения представлены очень большой группой железистых пород — джеспилитов, кварцитов или бедных железных руд (различных по составу, требующих обогащения) и богатых хлорит-магнетитовых руд. В настоящее время бедные руды широко используются промышлен-

ностью в Советском Союзе и других странах мира (Канаде, Китае, Бразилии). Выделяются три генетические группы пород в зависимости от условий образования: вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные.

Руды образовались в условиях прогрессивной стадии динамотермального метаморфизма, когда преобладал процесс перекристаллизации с незначительным перемещением рудного вещества внутри пласта или горизонта.

По исходному составу выделяются четыре аутигенно-минеральные группы руд: железо-силикатная, железо-карбонатная, железо-закисная и железо-окисная, по которым в условиях различных фаций метаморфизма возникает унаследованная зональность.

К этому классу относятся еще и пластовые залежи богатых железных руд

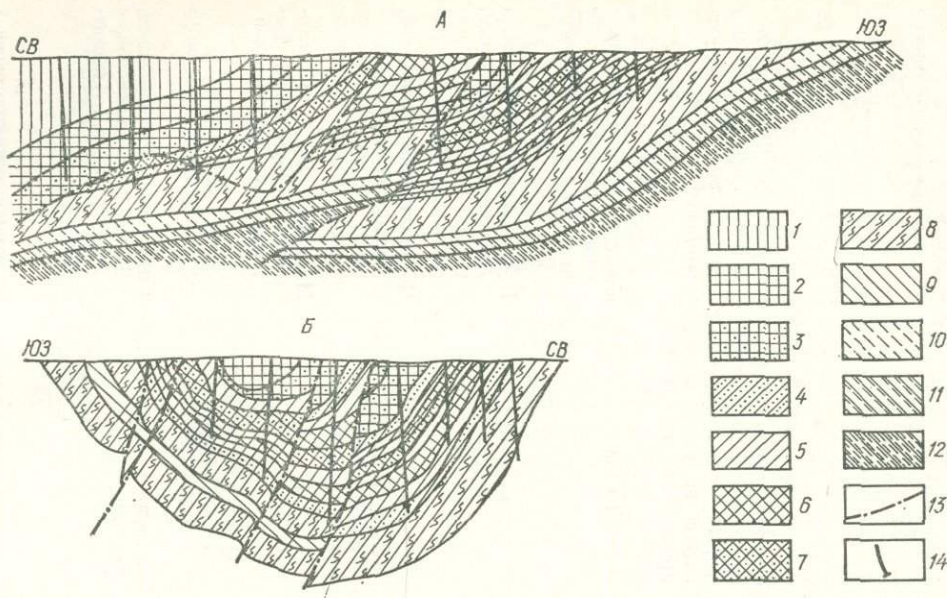


Рис. 27. Скелаватско-Магнетитовое железорудное месторождение, метаморфизованное, Криворожский бассейн.

Разрез: А — продольный, Б — поперечный:

1 — магнетитовые хлорит-магнетитовые кварциты, 2 — магнетито-гематитовые джеспилиты, 3 — хлорит-серицит-кварцевые сланцы; 4 — магнетит-силикат-карбонатный кварцит, 5 — силикат-карбонат-магнетитовый кварцит, 6—7 — магнетитовый кварцит; 8 — графит-серицитовые, серицит-биотитовые сланцы; 9 — хлорит-магнетитовые кварциты, хлорит-кварцевые сланцы; 10 — магнетит-мартитовые джеспилиты; 11 — биотит-хлоритовые сланцы и карбонат-кварцевые кварциты; 12 — магнетит-мартитовые кварциты, хлорит-амфиболовые сланцы; 13 — разрывные структуры; 14 — буровые скважины

хлорит-магнетитового состава, залегающие среди кластогенных пород нижнего горизонта гданцевской свиты криворожской серии.

К метаморфическим месторождениям относится большая группа богатых железных руд, образовавшихся при перекристаллизации железистых пород вследствие метаморфической дифференциации — перемещения рудогенных компонентов в пределах метаморфизируемой свиты пород и обособления рудного материала в благоприятных рудовещающих структурах. Процессы рудообразования существенно различаются в зависимости от условий метаморфизма железистых пород. В районах, где породы железисто-кремнистой формации метаморфизованы в условиях фации лавсонит-альбитовой, или ломонтит-лавсонитовой (по Г. Винклеру), или цеолитовой (по В. С. Соболеву) при температурах от 100 до 300—350 °С и давлении, не превышающем 3—4 кПа, сколько-нибудь значительного метаморфогенного рудообразования не наблюдается (Горишнеплавнинский район).

В районах, где породы подверглись прогрессивной стадии метаморфизма зеленых сланцев, наблюдается широкое развитие метаморфогенного рудооб-

разования. В этом случае образуются магнетитовые или хлорит-магнетитовые руды главным образом в результате увеличения подвижности кремния и синхронного тектонического сжатия породы. Железо неподвижно или малоподвижно, поэтому описываемые руды отнесены нами к группе остаточно-метаморфических.

В условиях амфиболитовой фации метаморфизма оруденение железистых пород встречается значительно реже, чем в условиях зеленосланцевой фации. При амфиболитовой фации образуются гематит-магнетитовые и амфиболо-магнетитовые руды благодаря широкой подвижности железа и магния вследствие магнезиально-железистого и железистого метасоматоза, развивавшегося на диафорической стадии метаморфизма. По условиям образования эти руды относятся к метасоматическим. В условиях гранулитовой фации метаморфизма отмечается совместная подвижность железа и кремния, вследствие чего образовались железистые пироксены, в меньшей мере — магнетит, и это не привело к формированию значительных количеств богатых железных руд.

Кроме того, в табл. 7 выделены железные руды метаморфического генезиса

Таблица 7. Геолого-генетическая классификация метаморфогенных железорудных месторождений Украинского щита

Генетическая группа месторождений	Преобладающий тип руд по минеральному составу	Рудообразующий процесс	Морфологические особенности рудных тел	Характерные месторождения
<i>Железистые кварциты (руды, требующие обогащения)</i>				
Метаморфизованные	Хемогенно-осадочные (миогеосинклинальные железисто-кремнистые образования)	Магнетитовые и хлорит-магнетитовые, карбонатно-хлорит-магнетитовые	Седиментация, диагенез и метаморфизм фации зеленых сланцев	Ингулецкое, Скелеватское, Магнетитовое, Новокриворожское, Горшинецлавинское
		Гематит-мартитовые джеспилиты	То же	Месторождения Саксаганского рудного поля, Галещинское, Южнобелозерское
		Амфибол-магнетитовые, магнетитовые	Седиментация и метаморфизм амфиболитовой фации	» »
Вулканогенно-осадочные (эвгеосинклинальные кремнисто-силлит-железистые образования)	Карбонатно-магнетитовые, хлорит-карбонатно-магнетитовые, амфибол-магнетитовые	Основной вулканизм, седиментация и метаморфизм фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации	» »	Чертомлыкское, Конкское, Верховцевское
	Пироксен-магнетитовые, магнетитовые	Основной вулканизм, седиментация и метаморфизм гранулитовой фации	» »	Мариупольское, Корсак-Могила, Куксунгур, Володарское, Грушковское
<i>Богатые железные руды</i>				
Кластогенно-осадочные (миогеосинклинальные железисто-кластогенные образования)	Магнетитовые и хлорит-магнетитовые на контакте пород средней и верхней свит криворожской серии	Седиментация, диагенез и метаморфизм фации зеленых сланцев	Пластовые и линзовидные залежи	Ингулецкое, Рахмановское, Таранак-Лихмавовское, Валякипское, Глеватское
Метаморфизованные, измененные гипергенными процессами	Мартитовые («шелестуха»), гетит-гематитовые среди железистых кварцитов и сланцев	Выщелачивание кварца из железистых пород, окислением магнетита, железистых силикатов и карбонатов	Сложные гнезда и штокверки, оторочки вокруг метаморфических залежей различной формы	Месторождения в пределах Саксаганского и Южного рудных полей Криворожского бассейна
Метаморфические	Остаточно-метаморфические	Магнетитовые и хлорит-магнетитовые среди железистых кварцитов	Рудные столбы, пластообразные залежи, линзы и рудные гнезда	Саксаганское рудное поле (на больших глубинах)
Метасоматические	Амфибол-магнетитовые, гематит-магнетитовые, карбонат-магнетитовые среди железистых кварцитов и сланцев	Железный метасоматоз в железистых породах в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма	Рудные столбы, пласто- и линзообразные залежи, рудные жилы и гнезда	Первомайское, Корсак-Могила, Володарское
Метаморфические, измененные гипергенными процессами	Мартитовые и гетит-гематит-мартитовые среди железистых кварцитов	Вынос кремнезема, окисление магнетита, карбонатов и железистых силикатов, увеличение пористости в условиях глубинных зон окисления	Рудные столбы, пластообразные и шарпирные залежи, рудные гнезда	Месторождения Саксаганского рудного поля, Галещинское, Южнобелозерское, Попельнастовское

измененные гипергенном. Они широко известны как мартитовые руды саксаганского типа и окисленные мартитовые и гематит-мартитовые кварциты и рыхлые руды («шелестухи»). Важно заметить, что этот тип руд формировался преимущественно по остаточно-метаморфическим магнетитовым рудам, образовавшимся в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Все разведанные и прогнозные запасы железных руд УЩ составляют руды, генетически и пространственно связанные с железисто-кремнистой фацией докембрия. Основной генетической особенностью их является накопление железа в мио- и эвгеосинклинальных осадках с вторичной концентрацией железа вследствие метаморфических и гипергенных процессов.

Установлены общие закономерности размещения железорудных месторождений на УЩ. Наиболее продуктивные районы развития железорудной фации криворожского типа. Особенно перспективны участки, имеющие большую мощность железисто-кремнистых пород, достигающую 1—1,5 км (Саксаганской и Кременчугской районов).

В местах, где региональный метаморфизм проходил в условиях зеленосланцевой фации, образуются мощные многоэтажные месторождения рудовых руд, нуждающихся в обогащении (рис. 27), а также богатые столбообразные залежи, часто приуроченные к синклинальным структурам (рис. 28).

Менее продуктивны районы или участки развития железорудной фации верховьевского типа, представляющие осадочно-вулканогенными или вулканогенными образованиями.

В соответствии с описанной закономерностью на УЩ все крупные месторождения железных руд сосредоточены в Криворожско-Кременчугской и Белозерско-Конкской железорудных зонах. В Криворожско-Кременчугской зоне наиболее масштабные железорудные месторождения сосредоточены в Саксаганском и Кременчугском районах. Мощность железорудных формаций в них достигает 1,5 км. В тех местах, где мощность железисто-кремнистых пород не превышает 300—500 м, развит метаморфизм амфиболитовой фации, и богатые руды распространены либо орранжированно, либо их совсем нет.

Закономерности размещения железорудных формаций. На основании

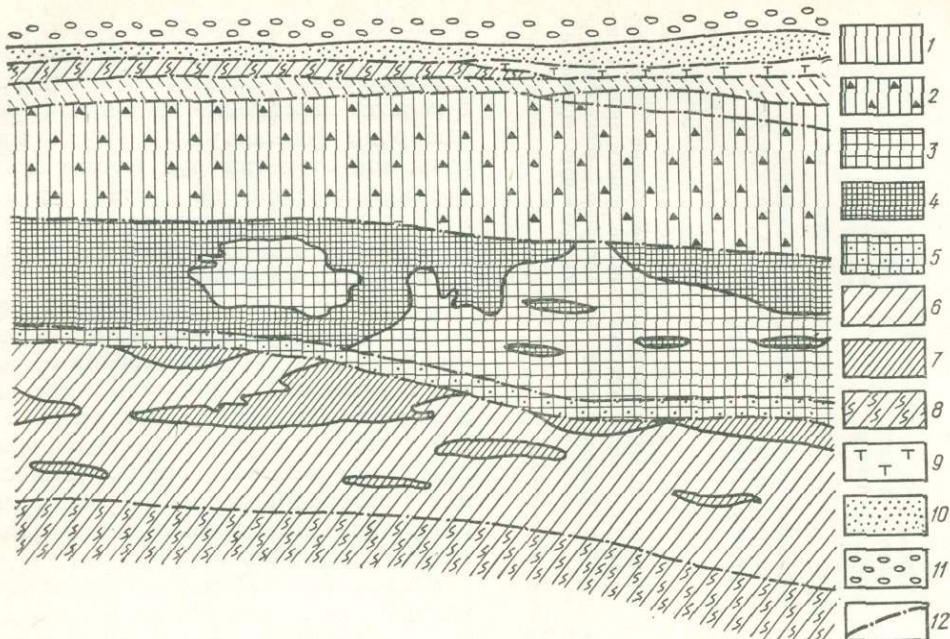


Рис. 28. Месторождения железных руд Саксаганского района Криворожского бассейна:

1 — магнетитовые и мартитовые, хлорит-магнетитовые кварциты, 2 — амфиболит-хлоритовые сланцы и кварциты, 3 — магнетитовые (мартитовые) гематитовые руды, 4 — мартитовые и мартит-гематитовые джеспилиты; 5 — хлорит-серпидит-кварцевые сланцы, 6 — кварцит-силикат-карбонат-магнетитовый, 7 — гематит-мартитовые руды; сланцы; 8 — графитит-серпидитовые, серпидит-биотитовые, 9 — тальковые, карбонат-тальковые, 10 — филлитовые, кварц-серпидитовые, 11 — метапесчаники, мета-конгломераты, 12 — контакты пород

детального изучения вещественного состава железисто-кремнистых пород, их стратиграфического положения и структурно-тектонических особенностей на УЩ выделены металлогенические зоны и области развития железорудных формаций (рис. 29).

На щите выделяются три металлогенические зоны — Одесско-Белоцерковская (I), Криворожско-Кременчугская (II) с а — внешней подзоной и б — внутренней и Орехово-Белозерская (IV) с а — внешней зоной и б — внутренней, а также две металлогенические области — Приднепровская (III) и Приазовская (V).

Одесско-Белоцерковская металлогеническая зона расположена в западной части щита. Протяженность ее в субмеридиональном направлении около 500 км, ширина на северном склоне щита — около 50, а на южном — около 200 м.

Кристаллический фундамент в пределах зоны сложен гранитоидами и метаморфическими породами бугской и росинско-тикичской серий архея, тетевской серии нижнего протерозоя и овручской серии верхнего протерозоя. Среди отложений бугской и росинско-

тикичской серий сравнительно широко развиты железистые кварциты, встречаются рудные кальцифиры (доломит-магнетитовые и магнетитовые руды) [56, 93, 107]. Железистые породы, развитые в пределах Одесско-Белоцерковской зоны, относятся к вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой формации.

Характерными чертами этой формации являются: постоянная тесная ассоциация железистых кварцитов с метаморфизованными вулканогенными образованиями основного состава, наличие в разрезе кальцифиров; согласное залегание железистых кварцитов с вмещающими метаморфическими породами.

Как правило, породы железисто-кремнистой формации наблюдаются среди гранитоидов и их мигматитов, образуя останцы протяженностью от нескольких метров до 10 км и более. Железистые породы, по разведочным данным, развиты на глубину до 500—800, по геофизическим — до 1200 м, а в отдельных местах и более.

На территории Одесско-Белоцерковской зоны выявлено более 200 рудопроявлений, сложенных железистыми кварцитами; большинство из них изу-

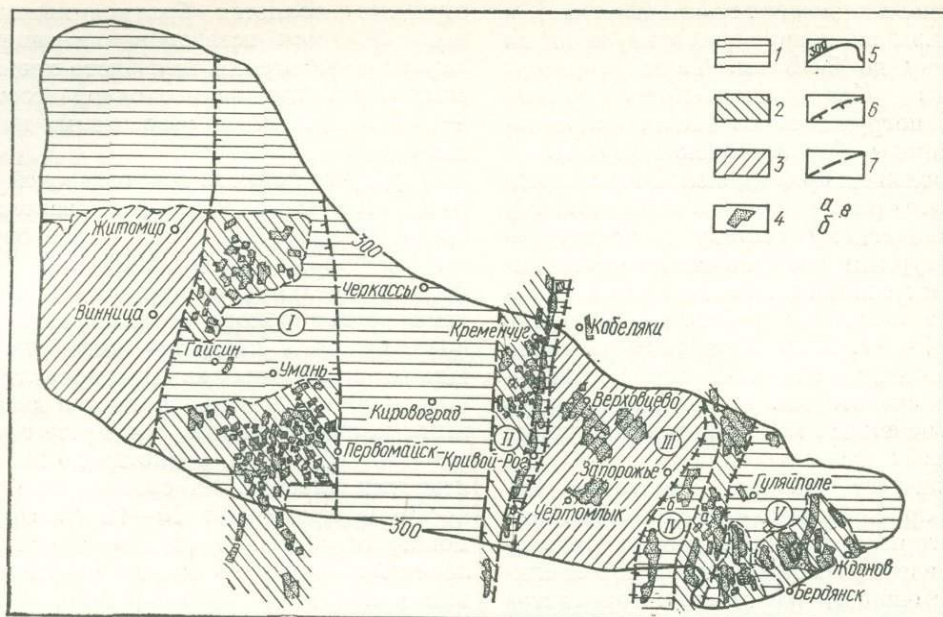


Рис. 29. Расположение металлогенических зон, областей и площадей развития железистых пород на УЩ.

Формации и их возраст: 1 — осадочно-метаморфические, 2,6—1,8 млрд. лет; 2 — вулканогенно-осадочные метаморфизованные, 2,6—1,8 млрд. лет; 3 — вулканогенные метаморфизованные, 3,5—2,7 млрд. лет; 4 — площади распространения железистых пород; контуры: 5 — УЩ, 6 — металлогенических зон, 7 — железорудных зон; 8 — подзоны: а — внешняя, б — внутренняя

чены геофизическими методами и единичными скважинами.

В соответствии с геолого-тектоническим районированием [117] и в зависимости от рудоносности слагающих кристаллическое основание суперкрупных образований в пределах зоны выделяются три металлогенических района: Северный (Белодерковско-Володарский), Центральный (Среднепобужский) и Южный (Одесско-Ананьевский).

Криворожско-Кременчугская металлогеническая зона прослеживается в субмеридиональном направлении через весь УЩ на расстояние более 300 км, а по геофизическим данным — продолжается через Днепровско-Донецкую впадину в Глуховский район магнитных аномалий юго-западного склона Воронежского массива.

Криворожско-Кременчугская зона образует восточный край Кировоградского блока и поэтому с востока граничит с Приднепровским блоком. Она разделяется на две подзоны: восточную, являющуюся внутренней частью Криворожско-Кременчугского краевого прогиба, и западную, которая представляет собой внешнюю — Западно-Ингулецкую подзону прогиба. Обе подзоны различны по характеру тектонических

структур, формационным особенностям слагающих хемогенно-осадочных и вулканогенно-осадочных образований, степени метаморфизма пород, интенсивности проявления вторичных процессов, глубинного окисления железистых кварцитов.

Криворожско-Кременчугская зона характеризуется наиболее полным разрезом пород осадочной (терригенно-хемогенной) железисто-кремнистой формации, мощность которой достигает 1200—1600 м; она является наиболее ярким примером осадочной железорудной формации докембрия типа Сьюпириор.

Стратиграфически железорудные формации Криворожско-Кременчугской зоны приурочены преимущественно к отложениям криворожской серии нижнего протерозоя или ее возрастного аналога — ингулецкой серии.

Породы криворожской серии образуют сжатые, опрокинутые на восток складки, осложненные субмеридиональными и в меньшей степени субширотными тектоническими нарушениями. Отдельные складчатые структуры, как было установлено геофизическими исследованиями в Криворожском бассейне [3], прослеживаются на несколько

десятков километров по простиранию, а шарниры их погружаются на запад на глубину до 5—6 км. Таким образом, породы Криворожско-Кременчугской зоны, погружаясь на запад, подстилают породы Кировоградского блока.

Отложения криворожской серии представлены различными по минеральному и химическому составу и текстурно-структурным особенностям кристаллическими сланцами, вмещающими железистые кварциты и богатые железные руды [3, 17, 182]. В районах развития наибольших мощностей пород этой серии сосредоточена подавляющая часть промышленных месторождений богатых и бедных железных руд.

В разрезе криворожская серия сложена кристаллическими сланцами, среди которых отмечается до семи горизонтов железистых кварцитов и джеспилитов. Мощность железистых горизонтов (джеспилитов и железистых кварцитов) меняется от нескольких метров до 400 м. Суммарная мощность железистых пластов 45—50 % железорудной свиты.

В пределах Криворожско-Кременчугской металлогенической зоны сосредоточено подавляющее большинство запасов железных руд Украины.

Приднепровская металлогеническая область шириной около 150 км охватывает территорию Среднего Приднепровья. С запада она ограничена Криворожско-Кременчугской, а с востока — Орехово-Белозерской металлогеническими зонами. На севере территория Среднего Приднепровья погружается под палеозойские отложения ДДВ, а на юге перекрыта мезозойскими отложениями Причерноморского прогиба. В структурном отношении это приподнятый блок архейского возраста, с востока и запада обрамленный породами раннепротерозойских субгеосинклиналей.

Железистые породы Среднего Приднепровья представлены вулканогенно-осадочной формацией и слагают конкско-верховцевскую серию архея [65, 66]. В формировании конкско-верховцевской серии главная роль принадлежит подводному основному вулканизму, подчиненная — терригенным и хемогенным осадкам [66, 152].

Породы конкско-верховцевской серии принимают участие в строении разобщенных складчатых структур Среднего Приднепровья — Кобелякской, Верховцевской, Чертомлыкской, Сурской [38, 67]. Характерной чертой этих

структур является брахисинклинальный [91], или псевдомоклинальный, характер залегания железисто-кремнистых толщ, осложненных складчатостью и многочисленными разрывными нарушениями.

В разрезе конкско-верховцевской серии железистые кварциты залегают среди метаморфизованных пород группы габбро-базальтов, спилитов, диабазов. Нередко характерными продуктами регионального метаморфизма основных пород являются амфиболиты. Пласты железистых кварцитов согласно подстилаются и перекрываются основными метаэффузивами. В разрезе серии наблюдается до 10, а иногда до 20 железистых пластов. Их суммарная мощность не превышает 10—12 % общей мощности свиты. Пласты и линзы железистых кварцитов обычно быстро выклиниваются по простиранию. Мощность отдельных пластов чаще всего не превышает 15—20 м и лишь в единичном случае достигает 150—200 м (Чертомлыкское месторождение). Пласты железистых кварцитов крайне не выдержаны по простиранию.

Прогнозные запасы и перспективные ресурсы железистых кварцитов Приднепровской металлогенической области составляют не более 2 % железорудного сырья УЩ.

В пределах области выделяются четыре района — Кобелякский, Верховцевский, Чертомлыкский и Сурский, которые в настоящее время не имеют промышленного значения.

Орехово-Белозерская металлогеническая зона прослеживается в виде полосы субмеридионального простирания шириной до 90 км на расстояние более 200 км от г. Павлоград на севере до побережья Азовского моря на юге. Она выделена нами впервые и рассматривается по аналогии с Криворожско-Кременчугской как восточная зона краевого прогиба геосинклинальной системы Большого Кривого Рога [91, 149]. Представляет собой троговую структуру, в которой выделяются внутренняя — Конкско-Белозерская и внешняя — Орехово-Павлоградская подзоны. Как и Криворожско-Кременчугская, эта зона формировалась в раннем протерозое.

Конкско-Белозерская подзона сложена породами белозерской серии, к которой приурочены железистые кварциты и богатые железные руды осадочной (терригенно-хемогенной) формации. Же-

лезистые кварциты образуют пласты мощностью до 200—300 м, прослеживающиеся по простиранию до 20 км; по падению они прослежены бурением более чем на 1500 м. Роль вулканических пород в разрезе серии незначительна. В подзоне выделяются два района — Конкский и Белозерский. Структурная связь между ними улавливается по останцам вулканогенных пород, сохранившимся среди гранитоидов, которые разделяют эти структуры.

Орехово-Павлоградская подзона сложена глубокометаморфизованными породами ореховской (аналог конкско-верховцевской) и павлоградской (аналог белозерской) серий. Железистые породы ореховской серии относятся к вулканогенно-осадочной железорудной формации. Железистые кварциты наблюдаются главным образом в виде отдельных и не выдержанных по простиранию пластов и линз небольшой мощности (обычно 3—6, лишь изредка до 35 м). Железистые породы в разрезе павлоградской серии, по-видимому, являются образованием осадочной железисто-кремнистой формации. Мощность пластов железистых пород этой серии достигает 50—80 м, реже более; прослеживаются они на расстояние до 5—6 км.

Прогнозные запасы и перспективные ресурсы Орехово-Белозерской металлогенической зоны составляют около 20 % общего количества на УЩ.

Приазовская металлогеническая область охватывает территорию Приазовского блока, расположенную в восточной части УЩ. Западная граница области с Орехово-Белозерской зоной проходит по Азово-Павлоградскому глубинному разлому, восточной границей является Грузско-Елагинская зона глу-

бинных разломов. Южная граница металлогенической области с северным бортом Причерноморской впадины приурочена к Приазовской зоне ступенчатых разломов. Северная граница области с Днепроовско-Донецкой впадиной проходит также по зоне ступенчатых разломов.

В пределах Приазовского блока выделяются архейские и нижнепротерозойские комплексы метаморфических пород. К архейским относятся глубоко метаморфизованные породы западно-приазовской серии [83]. Отложения нижнего протерозоя представлены центральноприазовской и гуляйпольской сериями [83, 54].

Железистые кварциты в разрезе западноприазовской серии развиты незначительно. Мощность пластов железистых кварцитов не превышает в большинстве случаев нескольких метров и лишь изредка достигает 25—40 м.

Основные железорудные месторождения Приазовской металлогенической области генетически и пространственно связаны с толщей пород центральноприазовской и гуляйпольской серий нижнего протерозоя — возрастными аналогами криворожской серии. Железные руды являются образованиями вулканогенно-осадочной железисто-кремнистой формации.

Прогнозные запасы и перспективные ресурсы железистых кварцитов составляют около 6 % их общего количества на УЩ.

В настоящее время в пределах Приазовской металлогенической области выделяются четыре района развития железистых пород — Волчанский, Гуляйпольский, Западно- и Восточно-Приазовские.

VIII.3. КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ И ПОИСКОВ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД

Метаморфические и метаморфизованные железные руды делятся на несколько геолого-промышленных типов, отличающихся по условиям образования, минеральному составу, морфологии рудных тел, масштабам месторождений, количеству и качеству прогнозных запасов. Для конкретных геолого-промышленных типов железных руд необходим различный подход при поисковых и разведочных работах.

Прогнозирование месторождений железных руд проводится на основании

анализа комплекса геологических, минералого-геохимических и геофизических данных. Во многих случаях эффективность поисковых и разведочных работ на железные руды определяется обоснованностью выбора и использования геологических критериев. Поэтому выявление и уточнение основных критериев прогнозирования и поисков геолого-промышленных типов руд представляет не только научный, но и практический интерес.

Критерии прогнозирования и поисков

железных руд в различных районах Восточно-Европейской платформы рассматривались для УЩ — Я. Н. Белевцевым [76], Г. В. Тохтуевым [160], Ю. С. Лебедевым и С. И. Кирикилицей [108], для КМА — Н. И. Голивкиным, Н. И. Леоненко [78], для Белорусско-Литовского выступа — Н. А. Корниловым [98], для восточной части Балтийского щита — В. Я. Горьковцом, М. Б. Раевской и др. [53], П. М. Горяновым [60] и др.

Анализ этих работ показал, что для месторождений метаморфогенных железных руд характерны определенные поисковые критерии. Прогнозная оценка и поиски железных руд наиболее эффективны лишь при комплексном использовании суммы поисковых критериев. В зависимости от условий образования и особенностей геологического строения роль и значение отдельных поисковых критериев могут меняться для различных металлогенических зон (областей) и районов.

Основными критериями поискового прогнозирования метаморфогенных железных руд являются *формационный, стратиграфический, метаморфический, тектонический, структурный, литолого-фациальный, вулканогенный, магматогенный, геохимический, метасоматический, минералогический, геофизический, гипергенный*. Первые шесть могут быть отнесены к региональным, позволяющим ожидать нахождение в районе исследований определенного геолого-промышленного типа железных руд. Семь остальных групп могут служить и предпосылками, и признаками прогнозирования руд, т. е. рассматриваться не только как региональные, но и как локальные факторы, указывающие в последнем случае на наличие рудопроявлений или месторождений какого-либо типа железных руд. Поисковые критерии позволяют проводить выделение рудоносных площадей с учетом особенностей тектонического строения поверхностных и глубинных частей земной коры, истории их геологического развития, возраста и состава вмещающих геологических формаций, а также особенностей металлогенической специализации. Ниже приведено описание наиболее важных поисковых критериев.

Формационные критерии. В результате проведенных за последнее десятилетие исследований [24, 60, 77, 124] железорудных формаций, к которым

приурочены месторождения метаморфогенных железных руд, разработаны основные представления о закономерностях их развития, возрасте, составе и рудоносности, а также дана их генетическая классификация. Описываемые формации подразделяются на три генетические группы: *осадочные, вулканогенно-осадочные и вулканогенные* [76].

Около 80 % запасов метаморфизованных и метаморфических железных руд содержит осадочная формация, менее перспективна вулканогенно-осадочная, включающая не более 15 % запасов метаморфизованных железных руд, и только около 5 % руд находятся в вулканогенной формации. Однако железисто-кремнистые формации в различных районах Восточно-Европейской платформы имеют неодинаковое промышленное значение. Вулканогенные и осадочно-вулканогенные формации играют основную роль в определении запасов и прогнозных ресурсов Карелии, Кольского п-ова и Белорусско-Литовского выступа. Железистые кварциты этих формаций здесь образуют ряд мелких и средних, изредка крупных месторождений. На Воронежском массиве их практического значения пока не выяснено, хотя и установлено резко подчиненное распространение по сравнению с осадочными формациями.

Осадочные железисто-кремнистые формации наиболее широко развиты на УЩ и Воронежском выступе, где к ним приурочены гигантские месторождения метаморфизованных и метаморфических железных руд. В Карело-Кольском и Белорусско-Литовском регионах они развиты не столь широко и такого промышленного значения не имеют. К различным железисто-кремнистым формациям приурочены и конкретные геолого-промышленные типы железных руд, имеющих определенный минеральный состав, технологические свойства и масштабы месторождений.

Стратиграфические критерии. Железисто-кремнистые формации в разрезе докембрия Украинского и Балтийского щитов, Воронежского и Белорусско-Литовского выступов занимают строго определенное стратиграфическое положение. Это убедительно показано в работах Я. Н. Белевцева [24], П. М. Горянова [60], Г. И. Каляева [92] и др. Однако возраст отдельных железорудных месторождений пока остается дискуссионным.

Применение стратиграфических критериев для прогнозирования и поисков метаморфогенных железных руд заключается в использовании возраста вмещающих осадочно-метаморфических пород, развитых в пределах определенных геологических структур, для обоснования перспектив обнаружения не только подклассов железных руд — метаморфических и метаморфизованных, но и их геолого-промышленных типов.

Стратиграфические критерии могут являться и признаками поискового прогнозирования руд, т. е. рассматриваться не только как региональные факторы, но и как локальные. Последние могут быть использованы в основном при поисках и прогнозировании метаморфических богатых железных руд. Локальные стратиграфические поисковые критерии выделяются на основании установленных закономерностей в приуроченности богатых железных руд к определенным стратиграфическим горизонтам курской и криворожской серий. Например, в Криворожском железорудном бассейне богатые железные руды в основном приурочены к V и VI железистым горизонтам саксаганской свиты. Промышленные скопления руд характерны также для контакта пород саксаганской и гданцевской свит. Аналогичная картина отмечена для Кременчугского и Белозерского железорудных районов УЩ и КМА, где богатые железные руды также приурочены к определенным железистым горизонтам в стратиграфическом разрезе осадочных железисто-кремнистых формаций. Следовательно, описанные закономерности могут быть использованы в качестве локальных стратиграфических поисковых критериев на богатые железные руды метаморфического подкласса.

Тектонические критерии. Региональные тектонические поисковые критерии имеют для метаморфогенных месторождений железных руд ведущее значение, так как позволяют определить пространственное размещение описываемых руд в определенных тектонических структурах земной коры.

Большинство районов развития докембрийского образования Восточно-Европейской платформы представляют собой сложнопостроенные многоярусные геоблоки с индивидуальной структурой и комплексом пород различных формационных типов. Железисто-кремнистые породы залегают на двух и более стра-

тиграфических уровнях, которые соответствуют определенным металлогеническим эпохам накопления железа. Для каждой металлогенической эпохи характерен свой структурно-формационный контроль размещения железисто-кремнистых пород, так как общие закономерности образования формаций определяются в итоге палеотектоническими условиями возникновения.

Вулканогенные и осадочно-вулканогенные железорудные формации приурочены к эвгеосинклинальным зонам верхнего архея, например Курской, Приднепровской, Восточно-Карельской, в которых железисто-кремнистые породы ассоциируются с основными и кислыми метавулканитами. Железистые кварциты в этом случае образуют прерывисто-линзовидные пласты, небольшой мощности (десятки — первые сотни метров) и протяженности.

Осадочные железорудные формации приурочены к миегосинклинальным структурам нижнего протерозоя, например Криворожско-Кременчугской, Михайловско-Белгородской, Орловско-Оскольской. Для этих структурно-формационных зон характерны значительная мощность железисто-кремнистых пород (до 2000 м) и линейно выдержанная пластовая форма рудных залежей. Железисто-кремнистые формации осадочного типа обладают максимальной продуктивностью. Аналоги этих формаций не известны ни на Балтийском щите, ни на Белорусско-Литовском выступе.

По определениям магнитных и гравитационных аномалий, контуры структурных зон прослеживаются порой на сотни километров не только в выступах фундамента (УЩ, Воронежский массив), но и на глубоко погруженных блоках. Простирание этих зон различное: меридиональное (или близкие к нему), на УЩ, северо-западное на Балтийском щите и Воронежском массиве, северо-восточное на Белорусско-Литовском выступе. Границами структурно-формационных зон обычно являются региональные глубинные разломы. Так в общих чертах выглядят основные региональные тектонические закономерности размещения железных руд.

В Белорусско-Прибалтийском регионе, по мнению Н. А. Корнилова и др. [98], главная закономерность размещения железорудных месторождений и рудопроявлений, а также практически всех магнитных тел заключается в том,

что почти все они приурочены к складчатым зонам и отсутствуют на больших площадях, занимаемых гранито-гнейсовыми массивами (блоками). Внутри складчатых систем, имеющих ширину до 200—250 км, основная часть магнитных тел совпадает с блоками гранулит-базитов, а иногда и с глубинными разломами, разделяющими блоки различного состава. В последнее время в размещении железорудных месторождений, рудопроявлений и магнитных аномалий выявлена также региональная металлогеническая зональность. Установлено, что в поперечном сечении Западно-Белорусско-Польской складчатой системы наблюдается приуроченность чисто железных руд к ее краевым частям, граничащим на востоке с Минско-Полоцким, а на западе (ПНР) — с Мазовецким гранито-гнейсовыми массивами. Месторождения и проявления титано-железных руд совпадают с центральной частью складчатой системы. Представителями железных руд в восточной краевой части складчатой системы являются железистые кварциты Околовского месторождения и примыкающих к нему рудопроявлений, а в западной — проявления магнетитовых кварцитов в ПНР.

В Карелии, по данным В. Я. Горьковца, М. Б. Раевской и др. [53], структурно-тектонический контроль выражается в том, что супракрустальные толщи района, вмещающие железные руды, приурочены к сложноветвящимся синклинальным структурам, окаймляющим гнейсо-гранитные купола. При этом максимально руды концентрируются в наиболее крупных складчатых структурах (например, Костомукшском синклинории) в ассоциации с метаморфизованными терригенно-осадочными породами. Аналогичная ситуация характерна и для Кольского п-ова, где, по данным М. П. Горяинова [60], намечилось четкое обособление жестких гранитных глыб фундамента и заключенных между ними пластичных вулканогенно-осадочных пород, составляющих железисто-кремнистые формации.

На УЩ наиболее крупные месторождения железных руд приурочены к западной Криворожско-Кременчугской и восточной Белозерско-Ореховской структурно-формационным зонам, которые рассматриваются как краевые прогибы Приднепровского протогеосинклинального мегаблока. Эти зоны, по

всей видимости, представляют собой троговые структуры субмеридионального простирания и контролируются Криворожско-Кременчугским и Орехово-Павлоградским глубинными разломами первого порядка [92, 168]. С увеличением порядка субмеридиональных глубинных разломов отмечается снижение размеров контролируемых ими железорудных месторождений, и соответственно перспективы их выявления уменьшаются [168]. Например, меньшие по размерам железорудные месторождения Чертомлыкского железорудного района контролируются зонами глубинных разломов второго порядка, а месторождения Кобелякского и Верховцевского районов — зонами глубинных разломов третьего порядка.

В краевых прогибах выделяются внутренние и внешние подзоны. Они отличаются характером тектонических складчатых структур, масштабами накопления железисто-кремнистых осадочных или вулканогенно-осадочных формаций, степенью метаморфизма пород. Например, с внутренними подзонами связано накопление мощных толщ Криворожско-Курской осадочной железорудной формации и образование крупнейших месторождений метаморфических и метаморфизованных железных руд.

Рудоносные троговые структуры (палеорифты) УЩ весьма изменчивы по простиранию и ширине, их возникновение, вероятно, обусловлено процессами деструкции и растяжения земной коры, наиболее проявленными на палеоплатформах. Рудоносные палеотроги докембрия УЩ являются сквозьеструктурными и трансконтинентальными, имеют длительную историю развития, нарастающая на одном конце и отмирая на другом, а составляющие эти зоны грабены, как правило, разделены и осложнены горстами. В общем виде эти закономерности наблюдаются в Криворожско-Кременчугской структурно-формационной зоне, которая прослеживается через весь УЩ на расстояние более 350 км.

Аналогичная закономерность в тектоническом контроле размещения железных руд наблюдается и на Воронежском массиве, где преобладающее количество железистых кварцитов и практически все известные запасы остаточных богатых железных руд сосредоточены в крупных синклинорных прогибах —

Белгород-Михайловском, Орловско-Оскольском [78].

Тектонические критерии прогнозирования и поисков метаморфизованных и метаморфических железных руд по праву считаются определяющими и занимают одно из первых мест в комплексе поисковых критериев, так как только с их помощью можно в региональном масштабе определить закономерности пространственного размещения рудных районов, зон и полей. В известной степени их предваряют геофизические критерии, позволяющие в первом приближении наметить структурную основу пространственного положения железных руд.

Метаморфические критерии. Метаморфические изменения пород железисто-кремнистых формаций имеют весьма важное значение в формировании промышленных месторождений железистых кварцитов и богатых железных руд. Региональные метаморфические поисковые критерии основываются на роли степени метаморфизма в перераспределении и концентрации железа, в перекристаллизации рудных минералов и изменении минерального состава железистых кварцитов.

Породы железисто-кремнистых формаций претерпели региональный метаморфизм фации зеленых сланцев, амфиболитовой или гранулитовой фаций. Степень метаморфизма пород зависит от их приуроченности к определенным структурам УЩ, Белорусско-Литовского выступа, Воронежского массива, Балтийского щита. Обычно интенсивность метаморфических изменений пород связана обратно пропорциональной зависимостью с мощностью железорудных толщ, что, по-видимому, объясняется различной интенсивностью тепло- и массопереноса в процессе их преобразования.

В миогеосинклинальных структурах наиболее мощные толщи осадочных железисто-кремнистых формаций (1500 м) метаморфизованы преимущественно в зеленосланцевой фации, значительно реже — в эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (Криворожско-Кременчугская, Белгородско-Михайловская, Орловско-Оскольская зоны). В эвгеосинклинальных структурах осадочно-вулканогенные железорудные формации (значительно меньшей мощности) метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, реже — в условиях грану-

литовой (Одесско-Белоцерковская зона и Приазовский блок УЩ, Белорусско-Литовский выступ, Балтийский щит).

Эволюция докембрийских железисто-кремнистых осадков в процессе регионального метаморфизма привела к закономерному изменению их вещественного состава и текстурно-структурных особенностей. По этим изменениям можно выделить последовательный ряд железорудных формаций, вещественный состав, строение и объем которых зависят, с одной стороны, от первичных фациальных условий осадконакопления, с другой — от характера, типа и интенсивности метаморфических процессов. В общем случае масштабы месторождений, минеральный состав руд, качество и обогатимость железистых кварцитов, а также их металлургическая ценность находятся в прямой зависимости от степени метаморфизма.

Процессы образования метаморфогенных железных руд в зависимости от физико-химических и термодинамических условий метаморфизма железисто-кремнистых пород — подробно рассмотрены в работах Я. Н. Белевцева [27] и др. Из этих работ следует, что самые крупные промышленные месторождения метаморфизованных железных руд (железистых кварцитов) — Горюшеплавнинское, Анновское, Скелеватское-Магнетитовое, Ингулецкое на УЩ, Михайловское, Лебединское на Воронежском массиве — приурочены к породам фации зеленых сланцев. Однако железистые кварциты низких ступеней метаморфизма порой трудно обогатимы. К породам эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций метаморфизма приурочены лишь мелкие и средние, изредка крупные месторождения магнетитовых кварцитов, которые обычно легко обогатимы. К таким месторождениям относятся Оленегорское и Кировогорское на Кольском п-ове и Костомукшское в Карелии. Промышленное значение таких кварцитов в настоящее время невелико, но доля их вовлечения в производство постоянно возрастает. Магнетитовые кварциты высоких ступеней метаморфизма начинают играть особую роль в качестве сырья для суперконцентратов.

В составе железисто-кремнистых формаций среди железистых кварцитов развиты метаморфические богатые железные руды, содержащие железа 46—70 %. Они распространены значительно

реже, чем железистые кварциты. Например, в пределах УЩ промышленные запасы богатых железных руд составляют около 10 % общего количества разведанных запасов железистых кварцитов и природно богатых руд эксплуатируемых месторождений.

Богатые железные руды известны в районах развития криворожско-курской (осадочной) железисто-кремнистой формации нижнего протерозоя. Образование их связано с процессами регионального динамотермального метаморфизма железисто-кремнистых осадков, проявившегося синхронно с формированием складчатых структур. В Криворожском бассейне большинство рудных залежей приурочено к продольной сжатой Саксаганской синклинали, где в ядре складки залегает шарнирная залежь, а в местах поперечных изгибов крыльев синклинали расположены рудные столбы, гнезда и пластообразные залежи.

По мере усиления метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций масштабы месторождений богатых железных руд резко уменьшаются. В районах, где метаморфизм пород достигает фации зеленых сланцев, богатые руды образуют наиболее крупные многомиллиардные концентрации, составляющие основные промышленные месторождения УЩ (Криворожский бассейн, Кремнечугский и Белозерский железорудные районы) и Воронежского массива (Михайловское, Лебединское, Яковлевское, Гостищевское). В Криворожском бассейне важнейшее промышленное значение имеют остаточные метаморфические мартитовые руды саксаганского типа, а на КМА — остаточные мартитовые руды белгородского типа [78].

На площадях развития железистых пород амфиболит-эпидотовой и амфиболитовой фаций регионального метаморфизма богатые железные руды встречаются значительно реже. Они существенно магнетитового состава и относятся к первомайскому типу. Эти руды были встречены в северном районе Криворожского бассейна на месторождениях им. 1 Мая.

Среди железистых пород гранулитовой фации метаморфизма известны рудопроявления богатых железных руд силикат- и карбонат-магнетитового состава, которые не имеют промышленного значения [76, 98, 189]. Руды этого типа известны на УЩ в Одесско-Белодерковской зоне (Володарское, Молдав-

ское, Слюсаревское и другие рудопроявления), Приазовском блоке (Корсакское рудопроявление) и на Белорусско-Литовском выступе (Варенское рудопроявление). Закономерности образования и размещения богатых железных руд, приуроченных к железистым кварцитам гранулитовой фации метаморфизма, изучены недостаточно для целей регионального и локального прогнозирования. Перспективы увеличения запасов этих руд и их добыча в настоящее время не ясны.

Таким образом, существует обратная корреляционная связь между температурой зонального прогрессивного метаморфизма пород железисто-кремнистых формаций и их рудоносностью, т. е. по мере усиления метаморфизма масштабы месторождений богатых железных руд резко сокращаются. Объясняется это тем, что физико-химические и термодинамические условия зеленосланцевой фации наиболее благоприятны для миграции кремнезема и не способствуют подвижности оксидов железа. Высокотемпературные условия амфиболитовой и гранулитовой фаций вызвали одновременную подвижность железа, магния, кремния и других элементов, что приводило к образованию железистых силикатов (амфиболов, пироксенов).

Из изложенного можно сделать вывод, что метаморфические региональные и локальные поисковые критерии имеют большое практическое значение. На основании данных о степени метаморфизма железистых пород можно увереннее судить о минералогических типах железных руд и их технологических свойствах, прогнозировать масштабы рудных концентраций. Использование этих критериев возможно на базе районирования метаморфических комплексов докембрийских кристаллических пород и составления специальных геологических карт распространения пород зеленосланцевой, амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма.

Структурные критерии. Структурные поисковые критерии для месторождений богатых железных руд и железистых кварцитов УЩ занимают одно из основных мест в комплексе поисковых признаков, так как с их помощью можно определить пространственное размещение железорудных месторождений. Локализация железных руд теснейшим

образом связана со структурными формами разных порядков и типов, которые составляют основу структуры рудного поля, месторождения и отдельных тел.

Структурно-геологическое картирование позволило выявить основные структурные элементы и их роль в локализации богатых железных руд и железистых кварцитов.

Основной структурой, контролирующей размещение богатых железных руд в Криворожском бассейне, Кременчугском и Белозерском районах, являются продольные закрытые складки, подвергшиеся дополнительным деформациям. Эти деформации возникли под влиянием крупных разломов субмеридионального простирания (Саксаганского, Галещинского), которые создали благоприятную обстановку для циркуляции метаморфогенных растворов. Наиболее характерным примером структур этого типа является Саксаганская синклиналь в Криворожском бассейне; с ней связано более 80 % богатых руд района.

Залежи богатых железных руд Криворожа имеют пласто-, столбо-, штоко- и гнездообразную формы. Они генетически приурочены к складчатым структурам разных порядков и типов.

Наиболее мощные рудные тела приурочены к шарнирам крупных синклинальных складок первого порядка (например, Саксаганская синклиналь), где они образуют залежи шарнирного типа,полого погружающиеся на глубину. Мощность залежей достигает 220—240 м, максимальная глубина распространения в Криворожском бассейне, по данным бурения, составляет на рудниках им. Дзержинского 1150, им. Кирова 1750, им. Карла Либкнехта 2250, а по геофизическим данным в северной части Саксаганского района на руднике им. Ленина достигает 4650 м.

Основными рудоконтролирующими структурными элементами пласто-, столбо- и гнездообразных залежей являются поперечные изгибы крутопадающих пластов железистых пород и продольные складки, развитые на крыльях синклинальных структур первого порядка, к которым приурочено около 90 % запасов богатых руд саксаганского типа. Определенную роль играют также межбугринные пережимы, зоны интенсивной поперечной складчатости, разрывные нарушения и структуры типа кинкбандов.

По данным В. М. Шелегеды и М. И. Черновского [180], рудоконтролирую-

щая роль поперечных изгибов проявляется в следующем: подавляющее количество рудных залежей V железистого горизонта приурочено к сводовым частям плавных поперечных изгибов пород. К крупным изгибам приурочены пластообразные залежи богатых пористых руд, к более мелким — крутостоящие столбообразные залежи. Между степенью сжатия поперечных изгибов и коэффициентами рудоносности пород устанавливается прямая корреляционная зависимость (коэффициент корреляции равен 0,655—0,880). Учитывая закономерность пространственного положения поперечных изгибов, степень их сжатия (по данным глубокого бурения), можно прогнозировать характер изменения мощностей залежей с глубиной.

Рудоконтролирующая роль продольных складок проявляется в следующем: наряду с рудными залежами шарнирного типа, приуроченными к ядрам складок первого порядка (Саксаганская синклиналь), значительно развиты продольные складки более высоких порядков. К последним приурочено около 50 % запасов богатых руд VI железистого горизонта. Размеры складчатых зон по простиранию 30—140 м, а на глубине достигают первых десятков метров. Размерами складок определяются размеры залежей. Крылья продольных складок осложнены мелкими поперечными изгибами, к которым приурочены столбообразные участки залежей. Комбинацией шарнирных и столбообразных залежей практически исчерпываются все известные залежи шестого железистого горизонта в Криворожском бассейне. Направление падения рудных залежей совпадает с направлением осевых поверхностей продольных складок и несколько круче падения вмещающих пород. Рудные тела приурочены к участкам, где степень сжатия складок уменьшается примерно вдвое. Граница выклинивания рудных тел на глубину резкая и полностью определяется переходом от сжатых складок к открытым [180].

Залежи богатых руд линзовидной или прерывисто-пластообразной формы мощностью от 1 до 25 м и протяженностью в несколько километров наблюдаются в зоне контакта саксаганской и гданцевской свит в г. Кривой Рог (ингулецкий тип руд), курской и оскольской серий в КМА (яковлевский тип руд). Глубина развития этих руд ограничивается

глубиной залегания пород гданцевской свиты и оскольской серии.

Месторождения железистых кварцитов, относящиеся к метаморфизованным железным рудам, в зависимости от приуроченности к определенным геологическим структурам можно разделить на четыре группы:

находящиеся в замковых частях крупных складчатых структур. Длина их по простиранию достигает 2,0—2,5 км, горизонтальная мощность продуктивной толщи 50—400 на крыльях складок и до 1000 м — в замковых частях структур (Скелеватско-Магнетитовое месторождение);

приуроченные к крыльям линейно-вытянутых крутопадающих (65—90°) синклинальных структур с глубиной погружения до 2,5—3,5 км. Характеризуются моноклиналильным залеганием, значительной протяженностью (достигая иногда десятка километров) при горизонтальной мощности до 700 м (Большая Глееватка, Лавриковское, Еристовское, Харченковское месторождения);

расположенные в районах поперечных деформаций складчатых структур, осложненных разрывными нарушениями, имеющих чешуйчато-глыбовое строение. Для них характерно непостоянство элементов залегания пород, перемежаемость блоков кварцитов и сланцев (Первомайское месторождение);

залегающие среди гранитоидных пород в виде фрагментов более крупных тектонических структур. Основываясь на наличии лишь одного лежащего крыла в подавляющем большинстве месторождений, М. П. Горяинов [60] предположил, что железистые кварциты являются фрагментами специфических синклинорных структур (Оленегорское, Петровское, Артемовское месторождения).

Рудоконтролирующие структурные элементы, выявленные на основе структурно-геологического картирования, по всей видимости, имеют решающее значение как локальные признаки в прогнозной оценке железорудных месторождений.

Минералого-геохимические критерии. Ореолы окolorудных изменений вмещающих пород рассматриваются В. М. Краченко в качестве признаков для прогнозирования и поисков месторождений богатых железных руд. На месторождениях белгородского (КМА), саксаганского и ингулецкого (УЩ) типов

руд окolorудные изменения проявляются в мартитизации магнетита, замещении железистых силикатов и карбонатов дисперсным гематитом, каолинизации силикатов и появлении вокруг рудных залежей зон выщелачивания кварца с образованием «шелестух». На месторождениях первомайского и ингулецкого типов наблюдается развитие окolorудных тел щелочных и карбонатных метасоматитов.

Определенную роль может играть подобие минерального состава богатых руд и вмещающих их железистых кварцитов. Нет ни одного примера, где бы минеральные ассоциации богатых руд и вмещающих их пород были бы различными. Например, сидерит-хлорит-магнетитовые руды всегда залегают в сидерит-хлорит-магнетитовых кварцитах, амфибол-магнетитовые руды — среди амфибол-магнетитовых кварцитов и т. д. Эта закономерность сохраняется и после гипергенных изменений железорудных толщ.

Метасоматические критерии. Метасоматические процессы существенно изменяют структурные особенности, минеральный и химический состав железных руд и вмещающих их пород. Эти изменения могут быть использованы в качестве предпосылок прогнозирования и поисков месторождений метасоматических железных руд.

По данным Я. Н. Белевцева и др. [27], основным рудообразующим процессом в условиях амфиболитовой фации метаморфизма был магнезиально-железистый и железистый метасоматоз, вызвавший перемещение и накопление железа. Магнезиально-железистый метасоматоз — широко распространенный процесс в породах различного литологического состава. Он выразился в образовании магний- и железосодержащих амфиболов (куммингтонита, грюнерита и роговой обманки), которые замещают биотит, хлорит, кварц и другие минералы. Железистый метасоматоз привел к образованию магнетита, а на заключительных стадиях — гематита. Магнезиально-железистый и железистый метасоматоз сопровождался натриево-карбонатным метасоматозом, продукты которого распространены более ограниченно. Конечным продуктом этих процессов явились амфибол-магнетитовые, кварц-амфибол-магнетитовые и амфибол-гематит-магнетитовые железные руды первомайского типа.

Метасоматическими критериями прогнозирования богатых железных руд первомайского типа могут служить мощные (нередко сотни метров) окolorудные ореолы щелочных метасоматитов — эгиринитов, альбититов, родуситовых сланцев.

По нашим данным [76], метасоматическими поисковыми критериями для водносиликат-магнетитовых руд эпидот-хлорит-магнетитового состава, впервые встреченных на Куксунгурском месторождении (УЩ), является развитие во вмещающих железистых кварцитах эпидота, хлорита, амфиболов и других гидроксилсодержащих силикатов, а также локальные скопления мелкозернистого магнетита, пирита и пирротина.

Приведенные поисковые критерии метаморфических и метаморфизованных железных руд докембрия дают пред-

ставление о природе и значении этих руд. Нельзя не отметить, что критерии неравнозначны как по значению, так и по степени достоверности. Наиболее достоверными являются стратиграфические и структурные критерии. Они базируются на конкретных геологических фактах, без которых немислимы поиски и разведка месторождений железных руд. Меньше изучены метаморфические и метасоматические поисковые критерии. Это объясняется как большой сложностью процессов метаморфизма и метасоматоза, так и наличием множества фактов, влияющих на их природу.

Все критерии очень важны и их дальнейшая разработка позволит повысить эффективность прогноза и поисково-разведочных работ на метаморфогенные железные руды.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Основные принципы металлогенического анализа подвижных поясов были разработаны Ю. А. Билдбиным [32] и применялись для выяснения закономерностей геологического и металлогенического развития подвижных поясов в процессе стадийного формирования тектоно-магматического цикла. Эти принципы были созданы на основе синтеза геологических материалов фанерозойских подвижных поясов. Одновременно был проведен комплекс исследований, позволивший на основании применения историко-геологических методов выявить некоторые закономерности металлогении и геологического развития ци-

тов, сложенных фрагментами докембрийских подвижных поясов. Исследование металлогении докембрийских щитов проводилось в свете их структурно-фациальной и тектоно-магматической эволюции [33]. Вместе с тем в формировании земной коры и рудообразовании в докембрии значительная роль принадлежала процессам регионально-метаморфизма. В особенности это касается архейско-протерозойских образований, для которых в большинстве случаев первичная вулканогенно-осадочная, а также интрузивная природа комплексов с трудом поддается реконструкции.

IX.1. УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Теоретические и экспериментальные исследования в области метаморфической петрологии, а также данные по природным минеральным парагенезисам привели к систематизации метаморфических пород сначала по величинам PT -параметров, т. е. по фациям [170, 197], затем по соотношению этих параметров, т. е. по фациальным сериям, отражающим характер плотности теплового потока в том или ином участке земной коры [57, 208]. Минералообразование в метаморфических породах определяется главными факторами метаморфизма: T , P , pH_2O , μ_{K_2O} , μ_{Na_2O} , pH , Eh , приводящими к определенным реакциям минералообразования в соответствующих фациях и фациальных сериях. Пределы сосуществования метаморфических минералов в определенных PT -условиях отражены на петрогенетических диаграммах [57, 170]. Температуры (в °C) и давления (в кПа) фаций метаморфизма соответственно составляют:

зеленосланцевая	$(1-7,5) \cdot 10^5$	350—470
эпидот-амфиболитовая	$(2-10) \cdot 10^5$	450—600

куммингтонитовых амфиболитов	$(1-8) \cdot 10^5$	600—750
альмандиновых амфиболитов	$(5-11) \cdot 10^5$	600—850
гранулитовая	$(3-12) \cdot 10^5$	700—1000

Кроме главных факторов минералообразования в значительной мере определяется составом исходных пород, поскольку метаморфические породы формируются из магматических, вулканогенно-осадочных и осадочных отложений, которые и являются источниками породо- и рудообразующих веществ. Формирование сульфидного оруденения в метаморфических поясах, как и в фанерозойских подвижных областях, связано с тектоническим контролем. Источником металлов и серы для формирования сульфидного оруденения служат вещество мантии, породы мантийного происхождения и вмещающие супракрустальные породы. В метаморфических поясах наряду с перечисленными факторами контроля оруденения важную роль в формировании сульфидного оруденения играет региональный метаморфизм.

Образование сульфидного оруденения в метаморфических толщах определяется двумя основными процессами: высвобождением элементов, т. е. их мобилизацией из пород и минералов, и концентрацией их. Мобилизация и концентрация рудных элементов осуществляются при процессах прогрессивного и регрессивного этапов регионального метаморфизма. Формирование сульфидных руд происходит под влиянием факторов регионального метаморфизма и метасоматоза, а также потенциала серы в метаморфогенных растворах.

Сульфиды по геохимическим особенностям представляют своеобразную группу минералов. Из 92 природных элементов только 26 образуют сульфиды, причем из них только 14 элементов имеют ионы с 18-электронной оболочкой, что обуславливает ковалентный характер их связей с серой. Это обстоятельство определяет ряд физических свойств сульфидов по сравнению с оксидами: а) в окисных соединениях плотность сульфидов меньше, чем оксидов [185]:

	плотность оксида	плотность сульфида
FeO	5,9	4,84
CoO	6,3	5,45
NiO	6,66	5,2
MnO	5,4	4,0
Cu ₂ O	5,88	5,78
CuO	6,40	4,85
ZnO	5,78	4,06
PbO	9,4	7,1
SnO ₂	6,75	4,51
MoO	6,34	4,99
Sb ₂ O ₃	5,67	4,65
As ₂ O ₃	3,85	3,46
HgO	11,2	8,09

б) температуры плавления сульфидов меньше, чем температуры плавления оксидов; в) устойчивость комплексных соединений выше у кислородных соединений, чем у сернистых.

Распространенность серы в земной коре составляет 0,06—0,08 % распространенности кислорода [50, 207, 213]. Из этого количества только две трети серы расходуется на образование сульфидов, остальное тратится на образование сульфатов и самородной серы. Однако и из этого количества три четверти сульфидной серы идет на образование сульфидов железа, которые после оксидов железа являются второй по распространенности формой нахождения железа в земной коре. Таким образом, только четверть сульфидной серы тратится на образование сульфидов 14

халькофильных элементов. Зная предельные значения содержания железа в земной коре — от 3,54 [218] до 6,5 [212], можно приближенно принять, что 0,5 его общего количества присутствует в форме сульфидов, а 99,5 % — в виде кислородных соединений [185].

Именно эти соотношения определяют появление в природе ассоциаций с повышенной и пониженной сульфидностью, находящихся отражение в ряду возрастающего «сродства» элементов к сере V — Mn — Sn — Fe — Co — Ni — Zn — Cd — Pb — Cu — Ag — Hg [185], где граница сульфид — оксид проходит по железу. Обычным случаем является пониженная сульфидность или близкое к норме соотношение сульфидов и кислородных соединений, которые чаще всего и встречаются в метаморфическом окружении. В этом случае у халькофильных элементов возникает тенденция к захвату сульфидного аниона, что зависит как от химических свойств самих элементов, так и от внешних условий.

В отношении внешних условий сульфидно-окисные равновесия зависят [186]: 1) от температуры — с повышением температуры более богатые серой соединения (пирит, ковеллин) переходят в более бедные (пирротин, халькопирит); 2) от давления — повышение давления смещает равновесие в сторону оксидов, поскольку плотность их всегда выше, чем у сульфидов; 3) от величины pH и концентрации ионов SH⁻ и S²⁻; 4) от окислительно-восстановительных свойств среды, определяемых реакцией $O_2 + 2H_2S \rightarrow 2H_2O + S_2$ или реакциями типа $NiAs + S \rightarrow NiAsS$, $FeS + S \rightarrow FeS_2$.

Наиболее экспериментально и теоретически изучено формирование сульфидов в различных двойных и тройных системах в зависимости от температуры. Большая часть исследований основана на изучении систем Fe — S и Fe — S — O.

В систему Fe — S входят следующие минералы: самородное железо (Fe), пирротин (Po), пирит (Py), марказит, смитит и сера. Из них в сульфидных месторождениях и метаморфических породах обычна ассоциация пирит — пирротин. Экспериментальные исследования [203] показали, что пирит стабилен до температуры 743°, а ассоциация пирита с гексагональным пирротином существует при температурах 743—304 °C [191].

Важным следствием из диаграммы системы Fe — S (рис. 30) является то, что

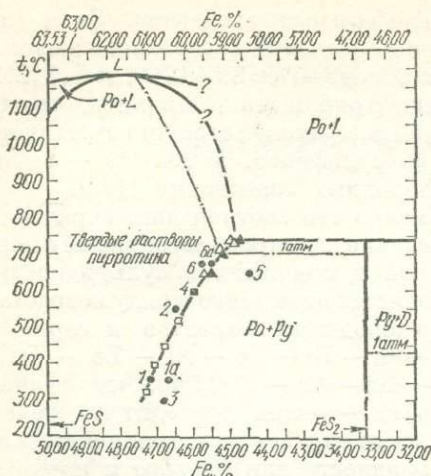


Рис. 30. Равновесные отношения между стехиометрическим соединением FeS (*Po*) и пиритом FeS₂ (*Py*) в системе Fe — S [191]

с повышением температуры поле пирротина расширяется, соответствуя природной реакции $\text{FeS}_2 \rightarrow \text{FeS} + \text{S}$, которая ведет к вывобождению серы.

В системе Fe — S — O [214] ассоциация *Py — Po — Mt* стабильна при давлении 10⁵ кПа до температуры 726 °С; выше этой температуры устойчивы только биминеральные парагенезисы *Py — Po*, *Po — Mt* с расплавом и тройная ассоциация *Po — FeO* (вюстит) — *M* (магнетит).

В системе Cu — Fe — S [219] при температуре выше 700 °С существует сульфидный расплав, с которым только при температурах ниже 739 °С существует биминеральная ассоциация *Py — Cru*.

При температуре 700 °С (рис. 31) могут существовать следующие фазы: твердые растворы борнита (*Bn_{тр}*); *Bn_{тр} — Cru_{тр}* (кубический); *Bn — Po*, *Bn — Cru — Po*, *Py — Cru — Po*; последняя свойственна области, богатой железом. При температуре меньше 700 °С становятся стабильными и другие парагенезисы, обычные для сульфидных метаморфогенных месторождений: *Bn — Py* (568 °С), *Bn — Py — Cru*. При температуре 550 °С стабилен кубанит (*Cb*) и появляются ассоциации *Py — Cb — Po*, *Py — Cru — Cb*, *Bn — Cru — Cb*, *Bn — Cb — Po*, *Py — Cb — Cru — Po*.

При температуре 507 °С устойчив ковеллин (*Cv*), а при 501 °С — идаит (*Id*). В условиях температуры 500 °С фазовые изменения происходят только в части системы, богатой Cu, где появляются ассоциации *Cv — Bn — Id*, *Cv — Id — Py*, *Py — Bn — Id* и стабильны предыдущие ассоциации.

В системе Fe — Ni — S (рис. 32 [202]) ниже температуры 1083 °С *Po* становится устойчивым с жидкой серой и выделяется в виде моносульфидного твердого раствора (*Mss*). При снижении температуры системы до 992 °С *Mss* становится полным от Fe_{1-x}S (*Po*) до Ni_{1-x}S. При температуре 900 °С появляется устойчивый вазсит (*Ni, Fe*)S₂ (*Vs*), а при 743 °С стабилен пирит и в равновесии с расплавом сосуществуют пирит и вазсит. Только при температуре 610 °С и ниже появляется поле пентландита (*Pn*) и становится возможной ассоциация пирротинового твердого раствора (*PoMss*) с *Pn*, что свидетельствует о невозможности кристаллизации *Pn* из расплава. При снижении температуры до 500 °С *Pn* становится неустойчивым и разделяется на две фазы (Fe, Ni)S — *Po* и (Ni, Fe)S — миллерит. Ниже температуры 450 °С может существовать ассоциация *Py — Pn*, характеризующая низкотемпературные парагенезисы в сульфидных медно-никелевых месторождениях (см. рис. 32).

Изучение системы Cu — Fe — Ni — S [101] показало, что наличие Cu в ней не увеличивает поля температурной устойчивости *Pn*, и он даже в четверной системе не выделяется из расплава. В этой си-

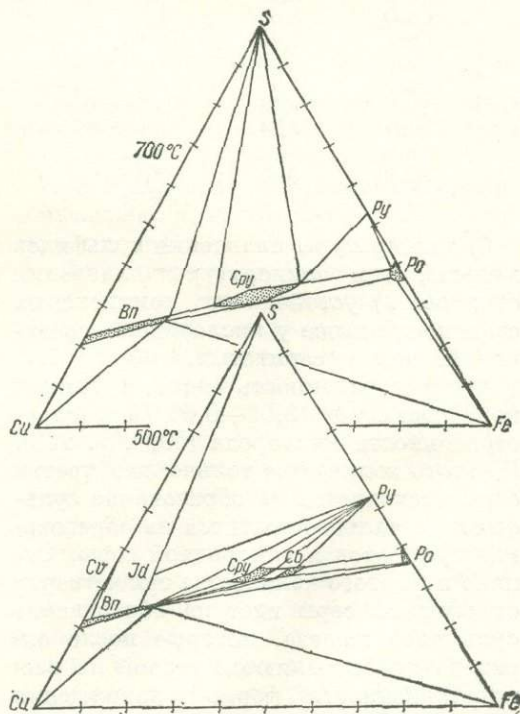


Рис. 31. Фазовые диаграммы системы Cu — Fe — S [219]. Изотермический разрез 700 и 500 °С

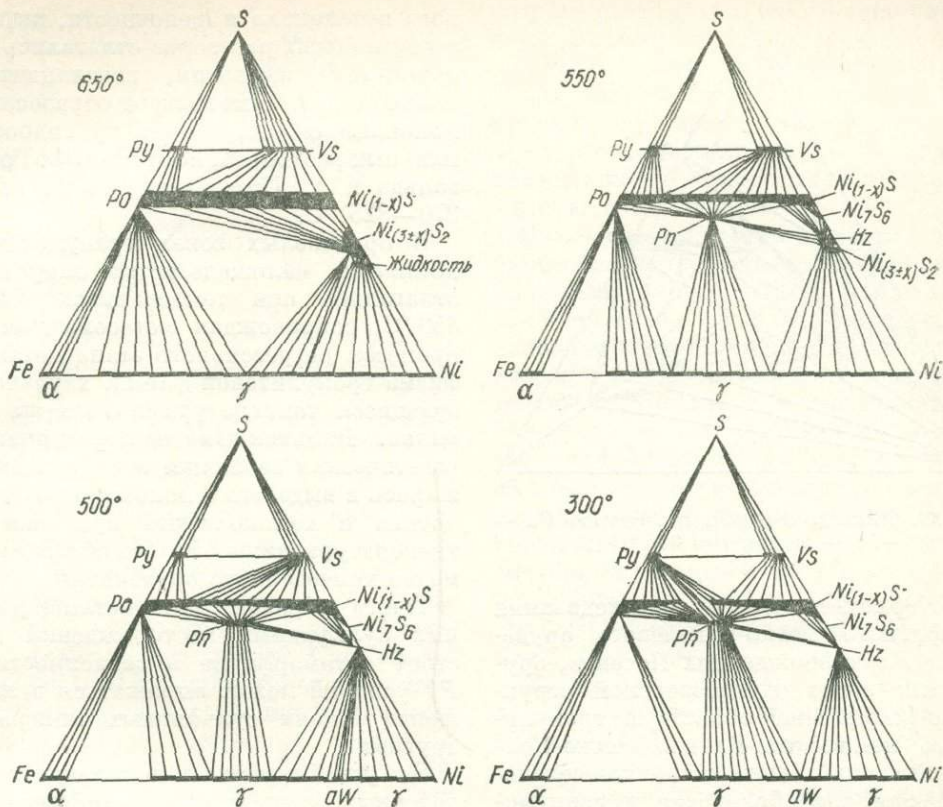


Рис. 32. Изотермические отношения конденсированных фаз в системе Fe — Ni — S при различных температурах [202]

стеме только при температуре 610 °C появляются ассоциации $Pn - Bn - Mss$, $Pn - Bn - \text{хизлеудит (Hz) - Mss}$, $Pn - Bn - Hz - Po$, $Pu - Cb - Cru$.

Из приведенных примеров видно, что обычно встречающиеся сульфидные минералы и их ассоциации устойчивы в широких температурных пределах в условиях регионального метаморфизма и изменение фазовых отношений в различных системах при увеличении температуры происходит в сторону образования минералов с меньшим содержанием серы, т. е. происходит мобилизация серы.

Влияние давления на устойчивость и фазовые превращения для сульфидов в настоящее время еще недостаточно изучено. Но из экспериментальных данных видно, что в приведенных системах в пределах давления до $2 \cdot 10^5$ кПа характер равновесий и положение инвариантных точек не меняются. С повышением давления до $(3-5) \cdot 10^5$ кПа происходит расширение полей устойчивости отдельных сульфидов в относительно высокотемпературной области. Судя по тому, что плотность сульфидов меньше

плотности оксидов и исходя из принципа Ле-Шателье, можно полагать, что повышение давления должно способствовать переходу сернистых соединений в кислородные (силикаты и оксиды) и тем сильнее, чем левее в ряду сродства к сере стоит металл.

Как установлено в последнее время, отдельные сульфидные системы могут служить геобарометрами (например, система FeS — ZnS) [211] и геотермометрами (FeS) [191]. Так для колчеданно-полиметаллических месторождений Манитоба в Канаде, где существуют парагенезисы $Pu - Sp - Cru$, $Po - Cru - Sp$, $Pu - Po - Sp$, $Pu - Sp$, давление при рудообразовании в условиях зеленосланцевой фации ($t = 390-500$ °C) определено в 4–6, в ставролитовой ($t = 550$ °C) и силлиманитовой ($t = 600$ °C) — в $(8-10) \cdot 10^5$ кПа. Для Холодинского колчеданно-полиметаллического месторождения в Северном Прибайкалье температура образования сульфидных руд на регрессивном этапе соответствовала 650–550 °C, а давление по этому геобарометру $(6,5-7,5) \cdot 10^5$ кПа [176].

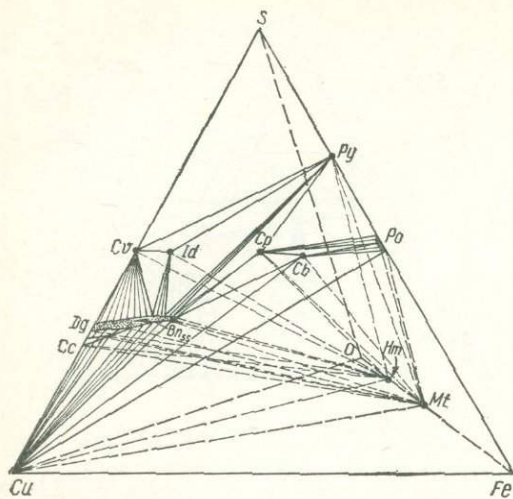


Рис. 33. Фазовые отношения в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S} - \text{O}$ при $t = 300^\circ\text{C}$ [214]

Геотермометрические исследования сульфидного медно-никелевого оруденения в месторождениях Печенги, оруденелых зонах Кукасозерской структурно-фациальной области и гранулитового комплекса Кандалакшско-Колвицкой зоны (соответственно зеленосланцевая, амфиболитовая и гранулитовая фации) на Балтийском щите [165] показали, что максимальные температуры образования пирротинов из этих сульфидных рудопроявлений и месторождений совпадают с температурными интервалами метаморфических фаций. Но вместе с тем эти исследования показали существенную роль регрессивного этапа в формировании гидротермально-метаморфогенного низкотемпературного оруденения. Так, эволюция медно-никелевых руд Печенги происходила в условиях медленного охлаждения, причем при падении температуры ниже 304°C из первоначального моносульфидного твердого раствора выделялись моноклинный пирротин, низкотемпературный гексагональный пирротин, пентландит в виде мелких зерен и (или) халькопирит, что привело к формированию медно-никелевой минерализации во вкрапленных рудах Печенги. В оруденелых тектонических зонах, кварц-карбонатных и карбонатных жилах, с которыми связаны богатые жильные медно-никелевые руды Печенги, на ранней стадии при температурах $325-360^\circ\text{C}$ образовывался гексагональный пирротин, а позднее, по мере снижения температуры и возрастания активности серы, окислитель-

ного потенциала и щелочности, из гидротермальных растворов отлагались моноклинный пирротин, пентландит и халькопирит. Температура образования моноклинного пирротина из гидротермальных растворов, по данным Ф. Грюнвальда и Х. Гаральдсена [199], равна $270-325^\circ\text{C}$.

В оруденелых зонах гранулитового комплекса маложелезистые пирротины отлагались при температурах $540-550^\circ\text{C}$, сопровождающая метасоматические процессы регрессивного этапа метаморфизма гранулитовой фации, характеризующиеся температурами того же порядка. Дальнейшая температурная и генетическая эволюция этих руд выражалась в выделении моноклинного пирротина и халькопирита при падении температуры ниже 340°C и образовании медно-колчеданного оруденения.

Таким образом, для метаморфогенных сульфидных месторождений действие метаморфизма в зависимости от PT -условий может выражаться в замещении одних сульфидных минералов другими.

На устойчивость и появление определенных сульфидных парагенезисов кроме внешних PT -условий влияют также окислительно-восстановительный режим и кислотность — щелочность среды. Например, в системе $\text{Cu} - \text{Fe} - \text{S} - \text{O}$ (рис. 33 [214]) при температуре 300°C появление оксидных фаз усложняет фазовые отношения, так что обычная ассоциация в сульфидных рудах $Mt - Po - Py - \text{Cpy}$ при более высоком окислительном потенциале замещается ассоциацией $Hm - Mt - \text{Cpy} - Py$ (рис. 33) и Po в таком случае существовать не может. В богатой Cu части системы халькозин (Cc), Vn , Cpy и Py не могут сосуществовать только с Mt , в этой ассоциации должен появиться Hm (рис. 33). Нонвариантными ассоциациями являются $Vn - \text{Cpy} - Mt - Hm$ и $\text{Cpy} - Py - Mt - Hm$; Mt при этом не может сосуществовать с Cv , а Hm может.

Изучение связи между окислительным потенциалом (Eh), кислотностью — щелочностью (pH) и химическим потенциалом кислорода при различных температурах, проведенное А. А. Маракушевым [113], показало, что с ростом температуры одним и тем же значениям Eh и pH соответствует большее парциальное давление (активность) кислорода.

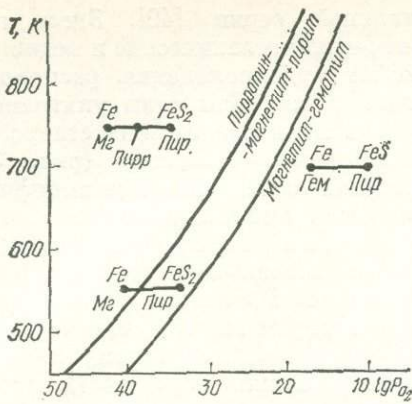


Рис. 34. Равновесие сульфидов и оксидов железа $T - \lg P_{O_2}$ при инертном поведении железа и серы [113]

На рис. 34 видно, что поле пирротина отвечает восстановительной обстановке, причем с ростом температуры оно расширяется, и пирротин может образовываться при все более высоком парциальном давлении кислорода. Как видим, с возрастанием окислительного потенциала или щелочности, или активности кислорода (при постоянной температуре) происходит смена парагенезиса пирротин + пирит на пирит + магнетит или замещение пирротина пиритом и магнетитом. Как показывают исследования А. А. Маракушева, такие парагенезисы соответствуют инертному поведению серы. В условиях подвижного поведения серы поля устойчивости пирита и пирротина относительно Eh и pH ограничиваются более узкими пределами из-за наличия экстремального состояния равновесия пирит — магнетит. С возрастанием активности серы, как показали расчеты А. А. Маракушева, экстремальное состояние равновесия магнетит — пирит смещается в область более высоких pH , при этом характер диаграммы $Eh - pH$ меняется, что видно при сравнении диаграмм А и Б на рис. 35.

Дальнейшее возрастание активности серы приводит к полному вытеснению магнетита пиритом (рис. 35, Г). Изменение типа диаграммы $Eh - pH$ с возрастанием в растворах активности серы может рассматриваться также в зависимости от температуры. Снижение температуры, как известно, вызывает увеличение химической активности серы при гипогенном минералообразовании [30], что в условиях низкого окислительно-восстановительного потенциала и низкой щелочности, как видно из рис. 35,

должно приводить к замещению пирротина пиритом.

Таким образом, метаморфические процессы прогрессивного этапа являются рудоподготавливающими, т. е. осуществляют мобилизацию металлов, серы и поддерживают соответствующую сульфидную обстановку.

Исследования регионального метаморфизма зарубежными и советскими геологами показали, что каждая подвижная область характеризуется проявлением метаморфизма определенного петрологического типа (или последовательными типами в полициклических областях) и определенной эволюцией термодинамических условий, связанных со спецификой тектонического развития данного участка земной коры. Разнообразные метаморфические процессы, связанные с изменением PT -условий, в докембрийских подвижных поясах могут быть объединены в метаморфический цикл [57, 178].

Цикл регионального метаморфизма характеризуется последовательными этапами. 1. Начальному этапу отвечает образование узких зон с метаморфизмом повышенного давления (жадеит-глаукофановой фациальной серии или гранулитов лапландского и сутамского типов), контролирующих зоны глубинных разломов и сопровождающихся формированием интрузий основного и ультраосновного состава. Образования этого этапа сохраняются редко, так как затушевываются последующими метаморфическими процессами. 2. Ранний этап характеризуется метаморфизмом с однородным тепловым полем и образованием вертикальной метаморфической зональности, которая сопровождается нисходящими тектоническими движениями. 3. Средний этап отличается дифференцированным тепловым полем, подъемом геоизотерм, возникновением положительных термальных структур, которые совпадают с положительными тектоническими структурами периода частной инверсии и перехода к орогенному раз-

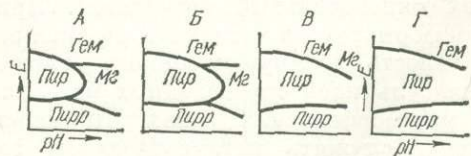


Рис. 35. Диаграммы $Eh - pH$ для сульфидов и оксидов железа при подвижном поведении серы:

а — г — последовательное снижение температуры и увеличение активности серы [113]

виту подвижного пояса. Этот этап сопровождается образованием горизонтальной метаморфической зональности, ультраметаморфизмом, гранитоидным магматизмом и линейной изоклинальной складчатостью. 4. Преобразования прогрессивного метаморфизма завершаются конечным этапом — регрессивным метаморфизмом, который осуществляется также после консолидации ультраметабазальных гранитоидов и на фоне перехода пластичных складчатых деформаций в жесткие разрывные. Метаморфизм регрессивного этапа проявляется регионально на больших площадях, но часто и локально, образуя зоны метасоматических преобразований, которые характеризуются развитием трех стадий — раннещелочной, кислотного выщелачивания и позднещелочной, сопоставимых с послемагматическими стадиями Д. С. Коржинского [97]. Одновременно с разнообразными проявлениями метасоматоза происходят гидротермально-метаморфическая мобилизация и переотложение рудного вещества, вызванные изменением кислотно-щелочных свойств флюида при снижении температуры и давления.

В формировании сульфидного оруденения прогрессивная ветвь цикла регионального метаморфизма, особенно ранних этапов (метаморфизм с однородным тепловым полем) и отчасти последующий зональный метаморфизм, имеет второстепенное значение. Действие метаморфизма выражается лишь в перекристаллизации и частичном преобразовании минерального состава руд первичного вулканогенно-осадочного, осадочного, магматического и гидротермального генезиса и превращении их в метаморфизованные. Вместе с тем при проявлении прогрессивной ветви зонального метаморфизма происходит частичная мобилизация металлов пород, минералов и первичных руд, а также переотложение их в виде сульфидов (если в системе достаточно высокая активность серы и соответствующий низкий окислительный потенциал). При этом формируется металлогеническая зональность преимущественного отложения сульфидов определенных металлов в метаморфических зонах. Примером может служить метаморфическая зональность в Северном Приладожье, где развиты фации метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой, относящиеся к андалузит-силлиманитовой

фациальной серии [49]. Здесь колчеданно-полиметаллические и медноколчеданные рудопроявления расположены вблизи изограды зоны ультраметаморфизма и в пределах зоны ставролит-альмандиновой субфации (рис. 36). В пределах зоны ультраметаморфизма сохраняется лишь пирротиновая минерализация, а в зоне зеленосланцевой фации — пиритовая и пирит-борнитовая.

Стабильность внешних условий в течение прогрессивного метаморфизма способствует изохимическому характеру преобразования пород [111]. Изохимичность прогрессивного метаморфизма определяется малой миграционной способностью элементов при отсутствии резких градиентов главных параметров метаморфизма. Такой же слабой миграционной способностью при прогрессивном метаморфизме, очевидно, обладают и рудогенные элементы, сосредоточенные первоначально либо в виде микрорудных фаций, либо в первично-осадочных, осадочно-вулканогенных или магматических месторождениях. В соответствии с этим прогрессивный метаморфизм низко- и среднетемпературных фаций приводит к формированию метаморфизованных месторождений и рудопроявлений.

При формировании таких месторождений ведущая роль принадлежит литолого-формационным факторам. Однако важную роль могут играть характер и степень регионального метаморфизма, так как последний может существенно изменять вид минерального сырья и влиять на разубоживание или концентрацию первичных руд. При прогрессивном метаморфизме в зонах ультраметаморфизма интенсивно проявляются процессы дифференциации и миграции вещества, связанные с гранитизацией и высокотемпературным метасоматозом, которые способствуют образованию метаморфогенных месторождений ультраметаморфического класса — палингено-метасоматических (пегматитовых) и гидротермально-метасоматических. В противоположность метаморфизованным месторождениям в формировании и локализации месторождений ультраметаморфического класса ведущая роль принадлежит метаморфическим факторам. Металлогеническая специализация метаморфических комплексов в данном случае определяется термодинамическим режимом и общей геохимической обстановкой, локальные изменения ко-

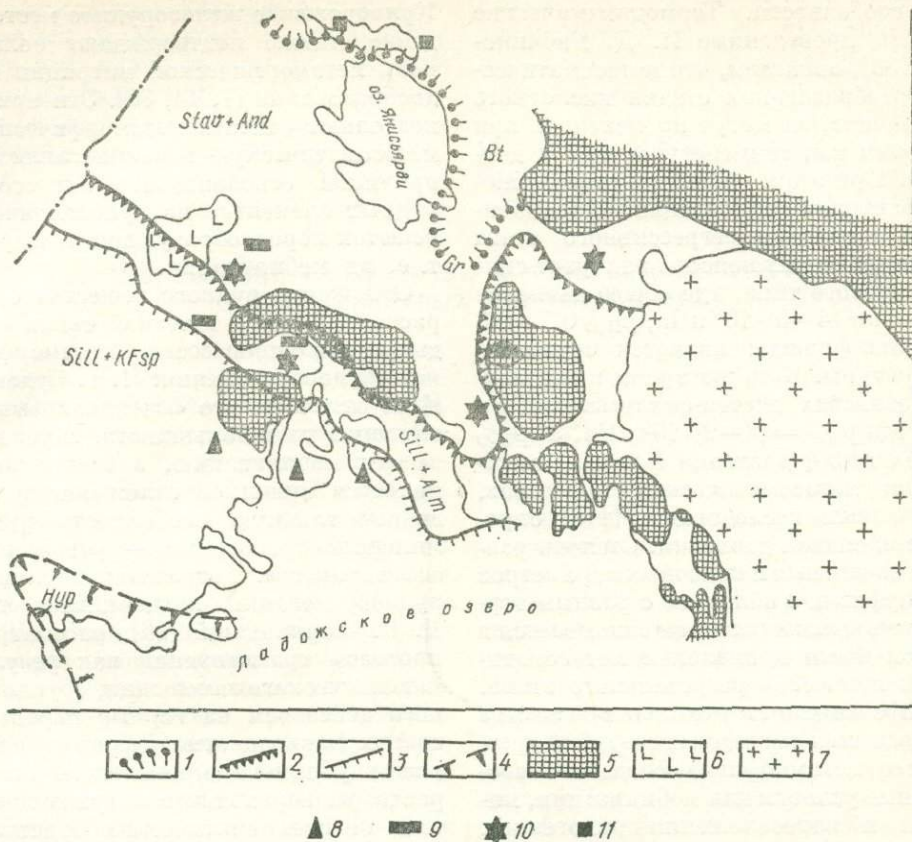


Рис. 36. Метаморфическая зональность и распределение сульфидного оруденения в Северном Приладожье.

Зона: 1 — гранаты, 2 — силлиманита, 3 — мигматитов, 4 — гиперстена; 5 — гранито-гнейсы; 6 — диориты, 7 — рапакиви; оруденение: 8 — пирротинное, 9 — медноколчеданное, 10 — колчеданно-полиметаллическое, 11 — пиритовое и пирит-борнитовое

торой в зоне рудоотложения определяются литолого-формационными особенностями рудовмещающих толщ.

Регрессивная ветвь регионального метаморфизма, хотя и сопровождает каждый прогрессивный этап цикла регионального метаморфизма, но особенно четко выражена после зонального метаморфизма или метаморфизма, связанного с высокоградиентным тепловым полем (в случае не зонального, монофациального проявления). Регрессивный метаморфизм может проявляться в региональном масштабе и тогда он ведет лишь к незначительному замещению высокотемпературных минеральных парагенезисов низкотемпературными во всем объеме метаморфических пород.

При благоприятном сочетании тектонических факторов (переход от пластических деформаций к жестким в зонах наложенного расслабления и диафтореза) регрессивный метаморфизм протекает локально в виде метасоматических преобразований, развивающихся

в соответствии с физико-химическим изменением метаморфизирующего флюида (раннещелочной, стадии кислотного выщелачивания и позднещелочной стадии). Если во флюиде существует достаточно высокая активность серы и он обладает соответствующим окислительным потенциалом, изменяющимся вместе с изменением условий системы, то вместе с метасоматическими преобразованиями пород происходит мобилизация металлов из пород и минералов. Изменение физических и химических параметров системы ведет к отложению сульфидов в виде вкрапленности или прожилков. Таким образом, регрессивный метаморфизм ведет либо к образованию рассеянного (вкрапленного) оруденения на месте безрудных пород, либо к формированию богатого жильного оруденения в породах, особенно в рудах первичных месторождений.

Метасоматические процессы в подвижных областях с различным геотермическим режимом метаморфизма имеют

свои особенности. Термодинамические расчеты, проведенные И. Д. Рябчиковым [133], показали, что метасоматические преобразования стадии кислотного выщелачивания могут происходить при снижении как температуры, так и давления. При этом, очевидно, определяющим фактором активизации метасоматических процессов регрессивного этапа метаморфических поясов андалузит-силлиманитового типа, где общее давление составляет $(4-5) \cdot 10^5$ кПа, p_{H_2O} 0,7—0,8 давления флюида, является снижение температуры. В то же время в подвижных областях дистен-силлиманитового типа, где $p_{общ} = (8-9) \cdot 10^5$ кПа, а p_{H_2O} составляет 0,4 давления флюида, активизация метасоматических процессов, как показали исследования [118], определяется спадом давления. Степень различия начальных и конечных параметров метаморфизма в областях с разным термодинамическим режимом сказывается в интенсивности проявления метасоматических процессов регрессивного этапа.

Дифференциация исходного вещества при реакциях различных стадий регрессивного метаморфизма создает благоприятные условия для мобилизации, миграции и переотложения рудогенных элементов. При выщелачивании в условиях различных фаций изменяются подвижность и содержание не только петрогенных компонентов, но, очевидно, и элементов-примесей. Вследствие различной емкости кристаллических решеток новообразованных и реликтовых минералов, а также сокращения числа сосуществующих минеральных фаз при метасоматозе реакции регрессивного метаморфизма могут привести к освобождению значительного количества рудных элементов из железо-магнезиальных силикатов. Геохимические исследования показывают, что рудогенные элементы-примеси действительно присутствуют в большом количестве в темноцветных минералах [1, 71, 85, 156, 157]. В Швеции и Финляндии [198, 205, 206] отмечено широкое распространение черных сульфидно-графитовых сланцев, которые содержат повышенные количества Cu, Ni, Co, Zn, Pb и могут быть источником для образования сульфидных месторождений.

О миграции рудных элементов при региональном метаморфизме и гранитизации много писали Н. Г. Судовиков [154, 155] и В. С. Домарев [73]. Многочисленные работы геологов, изучающих

Криворожское железорудное месторождение, также подтверждают большую роль метаморфической миграции в рудообразовании [7, 14, 86]. Эти примеры позволяют считать метаморфическую и метасоматическую перекристаллизацию причиной освобождения аксессуарных рудных элементов из кристаллических решеток породообразующих минералов, т. е. их мобилизации.

Отложение рудного вещества обычно рассматривается в тесной связи с предыдущими процессами метаморфогенного рудообразования. Н. Г. Судовиков [155] отмечает, что «именно повышение температуры в большинстве случаев вызывает мобилизацию, а понижение ее является причиной отложения и определяет главную особенность рудного минералообразования — регрессивный его характер». Регрессивный характер рудообразования подчеркивает также Д. С. Коржинский [96], рассматривая процессы гранитизации как результат магматического замещения, обусловленного действием на горные породы нагретых («сквозьмагматических») растворов глубинного происхождения. Эти растворы переходят в затухающие потоки послемагматических растворов, при участии которых может происходить эндогенное рудообразование. Согласно гипотезе Д. С. Коржинского, магматизм, гранитизация, метасоматоз и рудообразование являются звеньями единого развивающегося процесса, причем метасоматоз и рудообразование относительно предыдущих стадий носят регрессивный характер.

Значительные концентрации рудных компонентов, возникающие в связи с дифференциацией и мобилизацией вещества при регионально-метасоматических преобразованиях регрессивного этапа метаморфизма (кислотном выщелачивании и связанном с ним магнезиальным метасоматозом), образуют месторождения и рудопроявления метаморфогенного типа, относящиеся к классу метаморфических. Для метаморфических месторождений источником вещества служат вмещающие осадочно-вулканогенные и интрузивные породы, из которых мобилизуются первично рассеянные рудные и петрогенные элементы. Термодинамический режим определяет различия последующих метасоматических преобразований регрессивного этапа, появление специфических металлогенических формаций.

Кислотное выщелачивание в условиях различных фациальных серий (кварц-дистеновой, кварц-силлиманитовой или кварц-андалузитовой) ведет к концентрации и перемещению ряда инертных компонентов, а также выносу подвижных и рудных компонентов. На позднещелочной стадии происходит отложение

выщелоченных рудных компонентов в литологически и структурно благоприятных участках. Характер рудной минерализации во многом определяется также типом осадочных и вулканогенных формаций, являющихся в данном случае одновременно средой рудоотложения и источником рудных элементов.

IX.2. УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Метаморфические месторождения, связанные с зонами выщелачивания, контролируются областями метаморфизма высокотемпературной части амфиболитовой фации с последующим проявлением наложенных деформаций и внедрением перемещенных гранитоидов, создающих благоприятные условия для возникновения градиентов температуры и развития метасоматических изменений. Подвижность компонентов при выщелачивании определяется составом исходных пород и внешними условиями. Так, метаморфические преобразования амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии, сопровождающиеся мигматизацией и последующим магниезальным метасоматозом пород специфической лептитовой фации, привели к формированию метасоматитов, так называемых скелей (кордиерит-андалузит-альмандиновых и кордиерит-жедрит-антофиллитовых пород), и ассоциирующихся с ними колчеданно-полиметаллических руд месторождений Омберг и группы Фалун в Швеции, Ориярви и Айала в Финляндии [58]. С толщами основных вулканитов и разнородных осадочных образований, включающих сульфидно-графитовые сланцы, ассоциируют медно-колчеданные месторождения и рудопроявления (Коронейшн в Канаде, поле Сингхбхум в Индии, группа Шеллефтео в Швеции, Оутокумпу в Финляндии, Чалка и Хаутовара в Карелии). Богатые вкрапленные и прожилковые руды формируются в результате гидротермально-метасоматической мобилизации рудного вещества из вмещающих толщ при регрессивных преобразованиях стадии кислотного выщелачивания и синхронного отложения рудных минералов на позднещелочной стадии [165].

Раннепротерозойские протгеосинклинальные пояса на Балтийском щите характеризуются специфическим геотермическим режимом, отличающимся

дифференцированным тепловым полем, которое выражается в формировании во время главного этапа метаморфизма высокоградиентной метаморфической зональности в пределах узких вытянутых структурно-фациальных зон, сложенных осадочно-вулканогенными формациями хаутоварской, парандовской и гимольской серий. В этих зонах на сравнительно коротком расстоянии осуществляется преобразование пород от зеленосланцевой фации до высокотемпературной части амфиболитовой. При этом устанавливается, что зоны средне-температурного метаморфизма отвечают кианит-силлиманитовой, а высокотемпературного — андалузит-силлиманитовой фациальным сериям. Важным обстоятельством является то, что в раннем протерозое создались условия для проявления градиентов температуры, возникших при реоморфизме гранитоидных массивов в докарельском фундаменте, особенно вблизи нижнепротерозойских супракрустальных толщ, которые испытывали одновременно прогрессивный метаморфизм. С этим явлением связано широкое развитие метасоматических процессов регрессивного этапа метаморфизма (кислотного выщелачивания, позднещелочного метасоматоза), сопровождающихся мобилизацией, переотложением рудных элементов и формированием разнообразного метаморфогенно-гидротермального медного и полиметаллического оруденения.

На примере Ведлозерско-Чалкинской структурной зоны кратко рассмотрим особенности регионального метаморфизма и его соотношение с оруденением. Формирование пиритовых руд в Хаутоварском месторождении и рудопроявлениях этой зоны, по данным В. И. Робонена, С. И. Рыбакова [129], связано с хемогенно-осадочными процессами, сопровождающимися образованием вулканогенно-осадочных пород, и последующей перекристаллизацией при метаморфиз-

ме зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Пирротиновые руды образовались на регрессивном этапе метаморфизма при воздействии метаморфических растворов на пиритовые залежи. Однако детальное изучение особенностей регионального метаморфизма и сульфидного оруденения в данной зоне показало более сложную картину их соотношений.

Структурно-метаморфические исследования позволили выявить ранний этап регионального метаморфизма, отвечающий метаморфизму погружения без развития региональной сланцеватости. В южной части зоны метаморфизм отвечает амфиболитовой фации, и здесь развиты реликты массивных гранатовых амфиболитов. В районе Хаутоварского месторождения метаморфизм раннего этапа отвечает зеленосланцевой фации и характеризуется зеленокаменным перерождением вулканогенных толщ, в которых сохранялись первичные структуры. Именно с этим этапом связана перекристаллизация первичных хемогенно-осадочных руд и образование первоначально пластовых мелкозернистых пиритовых руд, характерных для центральных частей крупных рудных тел.

Дальнейшая эволюция регионального метаморфизма связана с резкой дифференциацией теплового потока и возникновением горизонтальной метаморфической зональности от зеленосланцевой фации до зоны ультраметаморфизма. Метаморфические преобразования этого этапа сопровождаются зонами рассланцевания и линейной изоклиальной складчатости. В таких зонах вулканогенно-осадочные породы превращаются в различного рода сланцы, в которых полностью исчезают первичные структуры, а первоначально пластовые пиритовые рудные тела преобразуются в ряд линз, сложенных массивными перекристаллизованными пиритовыми или брекчиевыми и полосчатыми пирит-пирротиновыми рудами, собственными краевым зонам рудных тел.

В участках супракрустальных толщ, испытавших высокотемпературный метаморфизм и ультраметаморфизм, а также в участках развития реоморфических гранитоидов проявились метасоматические процессы регрессивного этапа метаморфизма. Это выразилось в окварцевании, мусковитизации и эпидотизации, кислотном выщелачивании, сопровождающихся зонами, сложенными

вкрапленными и прожилково-вкрапленными пирит-пирротиновыми рудами. Метаморфические растворы, вызывающие изменения этой стадии, извлекали из пород и рудных зон медь, никель, цинк, свинец и другие металлы. При смене режима кислотности — щелочности в условиях понижения температуры происходили изменения окислительно-восстановительного режима и активности серы, сопровождающиеся образованием медной, медно-никелевой и полиметаллической минерализации. Таким образом, перечисленные раннепротерозойские месторождения Карелии имеют признаки как вулканогенно-осадочного, так и метаморфогенно-гидротермального происхождения и должны быть отнесены к метаморфическому классу.

Тенденции к дифференциации тектонического и геотермического режима подвижных областей сохранились и в конце раннего протерозоя, когда на территории Балтийского щита примерно синхронно сформировались Беломорско-Лапландский и Свекофенский метаморфические пояса, резко отличающиеся друг от друга геотермическим режимом и характеризующиеся проявлением зонального метаморфизма. Именно моменту тектонической дифференциации подвижного пояса — инверсии интрагеосинклинальных структур — соответствует дифференциация теплового потока, ведущая к возникновению температурных градиентов и формированию изобарической метаморфической зональности; с последней неразрывно связаны ультраметаморфизм и гранитоидный магматизм натриевой и калиевой серий с присущими ему металлогеническими чертами среднего периода тектоно-магматического цикла, по Ю. А. Билибину (месторождения Sn, W, Mo, Au, Pb, Zn, Cu, Co, Ag). Зональный метаморфизм отвечает среднему этапу цикла регионального метаморфизма и сопровождается формированием линейной изоклиальной складчатости.

Свекофенский пояс характеризуется проявлением зонального метаморфизма в режиме андалузит-силлиманитовой фациальной серии, и степень его метаморфизма меняется от биотит-мусковитовой субфации фации зеленых сланцев на северо-восточной окраине пояса до гранулитовой фации в центральных частях.

В Свекофенском метаморфическом поясе различаются две металлогеничес-

кие зоны [165]. Одна протягивается вдоль северного берега Финского залива в районы Центральной Швеции и вмещает полиметаллические месторождения Айала, Ориярви, Метасоменту, Фалун, Оммеберг. Вторая тянется из Северной Швеции через Центральную Финляндию в Северное Приладожье и объединяет колчеданно-полиметаллические месторождения районов Шеллефтео и Виханти-Пюхасалми, медноколчеданные месторождения группы Оутокумпу, полиметаллические и медноколчеданные рудопроявления северного побережья Ладожского озера, связанные с вулканогенно-осадочными и карбонатными толщами сортавальской серии, подвергшимися интенсивному скарнированию при региональном метаморфизме. С этими же явлениями, по-видимому, связано образование железно-олово-полиметаллических месторождений типа питкьярантского и шеелитового оруденения типа бразильских тактитов.

Общей особенностью обеих металлогенических зон является размещение почти всех месторождений среди пород низкотемпературных субфаций (ставролитовых) фаций куммингтонитовых амфиболитов. Исключение составляют лишь серноколчеданные рудопроявления в горизонтах сульфидосодержащих лептитов в районе Фалуна и Ориярви и в черных сланцах (первоначально сапропелевых глинах) в районах Виханти, Оутокумпу Северного Приладожья. Эти руды пространственно связаны с метаморфической зоной гранат-кордиерит-ортоклазовой субфации, где проявлены процессы мигматизации и гранитизации.

Эти металлогенические зоны отличаются друг от друга характером метаморфических процессов регрессивной стадии метаморфизма, а поэтому и металлогенической специализацией. В южной зоне важным фактором локализации руд является магнезиальный метасоматоз позднещелочной стадии. С ним связана халькопиритовая минерализация, наклаывавшаяся на более раннюю сфалерит-галенитовую. В северной зоне значительная роль принадлежит стадии кислотного выщелачивания и перетложения выщелоченных компонентов, с чем связаны окварцевание, мусковитизация и образование сфалерит-галенитовых и халькопиритовых руд. На ранних стадиях рудообразования в этом случае возникает арсенопирит-пи-

рит-пирротинная и пирит-пирротинная ассоциация.

Метаморфическая зональность прослеживается на территории развития известных медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Хаммслахти, Оутокумпу, Вунос, Луйконлахти, Пюхясалми, Виханти. Оруденение в этих месторождениях имеет первично стратиформный характер, но формирование медного и полиметаллического оруденения в них в значительной степени связано с наложенными процессами складчатых деформаций, регионального метаморфизма и метасоматоза [201]. Наличие таких месторождений в Свекофенском метаморфическом поясе делает перспективным поиск подобных месторождений на территории Северного Приладожья и особенно в области распространения таких отложений под осадочным чехлом Русской плиты.

В Беломорско-Лапландском поясе различаются три геологических типа метаморфизма, проявляющихся последовательно. Это низкотемпературный метаморфизм погружения, накладывающийся, например, на толщи печенгской серии в центральной части одноименной структуры и характеризующийся условиями пумпеллит-пренитовой — железосланцевой фации с пониженными давлениями, метаморфизм гранулитовой фации высокого давления в зоне Лапландских глубинных разломов и зональный метаморфизм в режиме кианит-силлиманитовой фациальной серии. Степень изменения пород в этом поясе увеличивается от мусковит-хлоритовой субфации зеленых сланцев в периферических частях до гранат-биотит-кианит-мусковитовой и реже до гранат-кианит-биотит-ортоклазовой субфации фации алмандиновых амфиболитов в центре пояса.

В соответствии с этим Беломорско-Лапландский метаморфический пояс обладает существенно иными металлогеническими особенностями, что определяется как спецификой метаморфизма, так и характером развитых в его пределах вулканогенно-осадочных и магматических формаций.

Метаморфические пояса с появлением дистен-силлиманитового типа метаморфизма на регрессивном этапе испытывают закономерные изменения *PT*-условий и режима флюидов. Метасоматические изменения кварц-дистеновой

фации характеризуются низкой подвижностью железа, которое при переходе в инертное состояние образует зоны повышенной концентрации в алюмосиликатах и сопровождается образованием дистен-гранат-роговообманковых метасоматитов — аналогов «скелей» в поясах низкого давления. В условиях более низкотемпературной кварц-мусковитовой фации выщелачивания подвижность железа возрастает и при высокой активности серы формируется серноколчеданное (пирротиновое) оруденение, как, например, в Северо-Карельской зоне карелид. Дальнейшая эволюция регрессивного этапа метаморфизма повышенного давления, выражающаяся в снижении давления и изменении щелочности среды, приводит к отложению мобилизованных компонентов и смене рудных парагенезисов. Именно в это время образуются богатые перетолженные прожилково-вкрапленные руды, с которыми связано медное и полиметаллическое оруденение в рудопроявлениях Северной Карелии и Парандовском серноколчеданном месторождении. Такая же закономерность образования метаморфогенно-гидротермального медно-никелевого и медноколчеданного оруденения, связанного с зонами кислотного выщелачивания и позднещелочного магнезиального метасоматоза, формирующихся при спаде давления, устанавливается в гранулитовом комплексе в зоне Лапландских глубинных разломов, где отмечаются многочисленные тела основных и ультраосновных пород ранних стадий развития подвижной области [165, 167].

В период проявления зонального метаморфизма в режиме, отвечающем кианит-силлиманитовой фациальной серии, на поздних регрессивных стадиях процесса в связи с развитием метасоматических явлений, накладывающихся на супракрустальные и плутонические породы, в толщах, насыщенных основными и ультраосновными магматическими телами, образовались значительные медно-никелевые месторождения: Аллареченское, локализованное в зоне фации альмандиновых амфиболитов, и Печенгские, располагающиеся среди пород зеленосланцевой и пумпеллит-пренитовой фаций. Более подробная характеристика процессов метаморфизма в связи с сульфидно-никелевым рудообразо-

ванием приведена в специальной работе [166]. Мы лишь подчеркнем, что, хотя в локализации руд существенная роль принадлежит магматическому (источником никеля и меди являются гипербазиты) и литологическому (благоприятной средой для рудоотложения являются черные сланцы) факторам, в генетическом отношении они тесно связаны с процессами метаморфизма, который стимулирует переотложение полезных компонентов и возникновение все более богатых залежей по мере перехода от ранних стадий метаморфических преобразований к гораздо более поздним.

Таким образом, метаморфические критерии сульфидного оруденения в регионах, сложенных докембрийскими комплексами, являются столь же важными, как и другие критерии прогнозирования. Об этом свидетельствует закономерная связь сульфидных месторождений и рудопроявлений с определенными фациальными сериями, фациями, стадиями и этапами регионального метаморфизма. Поэтому важное значение имеют исследования цикличности развития метаморфизма на разных этапах эволюции земной коры докембрийских щитов.

Формирование сульфидных месторождений метаморфогенного типа является следствием процессов экзогенной и эндогенной дифференциации вещества земной коры, сопряженных в пространстве и времени. Степень дифференцированности и фракционирования вещества увеличивается с течением времени при многократном повторении процессов осадкообразования, выветривания, магматизма и последующего метаморфизма. Одновременно увеличивается роль метаморфических и ультраметаморфических месторождений по сравнению с метаморфизованными. Увеличение роли метаморфических месторождений связано с проявлением метаморфизма со значительным горизонтальным и вертикальным градиентом температуры и, как следствие, — с четкой выраженностью раннещелочных, кислотных и позднещелочных метасоматических процессов на регрессивном этапе регионального метаморфизма, что благоприятствует образованию богатых гидротермально-метаморфических сульфидных руд.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

В последнее время все больше ученых приходят к выводу о широком распространении и важной роли метаморфогенных месторождений золота. Уже накоплено множество материалов, свидетельствующих о разнообразии минерально-морфологических типов и условий образования этих месторождений. Все это необходимо учитывать как на

этапе прогнозирования и выявления металлогенических закономерностей, так и при разведочных работах и отработке технологии извлечения золота из руд.

Редко различаются метаморфогенные месторождения по количеству содержащегося в них золота и других сопутствующих компонентов.

X.1. ТИПЫ И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

В технологико-экономическом отношении метаморфогенные месторождения золота могут быть подразделены на две основные группы: **собственно золотые**, содержащие в незначительных количествах примеси других металлов, и **комплексные золотосодержащие**, в которых золото присутствует в виде примеси в существенных или незначительных количествах.

Первая группа месторождений при поисках золоторудных объектов является ведущей. Вместе с тем по мере развития и усовершенствования технологии переработки руд полезных ископаемых все большее значение приобретают метаморфогенные месторождения второй группы. Это собственно колчеданные, медно-колчеданные, медно-никелевые, свинцово-цинковые, золото-урановые, урановые и в ряде случаев олово-сульфидные, редкометалльные, полиметаллические и железорудные метаморфогенные месторождения. Обладая способностью накапливаться в попутном сульфидном и (или) полиметаллическом концентрате, золото сравнительно легко и рентабельно может извлекаться из руд различного состава даже при весьма низких (сотые — тысячные доли грамма на тонну) исходных содержаниях.

В силу специфических геохимических особенностей (обладания одновременно сидерофильными и халькофильными

свойствами при ярко выраженной электроотрицательности, стремления к самородности и способности вступать в кристаллофизические и химические связи с различными соединениями и элементами, в том числе металлоорганическими, сернистыми, мышьяковистыми, кремнеземсодержащими) золото является «сквозным» широко распространенным элементом в скоплениях метаморфогенных руд различных минерального состава и генезиса. Так, в частности, в существенных количествах оно может присутствовать в месторождениях железистых кварцитов, особенно если рудовмещающие породы содержат пачки или пласты сульфидоносных (пирит, пирротин, арсенопирит, халькопирит) углеродистых или «зеленых» сланцев. В таких случаях золото может концентрироваться как в послойных сульфидах и кварц-сульфидных прожилках, так и в секущих метаморфогенно-гидротермальных образованиях вдоль зон повышенного рассланцевания и складчатых деформаций, не всегда должным образом картируемых и опробуемых.

Существенные содержания золота (от десятых долей до нескольких граммов на тонну) характерны также для колчеданных метаморфогенных месторождений, в том числе не только медьсодержащих, но и свинцово-цинковых, и собственно серноколчеданных. Чаще всего

значительные концентрации золота отмечаются в месторождениях, залегающих среди терригенно-углеродистых пиритизированных и зеленокаменных измененных осевных пород. Пространственная совмещенность повышенных концентраций золота с основными элементами руд (Pb, Zn, Cu, Fe, S, As, Ni, Co) в этих случаях вовсе не обязательна. Чаще наоборот — основные скопления золота фиксируются за пределами или на флангах основных рудных тел. Локализаторами золотого оруденения, как и среди железистых кварцитов, выступают преимущественно секущие позднескладчатые зоны повышенных пликвативных дислокаций и расщепления, параллельные или диагонально ориентированные по отношению к основному простираению складчатых структур. По своей природе такие скопления являются новообразованными метаморфическими (метаморфогенно-гидротермальными) и сопровождаются гидротермальными регрессивно-метасоматическими изменениями вмещающих пород лиственит-березитовой формации и метаморфическими новообразованиями кварца и сульфидов. Характерна для таких участков весьма напряженная складчатость высоких порядков с резкими раздувами мощностей и пластов в ядерных частях складок. Основным методом выявления таких золотоносных участков — картирование зон повышенных дислокаций и сплошное секционное опробование их. Визуально золотоносные интервалы, как правило, не выделяются, особенно на этапе поисковых и предварительных разведочных работ.

Заслуживающие внимания концентрации золота отмечены также на месторождениях метаморфизованных железистых фосфоритов и карбонатов, в битуминозных и медистых сланцах (особенно типа мансфельдских, где золото сопровождается повышенными концентрациями серебра и нередко платиноидов), в месторождениях апатитовых руд сложного метаморфогенного генезиса, пластах и концентрациях пиритизированных сидеритов, в сланц-доломитовых толщах, содержащих магнезиально-железистые карбонаты, в стратиформных метаморфогенных месторождениях шеелита и железисто-кремнисто-карбонатных пород, прежде всего в узлах повышенных пликвативных и позднескладчатых разрывных дислокаций.

Несомненно, что по мере дальнейшего технического прогресса, а также роста потребностей в золоте роль метаморфогенных месторождений, содержащих золото в виде примеси, все более будет возрастать. Соответственно следует усилить и изучение золотоносности таких месторождений. Пользуясь случаем, нам и хотелось бы обратить особое внимание на это важное обстоятельство, особенно учитывая то, что комплексная переработка и изучение метаморфогенных руд еще далеко не везде осуществляются должным образом.

В минерально-морфологическом отношении собственно золотые метаморфогенные месторождения подразделяются на месторождения золотоносных конгломератов (с ураном или без него), разнообразные зоны сульфидной и кварц-сульфидной вкрапленности, сульфидно-кварцевых и кварцевых жил и штокверков, в том числе пластовых стратиформного типа, пластово-секущих и секущих.

В генетическом отношении метаморфогенные месторождения золота, как уже отмечалось, подразделяются на метаморфизованные и метаморфические. Метаморфизованные, в свою очередь, подразделяются на регионально- и контактово-метаморфизованные, а метаморфические — на автохтонные (зоны кварц-сульфидной и сульфидной вкрапленности, послойных штокверков и кварцевых жил) и аллохтонные (преимущественно секущие кварцевые жилы и жильные зоны с подчиненными ореолами слабой золото-сульфидной вкрапленности).

Среди метаморфизованных месторождений основное промышленное значение имеют древние золотоносные конгломераты витватерсрандского (ЮАР) типа и Тарквинского рудного поля (Гана).

Значительное, но намного меньшее количество золота извлекается из метаморфизованных колчеданных и золото-колчеданно-полиметаллических месторождений, в том числе вкрапленного и массивного типов. Основная положительная роль процессов метаморфизма применительно к этим месторождениям заключается в образовании метаморфогенных золотоносных кварцевых и кварц-сульфидных жил и прожилков, укрупнении выделений золота и увеличении общей зернистости сульфидов, что благоприятно сказывается на технологии переработки руд и степени

извлечения из них золота. Отрицательные явления — резкое усложнение морфологии рудных тел, их будинирование, частичное перераспределение золота вдоль секущих позднескладчатых зон

рассланцевания. Структурно-тектонические и литолого-фациальные закономерности локализации оруденения определяются первичными дометаморфическими факторами.

Метаморфизованные золотоносные конгломераты

Определяющими факторами в формировании и распределении золота среди конгломератов явились собственно осадочные и, весьма вероятно, осадочно-гидротермальные процессы концентрации металлов. Метаморфические процессы наложены и играют явно подчиненную роль. Золото концентрируется в пределах продуктивных пластов и, по мнению различных исследователей, не выходит за их пределы. Вместе с тем есть сообщения о том, что в пределах пластов конгломератов золото не распределяется равномерно, а концентрируется преимущественно в замках антиклинальных складок, в то время как в синклинальных структурах содержания его более низкие. Такая точка зрения хотя и дискуссионна, но заслуживает внимания, поскольку приведенные материалы согласуются с данными по другим метаморфизованным месторождениям о существенной миграции и перераспределении золота в условиях стрессовых деформаций, развивающихся при складчатости, особенно на ее заключительных этапах.

Обращает на себя внимание также постоянно зеленосланцевая фация метаморфизма промышленных конгломератов и вмещающих пород, а также, судя по последним данным, наличие повышенных концентраций золота (вплоть до промышленных) и за пределами пластов конгломератов, в том числе в углеродсодержащих сланцах и песчаниках. Характерно наличие в рудах углеродистого вещества, в том числе находящегося в тесной геохимической ассоциации с ураном в виде тухолита, а также магнетита и гематита (Тарковинское рудное поле) или сингенетичных сульфидов (месторождение Витватерсранд).

В регионально-геотектоническом отношении золотоносные конгломераты, как и другие типы метаморфогенных золоторудных месторождений, приуро-

чены к структурам длительного прогибания — протоплатформенным впадинам, осложненным куполообразными выступами (витватерсрандский тип) либо к крупным грабен-синклиналям, ориентированным субсогласно с подстилающими породами фундамента (тарквинский тип). В обоих случаях золотоносные конгломераты относятся к протоплатформенному структурно-формационному комплексу.

Возраст всех известных промышленных золотоносных конгломератов раннепротерозойский — 2,8—2,0 млрд. (витватерсрандский тип) или 1,9—1,7 млрд. лет (тарквинский тип). Промышленных золотоносных конгломератов другого возраста, в том числе более молодых, не обнаружено и они маловероятны. Золото в конгломератах других стратиграфических уровней найдено во многих регионах, но в незначительных количествах (десятые доли, редко до 1—2 г/т), не сопоставимых с количествами его на месторождении Витватерсранд и Тарковинского рудного поля.

Показательно также, что в стратиграфических разрезах, вмещающих золотоносные конгломераты, постоянно присутствуют основные магматические породы с повышенным содержанием золота (выше кларка) в виде силлов габбро и диабазов (тарквинский тип) или эффузивов (витватерсрандский тип) и, как отмечалось, сульфидизированные углеродистые отложения. Сами конгломераты характеризуются повышенным содержанием сидерофильных (магнетит, гематит) или сидерофильных (пирит, пирротин, арсенопирит) минералов. Подстилающие породы фундамента — метаморфизованные протогеосинклинальные образования мафического и ультрамафического состава с общим повышенным фоновым содержанием золота и наличием золотоносных кварцевых жил и зон золотосульфидной вкрапленности.

Золотое оруденение прожилково-вкрапленного и жильного сульфидного, кварц-сульфидного и золото-кварцевого минеральных типов по условиям образования и размещения более сложное. Определяющим в его образовании (прежде всего при формировании кварц-содержащих минеральных ассоциаций, т. е. кварц-сульфидных и кварцевых жил и прожилков) были процессы метаморфизма и сопряженного метаморфогенно-гидротермального метасоматоза. Именно они оказали решающее влияние на создание и локализацию промышленных концентраций металла. В связи с этим такое оруденение является преимущественно метаморфическим (метаморфогенно-гидротермальным). Контролирующими структурами в его размещении являются позднескладчатые зоны расланцевания и повышенной проницаемости, выступающие на регрессивном (рудоформирующем) этапе метаморфизма как инфильтрационные каналы и области пониженного давления.

Осадочные процессы концентрации и накопления металлов, в том числе терригенно-осадочные, хемогенно-осадочные, вулканогенно- или гидротермально-осадочные, проявились и во многих случаях играли важную роль в накоплении и формировании (осадочных, вулканогенных или осадочно-вулканогенных) первичных повышенных концентраций золота и сопутствующих элементов. Но они еще не привели к формированию промышленных рудных тел.

Описываемый тип оруденения часто именуется метаморфогенно-гидротермальным [42] или в зависимости от минерально-морфологических особенностей «черносланцевым», прожилково-вкрапленным, сухоложским, хомолхинским, бобриковским, мурунтаунским, амурским, юрско-бриндакитским, бакырчикским, типа Карлин (США), типа Бендиго (Австралия).

В качестве типичных представителей его можно назвать многие древние зарубежные золоторудные месторождения Колари и Хутти в Индии, Калгурли, Кулгарди, Бендиго и Балларат в Австралии, Поркьюпайн и Керкленд-Лейк в Канаде, Хомстейк и Мазер Лод в США, Морру-Велью и Рапасос в Бразилии, Ашанти в Западной Африке.

Устанавливается эволюционная направленность в изменении типа и воз-

раста региональных рудолокализирующих структур. В древних архейских и частично нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных комплексах метаморфогенно-гидротермальное оруденение типа Калгурли и Поркьюпайн локализуется в пределах зеленокаменных поясов и трогов, окруженных мигматитами и гнейсо-гранитами, в нижнепротерозойских — среди эффузивно-терригенных толщ, содержащих пласты железисто-карбонатно-кремнистых пород строго выдержанного стратиграфического уровня (2,8—1,7 млрд. лет) в виде стратиформных залежей с прожилково-вкрапленной и сопутствующей кварцево-жильной минерализацией типа Хомстейк и Морру-Велью, а также в виде зон диафторитов зеленосланцевой фации, развивающихся по более высоко-метаморфизованным породам архея и нижнего протерозоя, в байкалидах — в краевых частях перикратонных зональных метаморфических поясов, сложенных преимущественно миогеосинклинальными углеродистыми сульфидизированными формациями, в палеозойских и более молодых сооружениях — в экзоконтактовых частях внутригеосинклинальных зональных гнейсовых куполов, преимущественно слабо эродированных или вообще не вскрытых и предполагаемых на глубине, по геолого-геофизическим данным.

Во всех случаях в региональном плане в качестве основных разрывных структур, контролирующих процессы осадконакопления, метаморфизма и рудообразования, выступают зоны крупных региональных и трансрегиональных глубинных разломов. В архее они определяют положение, ориентировку и развитие золотоносных зеленокаменных трогов и поясов, а также более мелких соподчиненных внутри троговых разрывов и минерализованных зон, в протерозое — положение рудоносных зон диафторитов и протогеосинклинальных прогибов, содержащих продуктивные горизонты золотоносных пород, в позднем докембрии — заложение перикратонных миогеосинклинального типа прогибов, развитых в них зональных метаморфических поясов и конседиментационных вулканогенно- и гидротермально-осадочных процессов (рис. 37, 38).

В позднем докембрии особенно часто в роли таких рудоконтролирующих

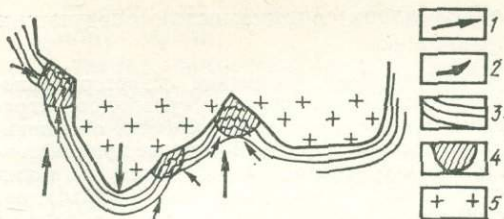


Рис. 37. Геотектоническое положение прогибов в обрамлении Сибирской платформы: 1 — региональное направление перемещений геотектонических блоков, 2 — пути миграции метаморфогенных растворов, 3 — складчатая область, 4 — продуктивные горизонты 5 — платформа

структур выступают глубинные разломы системы краевых швов, развивающиеся на стыке древних платформ (типа Сибирской), «жестких» срединных массивов (типа Украинского, Колымского, Буреинского) и глыб (типа Кокчетавской) со складчатым обрамлением. При этом устанавливается определенная закономерность, выдерживающаяся в различных регионах — чем дальше вдаются разломы в основания жестких структур (платформ, срединных массивов, глыб) и чем крупнее контролируемые ими перикратонные прогибы, тем интенсивнее в них золотое оруденение [43, 45].

Узлы сопряжения различно направленных фланговых частей разломов наиболее благоприятны для локализации оруденения, особенно когда фланговые части сочленяющихся между собой разломов представлены не открытыми крупными разрывами, а зонами частой мелкой трещиноватости. В таких участках создавались наиболее благоприятные в термодинамическом, гидрогеологическом и геохимическом отношениях условия для рудообразования.

Аналогичным образом в качестве рудолокализирующих участков выступают

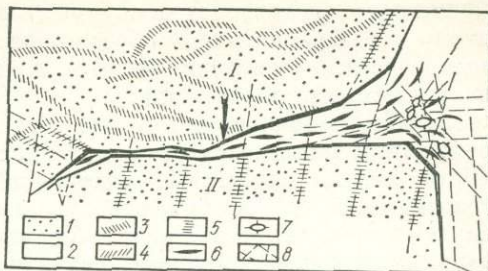


Рис. 38. Геотектоническое положение геосинклинального рудоносного прогиба (палеоре-конструкция):

I — Сибирская платформа, II — Буреинский массив (стрелкой показано направление перемещения платформы в процессе складчатости и формирования рудолокализирующих структур с метаморфогенным оруденением);

1 — «жесткие» платформенные геоблоки; 2 — межблоковый геосинклинальный прогиб, локализующий метаморфогенное оруденение; 3 — золотоносные плафориты; оруденение: 4 — наложенное плутогенное, 5 — вулканогенное; 6 — ориентировка осей складчатых структур; 7 — метаморфические купола; 8 — глубинные зоны повышенной проницаемости

изгибы и искривления одной и той же системы глубинных разломов, особенно в тех случаях, когда в местах изгибов крупные разрывы расщепляются на более мелкие, расположенные кулисообразно (рис. 39).

Рудовмещающие прогибы всегда трогового типа и характеризуются повышенной мощностью верхнего рудовмещающего структурного яруса — от 3—4 км (редко) до 10—18 км (преимущественно). На первичную обогащенность пород золото-сульфидной минерализацией решающее влияние оказали вулканогенно- и гидротермально-осадочные процессы. Они обуславливали образование в метаморфизируемых породах (вулканогенных или осадочных) конседиментационной вкрапленно-послойной, реже массивно-вкрапленной золото-сульфидной минерализации стратиформного типа. В процессе последующего метаморфизма происходили ее метамор-

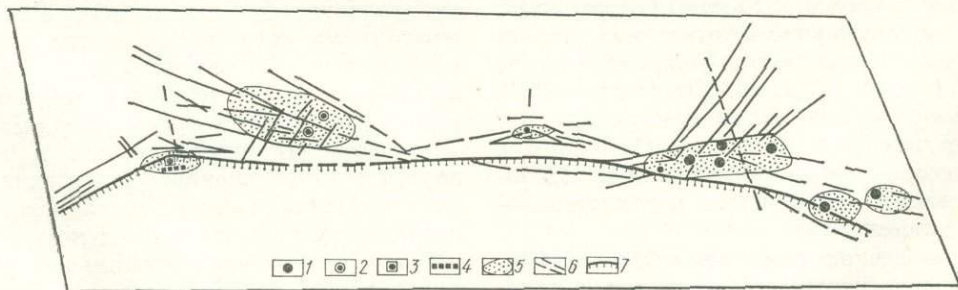


Рис. 39. Размещение оруденения в системе глубинных разломов и сопряженных разрывов.

1 — в углеродистых геосинклинальных толщах, 2 — в зонах диафоритов зеленсланцевой фации; 3 — стратиформное медноколчеданное и колчеданное оруденение; 4 — повышенное развитие гидротермально-осадочных сульфидов; 5 — основные минерализованные узлы; 6 — разломы; 7 — глубинный разлом

физм, перекристаллизация и переотложение, завершившиеся образованием золотоносных сульфидно-кварцевых и кварцевых жил и прожилков.

Подобно нефтяным и газовым месторождениям намечается прямая зависимость между мощностью отложений, слагающих прогибы, и масштабами развитой в них золотоносности. Самыми золотоносными прогибами являются глубинные, наибольших размеров; они характеризуются интенсивно проявленными палингенно-метасоматической гранитизацией и последующим интрузивным гранитоидным магматизмом автохтонно-аллохтонного типа, развитыми преимущественно в обрамлении и обычно незначительно — в основании прогибов. Поэтому ореолы массового развития гранитоидов и оруденения пространственно разобщены: повышенный метаморфизм и гранитоиды развиты в основном в периферических частях прогибов, золотое и сопутствующее ему сульфидное оруденение — в центральных слабо метаморфизованных частях.

За счет позднейинверсионных и последующих наложенных явлений тектонической и магматической активизации рудовмещающие прогибы иногда преобразуются в антиклинории или горст-антиклинории. Однако в основном синклинозная структура сохраняется и является типоморфной для рассматриваемого метаморфогенного золотого оруденения в отличие от плутогенно-гидротермального, развивающегося преимущественно в активизированных орогенных структурах положительного знака.

Также намечается избирательная приуроченность основных рудных полей в пределах прогибов к синклиналям и синклиналим погружениям. Кроме архейских собственно зеленокаменных поясов Африки, Канады, Австралии, эти закономерности отчетливо проявлены в рудных полях Колар, Гадагское и Рамагири в Индии, Хомстейк в США и Моору-Велью в Бразилии, в Якутии и других регионах, в том числе и с метаморфогенным оруденением палеозойских и мезозойских металлогенических эпох.

В пределах синклиналей и синклинозных погружений оруденение локализуется в дополнительных осложняющих антиклиналях, реже в синклиналих складках. Такая избирательная приуроченность в региональном плане

обусловлена совокупностью следующих факторов:

повышенным развитием гидротермально- и вулканогенно-осадочных сульфидов, играющих решающую роль в первичной обогащенности золотом пород (в том числе вулканогенных и «черносланцевых») именно в таких структурах; тяготение этих сульфидов, конседиментационных эксгалаций и терм к локальным палеопрогибам;

накоплением в подземных водах по принципу обводненности структур артезианского типа, нагнетанием и перемещением в эти структуры метаморфогенных и активизированных подземных вод и флюидов (в том числе поровых и трещинных) под влиянием повышенных давлений и температур из краевых частей прогибов — зон высокотемпературного метаморфизма; существенным преобладанием давления флюидов над литостатическим;

накоплением в таких структурах выносимых из областей высокотемпературного метаморфизма и гранитизации (краевых и глубинных частей прогибов) золота, серы, хлора, мышьяка, CO_2 и других рудогенных компонентов, а также углеводов, углеводородов и металлоорганических соединений, несомненно участвующих в переносе и отложении золота и сопутствующих элементов;

благоприятными для гидротермального метасоматизма и рудоотложения $P\Gamma X$ -условиями метаморфизма;

наличием структурно-литологических и геохимических экранов в результате переслаивания пород различного состава и различных физико-механических свойств.

Устанавливается следующая смена рудоконтролирующих структур по мере перехода от региональных к локальным: древние «зеленокаменные трюги» и миогеосинклинали → в их составе грабен-синклинозные структуры и синклинории → осложняющие эти синклинории крупные синклинали, синклинали прогибы, мульды и погружения → антиклинальные складки, прежде всего интенсивно дислоцированные, осложняющие эти прогибы и мульды → в пределах таких антиклиналей дополнительные антиклинали высоких порядков → своды, ядерные части, флексуорообразные изгибы и переклиналильные погружения, места кручения осевых поверхностей складок → в переклиналильных и флексуорообразных изгибах и сводах — узлы сопряжения и пересечения диагональных и продольных по отношению к осям складок позднескладчатых зон расщепления, совпадающих с местами развития напряженной усложненной продольной и кулисообразной складчатости заключительных этапов пликативных деформаций.

Рудовмещающие структуры выступают как области относительного

растяжения на фоне преобладающих условий сжатия.

В местах совместного распространения интрузивных гранитоидов и оруденений последние располагаются зонально вокруг массивов гранитов на удалении 5—10 км и более, создавая иллюзию генетической связи с ними. Однако контактовый метаморфизм, которому подвержено оруденение, достаточно определенно указывает на пострудный возраст этих гранитов, как и в случае пересечения рудных тел апофизами и дайками гранитов. Частично происходят регенерация и перекристаллизация золота, однако не приводящие к заметному изменению первичных содержаний его и распределению.

В процессе развития более позднего орогенного магматизма габбро-диорит-плагиогранитной формации может происходить более существенная регенерация, а также дополнительно поступать рудообразующие растворы с образованием новых генераций золота и сульфидов. В итоге формируется сложное по генезису метаморфогенно-плутогенное оруденение. Для него показательны прежде всего повышенное содержание серебра, блеклых руд и более сложный минеральный состав.

Влияние степени метаморфизма вмещающих пород на размещение и характер минеральных ассоциаций хорошо выражено и установлено в различных регионах. Особенно отчетливо это проявляется в протерозойских зональных метаморфических поясах, развивающихся в сбрасывании древних докембрийских платформ. Постоянной общей закономерностью является избирательная приуроченность промышленного метаморфогенно-гидротермального оруденения к зеленосланцевой и частично цеолитовой фациям метаморфизма, в том числе к хлорит-серицитовой (преимущественно), биотит-хлоритовой и хлорит-серицит-карбонатной (частично) субфациям. При этом процессы метаморфизма, с которым связано оруденение, могут охватывать предварительно неметаморфизованные горные породы и осадки либо накладываться на уже метаморфизованные, в том числе кристаллические, сланцы. В первом случае образуется нормальная метаморфическая зональность прогрессивного ряда, во втором — протяженные регрессивные зоны диафоритов, вытянутые по простиранию на сотни километров. В обоих случаях ме-

таморфогенное золотое оруденение избирательно локализуется в метаморфитах зеленосланцевой фации и контролируется в региональном плане глубинными зонами повышенной проницаемости, протягивающимися на сотни, иногда на десятки километров.

В биотит-хлоритовой субфации в отдельных случаях (месторождение Хомстейк, в США) могут отмечаться мелкие метакристаллы граната альмандинового ряда. Развитие такого граната в парагенетической ассоциации с альбитом, серицитом (мусковитом), хлоритом и актинолитом при отсутствии ставролита и других типоморфных высокотемпературных метаморфических минералов указывает на то, что в таких случаях интенсивность метаморфизма не превышала высокотемпературной ступени зеленосланцевой фации, вопреки мнению о необходимости отнесения таких метаморфитов к эпидот-амфиболитовой или даже амфиболитовой фации.

В качестве характерного примера можно назвать месторождение Хомстейк, часто рассматриваемое как развитое в «интенсивно метаморфизованных» породах. На принадлежность его к зеленосланцевой фации метаморфизма указывает широкое распространение в рудных телах магнезиально-железистых карбонатов сидерит-анкеритового ряда первично-осадочных и, как достоверно установлено на примере различных регионов, а также экспериментально, явно неустойчивых в *PT*-условиях, соответствующих эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма.

Что же касается месторождения Колар в Индии, по степени метаморфизма вмещающих пород отнесенного многими исследователями к амфиболитовой фации, то анализ имеющихся материалов позволяет серьезно усомниться в правильности такого отнесения. Действительно [120], рудовмещающие породы «амфиболитовой серии» сланцевого пояса Колар представляют собой не пара-, а ортосланцы, дислоцированные мафические вулканические породы и ассоциирующие с ними покровы и силлы основных изверженных пород. Рассматриваемые амфиболиты, принимаемые за метаморфиты амфиболитовой фации, являются метадолеритами, метагаббро и частично метапироксенитами. Кроме рассланцованных отмечаются и массивные амфиболиты. Как для тех, так и для других типоморфны подушечные

лавовые текстуры. Среди сланцеватых амфиболитов расположены слои измененных плотных афанитовых и пятнистых миндалекаменных разновидностей пород. Рудные тела находятся в сланцеватых амфиболитах на контакте или вблизи контакта с волокнистыми и массивными амфиболитами. Как указывается в работе [120], «волокнистые амфиболиты», принимаемые за типичные метаморфиты амфиболитовой фации, отмечаются вдоль зон складчатости, трещиноватости и рассланцевания; они возникли в процессе метасоматического изменения зернистых амфиболитов, вероятно, в основном еще на автотемасоматическом этапе, отвечающем их зеленокаменной преобразованию в условиях высокотемпературной пропилитовой фации.

Минеральный состав пород «амфиболитовой серии Колар» типичен для основных магматических пород, подверженных регрессивным зеленокаменным изменениям зеленосланцевой фации, — плагиоклаза типа андезин-лабрадора вместе с небольшим количеством актинолита, эпидота, хлорита, кварца, сфена, титаномагнетита. В частности, такая ассоциация минералов характерна для метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации основных эффузивов и габброидов нижнепротерозойской муйской серии Среднеитимской горной страны (Восточная Сибирь) и всего Байкало-Шатомского нагорья.

Такие минералы, как диопсид, биотит в повышенных количествах, темная роговая обманка, гранат, являются околосильными образованиями. В связи с этим их наличие также не может служить основанием для отнесения рудовмещающих пород к амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Высокая степень катаклаза и гранулирования жильного кварца месторождения Колар, вплоть до образования кварцитовидных пород, обусловлена, вероятно [9], наложенными процессами контактового метаморфизма. Метамор-

физм, по-видимому, вызван воздействием позднесинкинематических гранитов, развитых в пределах распространения высокометаморфизованных пород — гнейсов Пекинсула. Эти граниты, с одной стороны, избирательно развиты только в области высокотемпературного метаморфизма и форма массивов в общем согласна со складчатыми структурами (т. е. граниты имеют метаморфогенный генезис), с другой — частично секут напластования пород, т. е. являются аллохтонными [120]. Можно полагать, что интродуцирование гранитного расплава и окончательное становление гранитов произошло уже после завершения метаморфизма и формирования оруденения. В связи с этим они и оказали контактово-метаморфизирующее воздействие на золотоносные жилы.

Подобное соотношение между гранитоидами и оруденением наблюдается в западной части Северо-Енисейского пояса во взаимоотношении позднесинкинематических автохтонно-аллохтонных массивов гранитов татаро-аяхтинского комплекса с оруденением эльдорадинского и верхнеашиминского (олимпиадинского) типов. Рудоносные кварцевые жилы и пластовые тела стратиформного типа прожилково-вкрапленных сульфидов интенсивно метаморфизируются и будинируются. Вмещающие породы подвергаются дополнительным дислокациям и метаморфизму. В повышенных количествах в них образуются биотит и гранат. По степени кристаллизации и метаморфизма они отвечают биотитовой и биотит-гранатовой зоне зеленосланцевой фации или начальным ступеням в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Такое оруденение можно рассматривать как сложное полигенное, образованное в результате длительного воздействия процессов регионально-дислокационного, регионально-плутонического и контактового метаморфизма на первично гидротермально-осадочные стратиформные образования.

Х.2. КРИТЕРИИ ПОИСКОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА

Ниже излагаются основные критерии, которые, как показывает опыт зарубежных и отечественных работ, успешно могут использоваться при поисках и прогнозировании метаморфических месторождений, часто в практике именуе-

мых метаморфогенно-гидротермальными (табл. 8).

Тектонические критерии. В региональном плане метаморфическое оруденение контролируется троговыми структурами, в том числе «зеленокаменными»,

Таблица 8. Основные критерии, определяющие локализацию промышленного метаморфогено-гидротермального золотого оруденения

Критерий	Положительный	Отрицательный
Регионально-тектонические	Опущенные относительно прилегающих платформенных структур блоки растяжения земной коры, ограниченные глубинными разломами, — зеленокаменные трогои и пояса, грабен-синклинорные и синклинорные прогибы	Относительно поднятые сиалические блоки земной коры, жесткие неактивизированные структуры платформенного типа
Регионально-метаморфические	Зеленосланцевая и частично цеолитовая фация регионально-плутонического и регионально-дислокационного прогрессивного и регрессивного метаморфизма, наличие слабо эродированных метаморфических куполов и «термальных» антиклиналей	Эпидот-амфиболитовая и более высокотемпературные фации метаморфизма, отсутствие явлений метаморфизма и интенсивной дислоцированности отложений
Структурные складчатые структуры	Антиклинальные надразломные складки и мульды, осложняющие синклинали и синклинальные погружения прогибов и трогов, в пределах этих антиклиналей — дополнительные антиклинали и в последних — периклинальные погружения шарпиров и флексуорообразные изгибы осевых поверхностей, места напряженной осложняющей складчатости и кручений осевых поверхностей складок, в верхних структурных этажах — купольные брахиантиклинали и горст-антиклинали	Антиклинальные поднятия, разделяющие погружения в пределах синклинориев, крупные складки, осложняющие синклинальные погружения; участки со спокойным моноклинальным залеганием пород; пологие складки, сформированные не в условиях активного сжатия осадков
разрывные структуры	Продольные (по отношению к осям складок) зоны позднекладчатого расланцевания в осевых частях и крыльях антиклиналей, межкласовые полости отслоения в ядрах антиклиналей, реже — синклиналей, в пределах зон расланцевания — узлы сопряжения разломов, в том числе конседиментационных и наложенных продольных и диагональных; зоны локального растяжения	Центральные части зон глубинных разломов, контролирующие высокотемпературные фации метаморфизма; открытые хорошо выраженные разломы орогенных этапов
Литологические	Углеродистые филлиты, алевросланцы, алевролиты вулканических, перивулканических и собственно многосинклинальных областей, зеленокаменно измененные основные метаморфоты, толщи переслаивания «зеленокаменных» и углеродистых пород, известково-кремнистые и магнезиально-железистые сланцы, контакты механически анизотропных пород — осадочных и магматических	Монотонные мощные толщи известняков, песчаников, грубозернистых алевролитов, кварцитов, известковистых сланцев, в том числе «углистых» и высокоуглистых «сажистых», мощные пласты кислых эффузивов и крупные тела дометаморфических послонных и секущих гранитоидов
Минералогические	Наличие в породах сингенетичных гидротермально-осадочных сульфидов «колчеданного» типа в виде очень тонкой, мелкоили крупнокристаллической вкрапленности, послойных или послойно-секущих массивных прожилков, слоев, линз. Содержание сульфидов различное — 0,5—40—70%, состав различный, преимущественно пирит, арсенопирит (особенно благоприятен в виде мелких игольчатых метакристаллов), пирротин. Галенит, сфалерит, халькопирит, блеклые руды обычно визуальное не наблюдаются. Наличие в кварцевых жилах сульфидов, прежде всего мелкокристаллического галенита, блеклых руд, антимонита, магнезиально-железистых карбонатов, шеелита, фтор-апатита; наличие, кроме сульфидных, кварц-сульфидных прожилков	Полное отсутствие сульфидов как в боковых породах, так и в жилах или присутствие их, но только в виде осадочно-диагенетических незолотосносных разновидностей; наличие в боковых породах и в кварцевых жилах только пирротина в ассоциации с незначительным количеством халькопирита, присутствие в кварцевых жилах и прожилках дистена, биотита и других высокотемпературных метаморфических минералов, общее отсутствие кварц-сульфидных выделений и прожилков, кварцевых жил и прожилков, прежде всего послойно-секущих сульфидсодержащих. Высокое содержание (15—20% и более) в жилах доломита, кальцита, крупнокристаллического галенита, ильменита, хлорита, эпидота, актинолита, турмалина, полевых шпатов

Критерий	Положительный	Отрицательный
Гидротермально-метасоматические	Мощно проявленная серицитизация, березитизация, лиственитизация или глубинных фаций пропилитизация, сопровождающиеся пиритизацией, околожильная сульфидизация, слабо проявленная адуляризация на самых верхних горизонтах минерализованных зон	Отсутствие или слабое развитие этих процессов, хлоритизация без сопутствующей серицитизации и пиритизации, интенсивное высокотемпературное кислотное выщелачивание (окварцевание), грейзенизация, турмалинизация, доломитизация, кальцитизация
Геохимические	Наличие эндогенных ореолов (даже не контрастных) As, Ag, Zn, Pb во многих случаях Sb, Cu, Co, Ni; повышенные содержания в пирите этих элементов и особенно Au и As; совместное развитие пиритов с различным отношением Ni/Co при преимущественном преобладании Ni; в ряде случаев повышенный фон радиоактивных элементов	Присутствие в незначительных или крайне незначительных количествах этих элементов, отсутствие в сульфидных, прежде всего в пирите и арсениопирите повышенных содержаний Au, заметно преобладание в пиритах Co над Ni; отсутствие или весьма незначительные содержания во вмещающих породах Fe, S, ниже кларка содержаний Au, Ag; отсутствие литохимических потоков рассеяния Au в сочетании с ореолами As
Магматические	Наличие в глубоко эродированных частях многоэпиклинальных прогибов, зеленокаменных поясов и трогов (в периферических частях и местах подъема локальных куполов) палингенно-метасоматических и палингенно-интрузивных гранитов, мигматитов и гранито-гнейсов Наличие в породах рудовмещающего разреза вулканитов, прежде всего основного состава, туфов, туффов, туфосланцев, вулканогенно-гидротермальных и эксталятивно-гидротермальных образований (сульфидов, селицитолитов)	Полное отсутствие в регионе процессов гранитизации и интрузивного магматизма, в том числе пострудных гранитов и даек или штоков основного состава Полное отсутствие в рудовмещающем разрезе вулканогенных, вулканогенно- и гидротермально-осадочных проявлений, в том числе в виде сульфидов, туфосланцев или туфопесчаников
Геофизические	Зоны повышенной электропроводности, фиксируемые в хлорит-серицитовой зоне слабо выраженными отрицательными магнитными аномалиями, а в биотит-хлоритовой (с пиротином) — положительными. В региональном плане — периферические области зон разуплотнения, выраженные преимущественно положительными или слабо отрицательными спокойными магнитными полями	Однородные в геофизическом отношении поля, высокомагнитные аномалии среди метасадочных кристаллических сланцев (исключая железистые кварциты), области устойчивых пониженных полей силы тяжести
Экзогенные	Золотоносные россыпи различных масштабов — от весьма значительных с крупным золотом (для кварцево-жильного оруденения) до небольших с мелким золотом (для вкрапленного золото-сульфидного оруденения в углеродистых толщах), постоянное наличие шлиховых и вторичных геохимических ореолов золота	Полное отсутствие в районе золотоносных россыпей, в том числе не богатых по содержанию и запасам в условиях благоприятного рельефа и климата, отсутствие шлиховых и вторичных геохимических ореолов

а также геосинклинальными прогибами и узкими шовными зонами, вдающимися по системам глубинных разломов в раздробленное основание древних платформ и щитов, т. е. заложенных на коре континентального типа. Характерны также зоны диафоритов, развивающихся вдоль региональных зон разломов, наложенных на консолидированные проплатформенные структуры.

Продуктивность трогов и прогибов

находится в прямой зависимости от размеров, мощности осадочно-терригенных и вулканогенно-осадочных толщ, а также интенсивности процессов метаморфизма и гранитизации, проявленных в основании и по периферии прогибов на инверсионном — рудогенном этапе развития прогибов.

Оруденение локализуется как в средней и нижней частях разреза, отвечающих преимущественно эвгеосинклиналь-

ному режиму развития прогибов, так и в верхних, отвечающих миогеосинклинальному этапу.

Прежние представления об избирательной приуроченности рассматриваемого оруденения только к терригенно-углеродистым толщам миогеосинклинального типа или, наоборот, только к «зеленокаменным поясам», не справедливы.

В рудоносных трогах и геосинклинальных прогибах золотоносные районы и узлы приурочены к местам изгибов, пересечений и сопряжений глубинных зон повышенной проницаемости, оказавших влияние как на палеотектонический и геохимический режим осадконакопления и синхронного вулканизма, так и на развитие последующих метаморфизма и эндогенного рудообразования. Эти глубинные зоны в большинстве случаев в процессе метаморфизма и метаморфогенного рудообразования выступали как «скрытые» секущие зоны повышенной трещиноватости и не фиксировались четко выраженными разрывами, а в период накопления толщ — как достаточно открытые для вулканогенных продуктов образования.

Узлы сопряжения таких зон разрывов обычно проявляются местами резкого усиления интенсивности складчатости и усложнением складчатых структур, наличием флексуобразных изгибов (в плане и в продольных разрезах), купольных и куполообразных сложно построенных поднятий и антиклиналей, а в ряде случаев — развитием локальных метаморфических куполов.

Метаморфические критерии. Оруденение локализуется преимущественно в условиях зеленосланцевой, в меньшей мере — цеолитовой фаций метаморфизма. Там, где эрозионный срез сравнительно глубок и обнажаются метаморфические пояса и купола, оруденение локализуется в экзо- и эндоконтактных частях куполов и метаморфических поясов, при слабом эрозионном срезе — над теми участками, где на глубине можно ожидать гнейсовые, гранито-гнейсовые купола или термоантиклинали. Показателем наличия на глубине таких метаморфогенных структур часто выступают зоны разуплотнения, фиксируемые геофизическими методами, и собственно интрузивные граниты, поскольку они чаще развиваются по предварительно метаморфизованным и гранитизированным породам, нежели по

слабоизмененным и неметаморфизованным.

Благоприятные глубины залегания кровли зоны гранитизации, часто интерпретируемой как «граниты», и высокометаморфизованных кристаллических сланцев зависят от типа минерализации и возраста металогеогенической эпохи. Кварцево-жильное оруденение располагается преимущественно на более верхних горизонтах по сравнению с прожилково-вкрапленным и особенно вкрапленным. Вертикальный размах между основными уровнями концентрации золотоносных жил и зон золотосульфидной минерализации для позднедокембрийского оруденения может достигать 2,5—3 км. Для жильного оруденения этих эпох оптимальные глубины залегания кровли кристаллических сланцев 3—4,5, для прожилково-вкрапленной минерализации 0,5—1,5 км. Для мезозойского оруденения значения этих параметров могут понижаться до 1,5—2 км.

Литологические критерии. Благоприятными для локализации оруденения являются прежде всего зеленокаменно измененные основные породы, а также терригенно-углеродистые существенно кварцевые алевро-сланцевые и метапеллитовые, содержащие пласты и прослои основных эффузивов или интрузивные аналоги этих пород. Поэтому наиболее благоприятны для локализации оруденения те части разреза, которые отвечают эвгеосинклинальным условиям и особенно переходным от эвгео- к миогеосинклинальным. Верхняя часть разреза, отвечающая миогеосинклинальному этапу развития, содержит месторождения, в том числе крупные, но все же, учитывая статистические данные по различным регионам СССР и зарубежных стран, можно утверждать, что в ней оруденение промышленного типа встречается реже, чем в нижней и средней частях.

Благоприятным фактором является наличие среди углеродисто-терригенных толщ прослоев и пластов вулканогенно-кремнистых алевролитов и метакремней, туфов и туффитов различного состава, в том числе андезитового и андезит-дацитового, содержащих примесь органики и сингенетичных сульфидов, пластов с повышенным содержанием магnezияльно-железистых карбонатов, а также магnezияльно-кремнисто-железистые отложения. Это же касается и наличия в

Таблица 9. Средний химический состав различных сланцев, %

Компонент	Обычные серые и зеленовато-серые незолотоносные глинистые, хлорит-серицитовые	Средний глинистый сланец, по Кларку [195] (для сравнения)	Углеродистые, содержащие золотое оруденение	Темно-серые и темные углеродсодержащие незолотоносные
SiO ₂	60,54	58,10	60,22	60,01
TiO ₂	1,33	0,65	0,80	0,94
Al ₂ O ₃	17,01	15,40	16,45	17,02
Fe ₂ O ₃	3,05	4,02	2,50	3,55
FeO	3,47	2,45	3,96	3,13
MnO	0,10	—	0,09	0,08
MgO	2,34	2,44	2,30	2,35
CaO	1,77	3,11	1,06	1,64
Na ₂ O	1,36	1,30	1,93	1,86
K ₂ O	3,29	3,24	3,32	3,22
P ₂ O ₅	0,16	0,17	0,17	0,18
H ₂ O ⁺	3,81	5,00	2,76	4,07
C _{орг}	0,39	0,8	1,6	0,95
S _{общ} (SO ₃)	0,10	(0,64)	1,3	0,18
CO ₂	1,70	2,63	1,62	0,81
<i>Сумма</i>	100,32	99,95	99,08	99,81

составе терригенных отложений сульфидно-кремнистых образований, «зеленых сланцев», примеси пеплового материала, признаков конседиментационных движений, дислокаций, оползневых срывов и смещений, мутьевых потоков и внутриформационных размывов.

Участки разреза (набор фацлий), формирующиеся в тектонически спокойной обстановке, — наиболее благоприятны для локализации оруденения. Они характеризуются и повышенной суммарной мощностью. В таких местах породы фациально не выдержаны, различные литологические разности находятся в тесном переслаивании, не выдержаны по падению и особенно по простиранию, линзовидны. Мощности отдельных пластов и пачек резко изменяются, т. е. фациально не выдержаны, благодаря чему общий разрез сложный, а составление литолого-фациальных карт весьма затруднено.

Характерны фациальное выклинивание и собственно выклинивание. Особенно не выдержан разрез рудовмещающих отложений на флангах рудных узлов и месторождений, т. е. в местах развития конседиментационных разрывов, окаймляющих впадины и прогибы, в которых накапливались сульфидоносные углеродисто-терригенные и вулканогенные рудовмещающие толщи. За пределами рудных месторождений суммарная мощность рудовмещающих отложений и в целом разреза заметно уменьшается (в 1,5—2 раза, изредка более), породы

становятся более выдержанными по составу и по мощности отдельных слоев и пачек.

В практике работ углеродсодержащие толщи, вмещающие золотое оруденение, часто именуется «черносланцевыми». Однако систематизированные нами многочисленные анализы показали, что содержание C_{орг} в этих породах практически во всех случаях, независимо от возраста, незначительное — 1—5, редко 7%. В связи с этим правильнее всего называть эти породы углеродистыми или углеродсодержащими, а не черносланцевыми. Для последних характерны более высокие содержания C_{орг} (до 10—15% и выше).

С целью изучения особенностей золотоносных углеродистых сланцев был рассчитан их средний химический состав, а также состав различных типов незолотоносных сланцев, в том числе содержащих и не содержащих C_{орг} (табл. 9). Помимо большого количества анализов автора, использовались многочисленные данные других геологов, в том числе по зарубежным регионам. Учитывались анализы пород как докембрийского, так и другого возраста. В общей сложности использовано более 5 тыс. анализов, в том числе при расчете состава золотоносных углеродистых сланцев 573 и незолотоносных углеродсодержащих 698. Средний состав «обычных» серых и зеленовато-серых глинистых и хлорит-серицитовых сланцев рассчитан на основании 3470 анализов по

90 регионам Советского Союза и зарубежных стран. В отличие от Кларка [195] и других исследователей, ранее сделавших попытку рассчитать средний состав сланцев [123], нами учитывались пробы только с содержанием СаО не выше 3,2 %, т. е. известковистые разновидности сланцев исключались.

Полученные данные позволяют отметить следующее: 1) по сравнению с «обычными» в углеродсодержащих сланцах (в том числе золотоносные и незолотоносные) более высокое содержание Na, что обусловлено большим влиянием на их формирование состава морских вод (NaCl) и продуктов подводного вулканизма; 2) средние содержания K, Al и Mg практически одинаковы; 3) явно восстановительными условиями (повышенным значением закисного модуля FeO/Fe_2O_3) характеризуются не все углеродсодержащие сланцы, а только золотоносные, содержащие $C_{орг}$ в существенных (1,3—2 %) или повышенных количествах; 4) в отличие от «обычных» и незолотоносных углеродсодержащих сланцев, для золотоносных характерно пониженное содержание Ti, Ca и более высокое — сульфидной серы, вызванное присутствием сингенетических сульфидов главным образом в виде пирита, пирротина или арсенопирита.

При сравнении углеродистых сланцев, слагающих продуктивные пачки в пределах месторождений, с аналогичными по стратиграфическому положению незолотоносными углеродистыми, развитыми на флангах и за пределами месторождений, видны дополнительные отличия. Наиболее существенно то, что рудовмещающие пачки имеют повышенную мощность, фациально неустойчивы, менее выдержанны, более тонкозернистые и, как следствие, характеризуются более низкими содержаниями SiO_2 и умеренными — Mg и Ca. Продуктивные пачки преимущественно тонких переслаивающихся алевросланцев и филлитов или кремнисто-известковистых отложений с подчиненными прослоями алевролитов или песчаников на флангах месторождений сменяются менее мощными грубозернистыми и однородными филлитовидными алевролитов и песчаников с подчиненными прослоями сланцев.

Наличие в существенных количествах осадочных и осадочно-гидротермальных сульфидов (пирита, арсенопирита) сингенетических толщам, благо-

приятно, но не обязательно для формирования промышленного золотого оруденения. Последнее установлено как в породах с повышенным их количеством (до 15—70 %), так и в слабо сульфидизированных разностях, в которых визуальными сульфиды (десятые доли процента) могут и не фиксироваться. В то же время в пределах минерализованных зон и прежде всего обогащенных золотом участков между содержанием Au и сульфидов обычно отмечается прямая корреляционная зависимость.

Содержание $C_{орг}$ в рудовмещающих толщах также может изменяться в значительных пределах — от 0,1 до 5—6 % и более. Четко выраженной зависимости между содержанием $C_{орг}$ в разрезе и его продуктивностью не установлено. Но в пределах минерализованных зон между содержанием $C_{орг}$ и Au чаще всего устанавливается прямая корреляционная зависимость. Это указывает на то, что присутствие $C_{орг}$ в породах благоприятно для рудоотложения, но не является решающим и тем более единственным фактором. Нужна, очевидно, совокупность факторов.

Возраст толщ, благоприятных для рудообразования, может быть различным — от докембрийского до мезозойского включительно. Минералого-морфологические особенности оруденения существенно зависят от химического и минерального состава рудовмещающих отложений: в углеродисто-алевритистых разностях оруденение преимущественно кварцево-жильное и кварцево-прожилковое малосульфидной формации, в тонкозернистых пелитовых разностях — прожилково-вкрапленное кварц-сульфидное. Прожилково-вкрапленное и особенно вкрапленное оруденение образуется также в метакремнистых разностях углеродистых отложений.

Структурные критерии. В благоприятных метаморфических зонах золотое оруденение среди продуктивных углеродистых отложений контролируется зонами повышенного рассланцевания и напряженной складчатости. Наиболее благоприятны те узлы напряженной складчатости нагнетания и флексуорообразных изгибов, которые находятся в местах пересечений и сопряжений глубинных зон повышенной проницаемости. Эти зоны не всегда четко фиксируются, но тем не менее при детальном на-

блюдениях и исследованиях их можно установить.

Весьма благоприятны для локализации описываемого рудообразования места изгибов и кручений осевых поверхностей складок.

Рудоконтролирующие зоны расслаивания формируются на складчатом и позднекладчатом этапах деформаций. В плане, как правило, они согласны с общим простиранием складчатых и купольных структур, реже занимают диагонально-секущее положение. Посткладчатые разрывы и зоны трещиноватости, сформированные на орогенном этапе деформаций, — пострудные, но лишь в том случае, если они не являются подновленными доскладчатыми или синкладчатыми и позднекладчатыми.

В локальном плане важную рудолокализирующую роль (прежде всего применительно к кварцевым жилам) играют стратиграфические контакты механически анизотропных пород, например сланцев и песчаников, сланцев и алевролитов, сланцев и известняков, а также стратиграфические перерывы в осадконакоплении. Довольно часто к таким хорошо картируемым контактам тяготеет основное количество кварцевых жил (в том числе рудоносных) и межформационных минерализованных зон дробления.

Локализаторами промышленного прожилково-вкрапленного оруденения выступают преимущественно мощные (от нескольких до десятков метров) пачки и пласты тонкозернистых алевролитов, алевросланцев или филлитов, зажатые между грубозернистыми, менее расслаиваемыми породами — алевролитами или песчаниками. В таких случаях на глубоких горизонтах тонкозернистые *разности пород наиболее интенсивно* расслаиваны и раскливажированы, пронизаны густой сетью послонных и послонно-секущих кварц-сульфидных и кварцевых прожилков в ассоциации с маломощными кварцевыми жилами. В верхних структурных ярусах такие горизонты и пачки пород выступают локализаторами седловидных, послонно-седловидных типа Бендига и реже секущих кварцевых жил, тяготеющих преимущественно к контакту пачек. При наличии в разрезе нескольких таких пачек отмечается соответственно и несколько этажей оруденения.

Существенную роль в локализации оруденения среди миеогеосинклиналь-

ных углеродистых флишеидных отложений играют в ряде случаев (р. Лена, Якутия) надразломные конседиментационные синклинальные складки и узкие (десятки — сотни метров) конседиментационные прогибы повного типа, нередко перекрытые полого залегающими пластами. К ним же тяготеет несколько повышенное развитие вулканогенных образований в виде туфоалевролитов или туфопесчаников, а также гидротермально- и хемогенно-осадочные сульфиды (пирит, пирротин или арсенипирит). При этом прожилково-вкрапленное золото-сульфидное оруденение имеет четко выраженный стратиформный контроль. Оно накапливается преимущественно в линзообразных пластах филлитов и алевролитов, выполняющих такие депрессии; кварцевожильное оруденение отлагается также в виде стратиформных образований, но тяготеющих преимущественно к кровле таких образований и протягивающихся с перерывами по простиранию на значительные расстояния — 3—5 км и более.

Отдельные исследователи относят такие жилы к гидротермально-осадочным. Однако из-за наличия отходящих от пластовых основных жил секущих апофиз, располагающихся по кливажу и секущим разрывам и сложным минеральными ассоциациями, с этим согласиться нельзя.

Главное, что необходимо учитывать при поисках и разведке метаморфогенно-гидротермального оруденения в рассматриваемых толщах, — это решающее значение складчатых структур и связанных с ними разрывов в распределении оруденения. Широко распространенные представления о контроле рассматриваемого оруденения разрывами *орогенного этапа неправомерны*. При поисках оруденения и при его оценке наряду с изучением литологии пород первостепенное внимание следует уделять картированию складчатых структур. К сожалению, в практике ему все еще уделяется мало внимания. По-прежнему основное внимание уделяется картированию и изучению разрывов позднего орогенного этапа, как правило, хорошо выраженных и контролируемых гидросетью, но не имеющих прямого отношения к рудообразованию.

Минералогические критерии. Как показывает проведенный нами анализ материалов по отечественным и зарубежным месторождениям золота, локализо-

ваным в черносланцевых толщах, они могут быть различного минерального состава. Постоянные продуктивные минеральные ассоциации не устанавливаются даже в пределах одного рудного района. Более определенная картина намечается при анализе минералогических особенностей рудных зон в пределах месторождений: в большинстве случаев основной золотоносной является конкретная минеральная ассоциация — пиритовая, кварц-пиритовая, пирит-пирротиновая, пирит-арсенопиритовая. Однако даже в пределах одного месторождения такая закономерность не является постоянной и не всегда выдерживается: визуально одни и те же минеральные ассоциации могут быть в различной мере золотоносными в зависимости от условий конкретного участка (прежде всего структурно-литологических), состава слагающих пород, интенсивности и состава сингенетичной минерализации.

Наиболее золотоносны поздние сульфидные и кварц-сульфидные минеральные ассоциации, характеризующиеся, помимо пирита и арсенопирита, наличием сульфидов поздней полиметаллической ассоциации — сфалерита, галенита и блеклых руд. Эти сульфиды присутствуют, как правило, в очень незначительных количествах (десятые — тысячные доли процента). Однако даже столь ничтожное содержание их следует расценивать как благоприятный показатель, поскольку свидетельствует об умеренно низких (300—200 °C) температурах минералоотложения, необходимых для массового выпадения золота из растворов. Поздние сульфиды фиксируются в протолочках, аншлифах, визуально наблюдаются редко. Существенное количество их (до 0,1—1—3 %) отмечается в кварцевых жилах верхних структурных горизонтов, залегающих в углеродистых алевролитах и алевросланцах, содержащих заметную вкрапленность сингенетично-осадочных сульфидов. В золотоносных собственно пирит-кварцевых, арсенопирит-кварцевых и особенно кварц-пиритовых, кварц-арсенопиритовых, арсенопиритовых, пиритовых, пирит-пирротиновых и арсенопирит-пиритовых прожилках, а также линзовидных скоплениях и вкрапленниках галенит и блеклые руды встречаются значительно реже, хотя содержание золота в них может быть и повышенным.

Морфологические особенности сульфидов в ряде случаев также выступают в качестве показателя золотоносности минерализованных зон: выделения мелкокристаллического галенита более благоприятны, нежели крупнокристаллического, равно как и тонкоиглочатого арсенопирита по сравнению с крупнокристаллическим. Благоприятно наличие в жилах и кварцевых прожилках фтор-апатита, магнезиально-железистых карбонатов (анкерита, сидерита, пистоцита и др.), шеелита и антраксолита; неблагоприятно — повышенные содержания кальцита, доломита и даже незначительные — биотита, мусковита, дистена и других высокотемпературных метаморфических минералов.

Гидротермально-метасоматические критерии. Метасоматиты, сопровождающие образование золотого оруденения в углеродистых и зеленокаменных толщах, относятся к гипо-мезоабиссальным фациям березит-лиственитовой формации. Характерные типоморфные особенности их — регионально-площадное распространение вдоль глубинных зон повышенного рассланцевания, неконтрастность (постепенные переходы между измененными и неизменными породами), выдержанность минерального состава при одинаковом составе пород, резкая зависимость от минерального и химического состава вмещающих толщ, отсутствие пространственной связи с магматическими породами и полями их распространения.

Для самых нижних корневых частей минерализованных зон типоморфно слабо проявленное окварцевание на фоне повышенной сульфидизации и выноса щелочей, для умеренных средних горизонтов — пиритизация, арсенопиритизация на фоне выноса SiO_2 , развития магнезиально-железистых карбонатов, серицитизации и привноса калия, для самых верхних — появление адуляра, активный привнос калия, вынос SiO_2 , привносятся также Ca, Mg.

На нижних горизонтах минерализованных зон в метасоматитах широко проявлены сульфидные прожилки и вкрапленность, контрастность метасоматической зональности наименьшая, в верхних — сульфидная вкрапленность и прожилки, как правило, слабее, контрастность зональности наибольшая. В соответствии с этим меняется насыщенность метасоматитов кварцевыми жилами и прожилками — максимальна

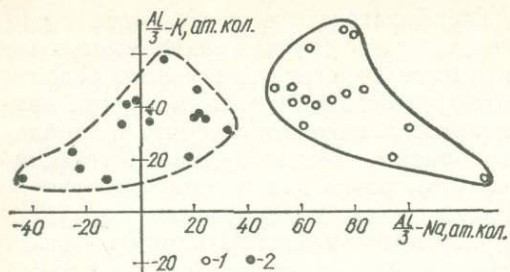


Рис. 40. Соотношение щелочей в золотоносных углеродсодержащих породах с различным типом золотоносной минерализации на диаграмме X. де ля Роша (составлено вместе с С. Г. Парадой).

Породы, содержащие оруденение: 1 — прожилково-вкрапленное, золото-кварц-сульфидное, 2 — кварц-жилльное и жильно-прожилковое малосульфидной формации

на верхних горизонтах рудоносных зон и минимальна на нижних. Вертикальный размах между верхними и нижними горизонтами может быть значительным — до 2,5—3 км.

Геохимические критерии. Метаморфогенно-гидротермальное оруденение в отличие от планктоногенно- и вулканогенно-гидротермального формируется более длительное время, в условиях низких градиентов PT и химического состава минералообразующих растворов. Поэтому минерализованные зоны имеют крупные размеры, но низкие содержания рудогенных и сопутствующих компонентов. Геохимические ореолы протяженные, но не контрастны, имеют регионально-площадное распространение, усиленно развиваясь вдоль зон повышенного расланцевания.

В зависимости от геохимической специализации вмещающих толщ выделяются два типа оруденения: зоны сближенных кварцевых жил и кварцевых прожилков малосульфидной формации и зоны прожилково-вкрапленной кварц-сульфидной минерализации при подчиненной роли золотоносных кварцевых жил. Первый тип развит преимущественно в существенно кремнекислых породах — углеродистых алевролитах с повышенным содержанием SiO_2 (62—80 %) и повышенной долей Na в сумме щелочей, а также низким или весьма низким содержанием сингенетических сульфидов (рис. 40, 41). Второй тип локализуется в углеродистых филлитах, характеризующихся пониженным содержанием SiO_2 (56—62 %), преобладанием K над Na и повышенным количеством сингенетических сульфидов. Характерен он также для зеленокаменных пород.

Геохимическая специализация рудо-вмещающих толщ (породные ассоциации элементов) оказывает решающее влияние на типовой парагенный набор элементов в рудных зонах и боковых ореолах, а также на зональность в их распределении и на величины содержаний. Очень часто элементы (например, Fe, Mn, P, K, Ag, Pb, Zn), принимаемые за типоморфные для рудных зон, в меньших количествах содержатся во вмещающих толщах за пределами распространения золотого оруденения. Измененные рудоносные породы и соответственно геохимические ореолы постепенно переходят в регионально метаморфизованные нерудоносные. В рудоносных зонах содержание элементов, тесно ассоциирующих с золотом (Ag, As, Sb, Cu, Ni, Co, Pb), обычно оказывается весьма незначительным — всего на порядок — полпорядка и менее выше, чем в исходных толщах, а во многих случаях вообще не фиксируется как повышенное. Поэтому использование геохимических первичных ореолов при поисках промышленного оруденения весьма затруднено, а данные геохимических методов являются косвенными показателями. Наиболее информативен (помимо Au) As, в меньшей мере Ag, Pb, Zn, в углеродистых алевросланцевых толщах — Ni, Co, особенно отношение Ni/Co (оно обычно растет по мере повышения продуктивности

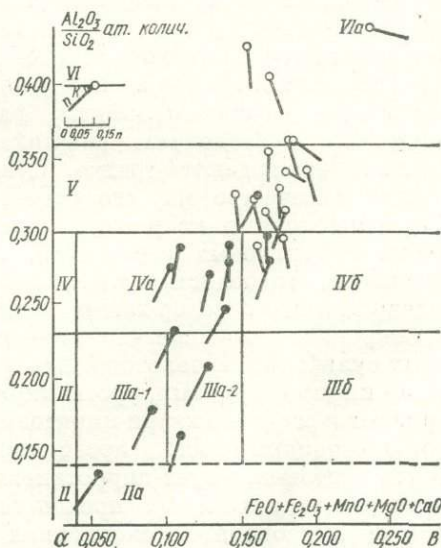


Рис. 41. Положение золотоносных пород на a — a -диаграмме А. Н. Неелова (составлено вместе с С. Г. Парадой).

Усл. обозначения те же, что и на рис. 40

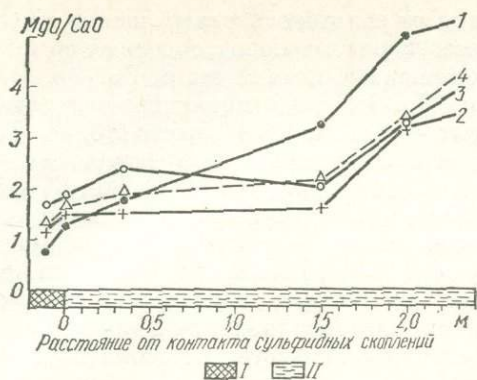


Рис. 42. Характер изменения отношения MgO/CaO в углеродистых сланцах по мере удаления от метаморфогенных скоплений сульфидов:

I — сульфидные скопления, *II* — вмещающие сланцы; цифры на рисунке — различные разновидности сульфидов: 1 — прожилковые, 2—4 — прожилково-вкрапленные

оруденения и уменьшения глубины эрозионного среза).

Целесообразен и весьма эффективен анализ монофракций сульфидов. По ним рудоносные зоны четко отличаются от нерудоносных, а внешние слабозолотоносные ореолы — от внутренних продуктивных. Для продуктивных участков характерно повышенное отношение Ni/Co в пирите. Золотометрический анализ монофракций сульфидов, прежде всего арсенопирита и особенно пирита, дает возможность практически безошибочно распознавать золотоносные зоны и незолотоносные, а также оценивать их рудоносность.

Как показали проведенные обобщения и выполненные нами многочисленные анализы, во всех известных зарубежных и отечественных месторождениях монофракций пирита и арсенопирита, парагенетически ассоциирующие с золотом, имеют повышенные содержания золота — от нескольких до 100—200 г/т и более. Так, в Австралии на месторождении Балларат содержание золота в пирите в среднем составило 180, на месторождении Матина 300, в Мали на месторождении Калана 0,5—140 г/т.

Для оценки золотоносности можно пользоваться не только пробирными анализами, требующими повышенной навески сульфидов (25 г), но и другими, в том числе спектрохимическими, нейтронно-активационными и особенно атомно-адсорбционными с использованием незначительной навески (1 г).

Пирит золотоносных тел, кроме Au, характеризуется повышенным содержа-

нием As. Отношение Ni/Co , по усредненным данным, изменяется в нем от 0,7 (в корневых частях зон, развитых среди алевросланцев) до 1,5—2,6 (в апикальных частях зон среди таких пород). В пирротине оно изменяется от 7,2 до 9,7. При более высоких, как и при более низких, значениях этого показателя существенных концентраций Au среди алевросланцев миегеосинклиналей не отмечено. Одновременно в карбонатах и в самих минерализованных зонах по мере приближения к рудным телам (рис. 42) и уменьшения глубины эрозионного среза увеличивается отношение Ca/Mg и коэффициент щелочности ($K_2O + Na_2O/Al_2O_3$), уменьшается суммарное содержание в зонах SiO_2 , несмотря на общее увеличение количества кварцевых жил.

Золотоносные пириты постоянно характеризуются повышенными содержаниями мышьяка (сотые — десятые доли процента). Благодаря этому сульфидизированные зоны фиксируются в первичных ореолах положительными аномалиями мышьяка, что с успехом может использоваться на начальном этапе поисков. Следует лишь иметь в виду, что из-за низкого содержания в зонах пирита эти аномалии не контрастны, выражены слабо.

Также необходимо учитывать то обстоятельство, что в пределах секущих и послонных минерализованных сульфидоносных зон золото ассоциирует не со всеми генетическими разновидностями сульфидов. Наиболее распространенные разности (осадочно-диагенетические и раннеметаморфические, не сопровождающиеся метаморфогенно-метасоматическими изменениями вмещаю-

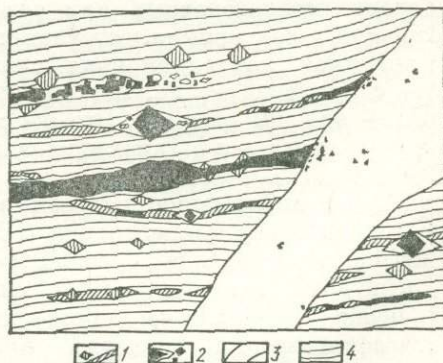


Рис. 43. Золотоносная прожилково-вкрапленная минерализация в углеродистых алевросланцах:

1 — магнезиально-железистые карбонаты, 2 — пирит (черное) с кварцевыми оторочками давления (светлое), 3 — кварцевая жила, 4 — алевросланцы

щих пород) крайне слабо золотоносны — сотые — десятые доли грамма на тонну (рис. 43).

Повышенной золотоносностью могут обладать осадочно-гидротермальные или новообразованные наиболее поздние метаморфогенно-метасоматические сульфиды. Именно наличие этих сульфидов, интенсивность их распространения в значительной мере определяют общую золотоносность зон и пластов. Поэтому валовой анализ золотоносности сульфидов не всегда является достаточно надежным показателем, с помощью которого можно оценивать закономерности распределения золота и общие перспективы зон сульфидизации. Следует генетические разновидности сульфидов анализировать отдельно, особенно на этапе поисков и начальных поисково-оценочных работ. И затем, исходя из распространенности таких разновидностей, оценивать общую золотоносность.

Большинство зон сульфидизации, встречающихся среди углеродистых толщ, сложено осадочно-диагенетическими или раннеметаморфическими сульфидами (пиритом, пирротинном или арсенопиритом). Поэтому обычно они не золотоносны, а устойчивой корреляционной связи между содержанием сульфидов и золота нет. Пласты и пачки пород с повышенным содержанием сульфидов нередко менее золотоносны, чем те, в которых сульфидов значительно меньше. Минерализованные зоны с одинаковым составом и содержанием сульфидов могут иметь совершенно различную золотоносность.

В то же время в пределах золотоносных рудных тел и золотоносных участков среди незолотоносных или слабо золотоносных зон прямая, статистически значимая корреляционная связь золота с сульфидами, Fe, As, Ag, Pb, Zn, Cu — явление обычное. Это же самое можно сказать и о характере связи золота с $C_{орг}$.

Надежную информацию дает само золото. Коэффициент концентрации (КК) для него в сопутствующих ореолах 10—500, в рудных телах 500—1000. Для этих целей эффективно проведение спектрозолотометрии сколовых проб или дубликатов обычных бороздовых и керновых проб для химических или иных анализов.

Состав вмещающих пород влияет очень сильно. Минерализованные зоны, незави-

симо от золотоносности развитые среди известковистых пород, содержат обычно повышенные количества S, Pb, Zn, Ba, Ag, Hg, Sr, среди кремнисто-углеродистых — Ag, As, Sb, W, часто Mo, P, Ti, в черносланцевых алеврофиллитах — Ag, Mg, Ca, S, As, Fe, Ti, W, Mn, K, Al.

Зоны золото-сульфидной вкрапленности, развитые среди базитов, фиксируются положительными ореолами S, Fe, Cu, Ni, Cr, Mg, Na. В то же время золотоносные жилы в таких зонах (центральные части метасоматических колонков), наоборот, характеризуются отрицательными ореолами сидерофильных элементов. В повышенных количествах против кларковых отмечаются в них W, Pb, часто Ti, иногда Sb. По сравнению с рудоносными жилами, развитыми среди кремнекислых пород, для них характерно низкое содержание мышьяка. Часто он вообще не фиксируется, даже в пиритах.

Аналогичные или более бедные по степени золотоносности жилы и особенно зоны сульфидизации, расположенные среди алевросланцевых толщ, постоянно фиксируются положительными слабо или умеренно выраженными ореолами As (КК 1,3—20, преимущественно 5—10). Однако Ti в них, как правило, не отмечается. Характерны слабо контрастные отрицательные ореолы выщелачивания лития (КК 0,9—0,5). Слабо выраженные положительные ореолы его фиксируются по периферии минерализованных зон.

Отмечаются несколько повышенные содержания в рудных зонах CO_2 , H_2O , MgO, CaO и во многих случаях (глубже зоны поверхностного выщелачивания) U, Th, K.

Обобщенный ряд вертикальной зональности соответствует намеченному Л. Н. Овчинниковым и С. В. Григоряном для сульфидных месторождений и относится к прямому фациальному типу. Специфика метаморфогенно-гидротермального оруденения заключается в низких содержаниях металлов и слабой контрастности ореолов, а также в большем вертикальном размахе оруденения, достигающем, как отмечалось выше, 3—5 км. Для минерализованных зон установлена такая вертикальная зональность.

Надрудный срез. В нем в незначительных повышенных количествах (КК 1,1—10, редко более; для Au и Ag — до 50—100) отмечаются B, Li, F, As, Sb, Ag,

Hg, Au, Ca, Mg, Na, K, CO₂, H₂O. Такие элементы, как Cu, Ni, Co, Fe, а также SiO₂ образуют слабо выраженные отрицательные ореолы (КК 0,9—0,5). Характерна линейно проявленная вдоль минерализованных зон апосланцевая и апоспесчаниковая пропилитизация, переходящая в слабую березитизацию. Отмечаются отдельные золотоносные прожилки и вкрапленники пирита, арсенопирита, а также магнезиально-кальциевые и магнезиально-железистые карбонаты.

Верхнерудный срез. Здесь в умеренных и повышенных концентрациях содержится Au и Ag (КК 50—100, до 1000), в более низких (КК 1,5—10, редко более) Pb, Sb, Zn, Cu, As, S, Bi, U, Th, K. Сидерофильные элементы (Fe, Ni, Co, Cu) и SiO₂ образуют слабые отрицательные ореолы, CO₂, Ca, Mg — слабые положительные. В жилах иногда отмечаются адуляр, аргентит, характерны галенит, блеклые руды. Отношения Ag/Au, Sb × As · Pb/Cu · Co, Ni/Co значительно больше единицы. Сопровождающие оруденение углекисло-кальциевые и кремниевые метасоматиты развиты умеренно.

Среднерудный срез. В отличие от верхнерудного в нем зафиксировано более низкое содержание Ag. Отношения Ag/Au меньше единицы или близки к ней, Ni/Co больше единицы. Резко уменьшается содержание Sb (исчезают блеклые руды), в меньшей мере Pb, Zn, характерен W, иногда Bi, увеличивается содержание Fe, Cu, Co, Ni. Сопровождающие оруденение углекисло-кальциевые метасоматиты (березиты преимущественно апосланцевые) проявлены интенсивно. Характерно повышенное развитие магнезиально-железистых карбонатов в жилах и боковых породах вместе с сульфидами. Последние в резко подавляющей массе представлены пиритом или арсенопиритом.

Нижнерудный срез. В нем еще более уменьшается содержание Pb и Ag. Коэффициент Ag/Au меньше единицы, Ni/Co меньше единицы или равно ей. Остается на одном уровне или увеличивается содержание W, Ni, Co, Fe, Cu, в ряде случаев появляется Mo. Сульфиды в резко подавляющей массе представлены пиритом, пиритом в ассоциации с арсенопиритом или пиритом с пирротинном. Галенит и сфалерит крайне редки. Последний представлен темной высокожелезистой разностью. Калий иногда образует очень слабо выраженные отрицательные

ореолы. Метасоматиты типа глубинных фаций апосланцевых и апоспесчаниковых березитов и лиственитов проявлены слабо. Развитые в них магнезиально-железистые карбонаты представлены высокожелезистыми разностями.

Подрудный срез. Он характеризуется общим низким содержанием Au и особенно Ag. Отношения Ag/Au, Ni/Co, Sb · As · Pb/Cu · Co меньше единицы.

Слабо проявлено окварцевание, обуславливающее слабо положительные ореолы SiO₂ и отрицательные — калия.

В тех случаях, когда на метаморфогенно-гидротермальное оруденение накладывается плутоногенное (постдайкавое или постгранитное), формируется сложная, часто обратная фациальная зональность, типоморфная, как показали проведенные нами сопоставления, для собственно плутоногенно-гидротермальных месторождений золота.

Обобщенный ряд элементов, построенный по мере уменьшения их корреляционных связей с Au, таков: Ag, As, Pb, S, Sb, Fe, W, Zn, Cu, Bi, Ni, Co. В каждом конкретном случае могут происходить существенные трансформации в зависимости от изменения условий минералообразования.

Изотопный анализ состава серы сульфидов. Устанавливается латеральная и вертикальная зональность в распределении изотопного состава серы.

Пириты зон золото-сульфидной вкрапленности, развитых среди известковистых и кремнистых толщ, имеют более высокие, как правило, положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ независимо от возраста оруденения и интенсивности золотоносности по сравнению с пиритами, развитыми в других породах. Характерный пример — месторождение Хомстейк, США [125]. В нем золотоносные пириты, развитые в формациях Хомстейк (графитсодержащие хлорит-куммингтонитовые сланцы) и Пурмен (филлиты, аспидные сланцы), имеют относительно низкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (от +3 до +10 ‰). В то же время пириты из рудоперекрывающих кремнистых пород формации Эллисон значительно сильнее обогащены тяжелым изотопом: значение $\delta^{34}\text{S}$ от +4 до +30 ‰.

В Саяно-Байкальской горной области пирит и пирротин кристаллических графитсодержащих известняков по сравнению со сланцевыми и песчано-сланцевыми углеродистыми породами обогащены тяжелым изотопом серы. В этом

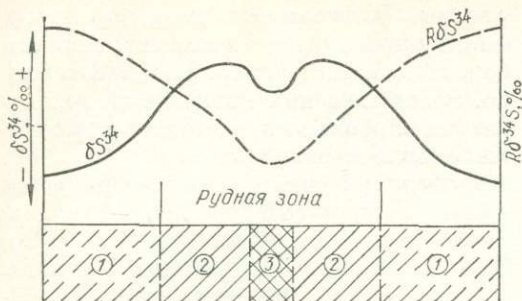


Рис. 44. Характер изменения состава изотопов серы пиритов в поперечном сечении золотосных зон, развитых в углеродистых алевросланцах (принципиальная схема):

1 — экзоконтакт рудоносной зоны; части зоны: 2 — правая, 3 — центральная

же регионе на одном из наиболее изученных участков с продуктивной прожилково-вкрапленной кварц-пиритовой вкрапленностью в верхнепротерозойских породах верхнего сланцевого горизонта хомолхинской свиты в направлении с восточного фланга минерализованной зоны к западному происходит постепенное утяжеление изотопного состава серы от $+6,4$ до $+10,5$ ‰. В этом же направлении (по мере приближения к перекрывающим известковистым сланцам и известнякам имнякской свиты) повышается общая известковистость пород. Применительно к рудовмещающим геосинклинальным толщам значения $\delta^{34}\text{S}$ сульфатной серы в карбонатных породах составляют в среднем $+8,2$, а в глинистых $+5,9$ ‰.

Изотопный состав серы пиритов золотосных зон, развитых среди углеродсодержащих алевросланцев и филлитов, изменяется в широких пределах — от $-32,6$ до $+30$ ‰. Разброс (R) в пределах отдельных месторождений весьма значительный и достигает $15-60$ ‰. Наибольшие различия в составе изотопов характерны для древних (докембрийских) месторождений. По мере перехода от древних месторождений к молодым разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ проявляет тенденцию к уменьшению, но в целом остается значительным, прежде всего на месторождениях раннего палеозоя и позднего мезозоя. На эти же эпохи приходится повышение активности вулканических процессов.

В соответствии с общетеоретическими и экспериментальными разработками и фактическими данными по определению составов изотопов в областях современной вулканической деятельности все это подтверждает полигенность источников

серы при рудообразовании — одновременное участие как явно биогенной пиритной серы, обогащенной $\delta^{32}\text{S}$, так и вулканогенной, имеющей состав, обогащенный $\delta^{34}\text{S}$ или близкий к стандартному (метеоритному).

Устанавливается горизонтальная поперечная зональность в распределении состава изотопов: по мере перехода от флангов рудных тел к центральным частям происходит сначала постепенное утяжеление серы, т. е. обогащение $\delta^{34}\text{S}$, а затем (в наиболее рудоносных участках) некоторое облегчение (рис. 44). Одновременно уменьшается разброс значений $\delta^{34}\text{S}$, т. е. происходит гомогенизация серы. Это обстоятельство весьма существенно и, как было показано И. М. Заири, с успехом может использоваться в практике работ.

Обогащенные золотом участки, характеризующиеся некоторым понижением значений $\delta^{34}\text{S}$, приходится на наиболее рассланцованные интервалы минерализованных зон. Характерный пример — уже упоминавшееся месторождение Хомстейк. Здесь постоянно в пределах ослабленных зон с высокой концентрацией сульфидов и золота значения $\delta^{34}\text{S}$ систематически понижаются до $5,7$ при $9,4$ ‰ за их пределами. Аналогичная закономерность отмечается и на других объектах. Можно полагать, что обусловлена она повышенной проницаемостью и, как следствие, — повышенной фугитивностью кислорода, приведшей к изменению восстановительных условий на более окислительные и к большему накоплению $\delta^{32}\text{S}$.

Аналогичная зональность наблюдается и в ряде типично колчеданных месторождений при переходе от флангов к центральным частям рудных зон, а во многих случаях (при прямой минералогической зональности) при переходе от нижних горизонтов оруденения к верхним и, видимо, является типоморфной для гидротермального рудообразования, развивающегося в условиях «открытой» системы.

По мере перехода от древних месторождений к молодым отчетливо устанавливается временная эволюция состава изотопов серы пиритов — последовательное облегчение, т. е. уменьшение содержания $\delta^{34}\text{S}$. Среднее значение $\delta^{34}\text{S}$ в золотосных зонах изменяется от $+8$ до $+12$ в докембрийских месторождениях и от -4 до $-4,5$ ‰ в позднемезозойских.

Магматические критерии. Интрузивные граниты, дайки и штоки основных пород являются пострудными по отношению к рудоносным процессам. В связи с этим наличие их не является обязательным для развития промышленного оруденения; последнее установлено как на участках, характеризующихся широким распространением интрузивных штоков и даек магматических пород, так и за пределами ореолов их распространения.

Вместе с тем в региональном плане отмечается пространственная совмещенность полей интрузивных магматических пород и оруденения. Во всех известных к настоящему времени районах распространения золотого оруденения известны дайки и штоки гранитов или основных пород. Полностью амагматичные районы лишены и золотого оруденения. В то же время зависимость между интенсивностью магматизма и оруденения отсутствует. Наоборот, широкое распространение в пределах рудных полей и особенно месторождений интрузивного магматизма отрицательно сказывается на масштабах и интенсивности оруденения в силу двух причин: а) площади интенсивного развития интрузивного магматизма и рудоотложения пространственно разобщены и б) интрузивные породы, пересекая рудные тела, разубоживают их, осложняют резко технологию отработки, снижают суммарные запасы.

Геофизические критерии. На региональных аэромагнитных картах черносланцевые рудовмещающие толщи обычно выражаются отрицательными аномалиями, поскольку в них нет ферромагнитных минералов — магнетита и пирротина или они встречаются в незначительных количествах. Зеленокаменные измененные основные эффузивы и габбро, в том числе рудокализующие, часто характеризуются положительными магнитными полями. В кристаллических сланцах — областях отсутствия золотого оруденения — содержания пирротина и магнетита повышены. Поэтому сланцы также фиксируются положительными магнитными полями.

В регионально гравитационном поле области развития оруденения слабо контрастны, в целом характеризуются пониженными значениями гравитационного поля ввиду развития гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов и поясов разуплотнения. Проявляется приуро-

ченность оруденения к периферическим частям таких зон разуплотнения, что выражается в тяготении рудных узлов и месторождений к зонам повышенных градиентов силы тяжести.

На среднемасштабных магнитометрических картах рудовмещающие черносланцевые и зеленокаменные толщи характеризуются относительно спокойным знакопеременным полем, в пределах которого рудоносные зоны метасоматитов фиксируются слабо отрицательными значениями.

Электроразведочными методами золотоносные зоны, рудоконтролирующие их разрывы и рудовмещающие пачки углеродистых алевросланцев отчетливо фиксируются аномалиями повышенной проводимости. Целесообразно комплексное применение различных методов, в том числе аэро и наземных, магнитометрических и электроразведочных.

Экзогенные критерии. Золотое оруденение в случае выхода на эрозионную поверхность постоянно фиксируется шиховыми и вторичными геохимическими ореолами, а при относительно пологом рельефе и наличии древних кор выветривания — золотоносными, хорошо выраженными богатыми протяженными россыпями. Россыпи установлены во всех районах распространения коренных месторождений. Наиболее благоприятны для их формирования зоны сближенных кварцевых жил и прожилков. Это основная россыпеобразующая формация.

Зоны сульфидной вкрапленности также относятся к россыпеобразующей формации, но в них образуются более бедные и менее выдержанные россыпи, поскольку находящееся в них самородное золото менее крупное.

Зоны золото-сульфидной вкрапленности фиксируются также слабопроявленными «железными шляпами» и ореолами повышенного содержания гидроксидов железа в водных потоках и отложениях, а также слабобоксидной реакцией подземных вод. В местах выходов подземных источников фиксируются яркоокрашенные бурые и желто-бурые натечи охры, глины, скопления лимонита и гидрогетита. Золото из россыпей может быть окружено лимонитовой «рубашкой», более регенерированным. Аллювиальные отложения характеризуются повышенной степенью уплотнения и цементации за счет значительного содержания гидроксидов железа.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генезису и закономерностям размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений посвящена обширная литература. Особенно детально они изучаются в последние годы в связи с проблемой генезиса стратиформных месторождений и все возрастающей ролью их в добыче различных металлов [146, 132, 70].

В отличие от еще недавно преобладающих представлений о телетермальном гидротермально-метасоматическом генезисе таких месторождений в настоящее время все больше ученых считают их полигенными, длительно формирующимися, начиная с этапа накопления осадков и синхронного вулканизма и кончая метаморфизмом и магматизмом. Выявлена избирательная приуроченность этих месторождений к вполне определенным по стратиграфическому положению и первичному составу осадочным или вулканогенно-осадочным комплексам. В связи с этим описываемые месторождения обоснованно именуется стратиформными, в понимании В. И. Смирнова [145].

Основные особенности и закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений, свидетельствующие о важной роли в их образовании осадочных или (и) гидротермально-осадочных процессов, следующие:

литолого-стратиграфический контроль в размещении — преимущественная приуроченность к карбонатным формациям;

главным образом пластовая форма рудных тел, осложненная синскладчатыми пликативными и разрывными дислокациями;

влияние на размещение оруденения конседиментационных разрывов; избирательная приуроченность основного оруденения к локальным палеогибам, которые контролируются этими разрывами и характеризуются повышенной мощностью отложений, а также определенным набором литофаций; ослабление или полное исчезновение оруденения по мере фацеального выклинивания рудовмещающих пачек;

пострудный возраст постскладчатых разрывов и магматических пород, в том числе основного и кислого состава; отсутствие пространственной или возрастной связи оруденения с магматическими комплексами;

выдержанность минерального состава рудных тел, коррелирующаяся с составом и фацеальными особенностями вмещающих толщ на больших территориях, определяемых размерами конседиментационных прогибов;

наличие явно конседиментационных осадочных образований в составе рудных тел и минерализованных зон — органического вещества и вкрапленников сульфидов, часто метаколлоидных, сфероидальных, послойно-вкрапленных и пластовых, а также сингенетичных магнезиально-железистых карбонатов, апатита, флюорита, кремнистых, кремнисто-флюоритовых, кремнисто-карбонат-сульфидных и кремнисто-карбонатных конкреций и прослоев;

общий широкий разброс состава изотопов серы сульфидов (до 20 ‰ и более), свидетельствующий о значительной роли биогенных процессов и хорошо объяснимый с позиций биогенного источника серы, а также активного участия в рудообразовании подземных метеорных вод;

наличие в составе жильных карбонатов, в кварце и в самих сульфидах рудных тел включений органического вещества, а также повышенного количества углеводородных газов и битумов. Это позволяет считать, что наиболее вероятным основным источником сульфидной серы являются сульфаты, восстановление которых происходило за счет органических веществ при значительной роли биогенных процессов. Этим же можно объяснить и широкий диапазон значений изотопного состава серы, типоморфный для свинцово-цинковых стратиформных месторождений;

повышенные (выше кларка) первичные содержания Pb, Zn, F, Ca, Mg, Ba, Sr и других сопутствующих элементов в рудовмещающих пластах; наличие в них рассеянной осадочно-диагенетической, в том числе конкрецеевидной и послойной, вкрапленности сульфидов (галенита, сфалерита, пирита), а также флюорита и фторсодержащих минералов, аналогичных по составу таковым, развитым в рудных телах;

региональный и даже трансрегиональный характер распространения однотипного оруденения, постоянно коррелирующийся с определенным набором в разрезе литофаций и палеотектоническими условиями их формирования.

Эти особенности следует учитывать при прогнозно-металлогенических исследованиях в процессе проектирования и ведения поисковых работ. Тщательному картированию и комплексному изучению пород, потенциально благоприятных для развития оруденения, безусловно, следует уделять основное внимание.

Автором вместе с П. М. Хреновым и М. П. Лобановым на примере Прибайкальского полиметаллического пояса [48] впервые была показана важная роль в размещении оруденения процессов регионального и дислокационного метаморфизма и сопутствующих метаморфогенно-метасоматических преобразований вмещающих пород.

Намечается вынос Pb, Zn, Cl, F, S и других сопутствующих компонентов из рудовмещающей толщи по мере нарастания степени прогрессивного метаморфизма [45, 48, 15, 132]. Наиболее существенно изменяются содержания Pb, S, Zn и других компонентов в зонах высокотемпературного метаморфизма и гранитизации. Эти же зоны, как известно, характеризуются интенсивно проявленными процессами метаморфогенно-метасоматического окварцевания вплоть до образования стратиформноподобных «горизонтов» вторичных кварцитов и слюдиисто-кварцевых метасоматитов. Их выделяли и детально охарактеризовали в различных регионах С. П. Кориковский, Н. Л. Добрецов, В. А. Глебовицкий, М. П. Лобанов, Г. М. Педяш, А. А. Предовский, Д. А. Михайлов и многие другие исследователи. Эти метаморфогенно-метасоматические образования характеризуются пониженным содержанием многих рудогенных элементов, прежде всего сидеро- и халькофильных.

Поэтому есть основания рассматривать области высокотемпературного метаморфизма и гранитизации наряду с зонами дислокационного метаморфизма и регрессивных метасоматитов как места возможного (хотя и частичного) выноса S, Fe, Pb, Zn и других компонентов, необходимых для формирования рудных тел. Зеленосланцевая и цеолитовая фации метаморфизма — области их сопряженного отложения и рудообразования. Прежде всего это касается складчатых поясов, сложенных миогеосинклинальными карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями, развитыми в обрамлении докембрийских платформ и

характеризующимися первичными значениями таких элементов выше кларка.

Аналогично поведение Zn, Cu, Pb, Fe, Ba, F, Mg, Ca и других элементов в вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщах.

Зоны выноса рудогенных компонентов отмечаются не только в областях высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, но и в рудовмещающих толщах на уровне размещения рудных тел, в зонах повышенного расщепления и смятия, подверженных регрессивным метаморфогенно-метасоматическим изменениям [45, 132, 36]. Визуально места выноса выражены зонами осветления, в пределах которых происходит разложение осадочных и метаморфических темноцветных железо-магнезиальных силикатов, магнетита, ширротина и других сульфидов с образованием метаморфогенно-гидротермального серицита, магнезиально-железистых и магнезиально-кальциевых карбонатов, серицита, пирита, галенита, сфалерита и других сульфидов.

В изотопном отношении зоны регрессивных метаморфогенно-метасоматических изменений и повышенного регенерированного сопряженного оруденения характеризуются обычно повышенным содержанием в составе пиритов облегченной серы и в связи с этим контрастно выраженным отрицательным значением $\delta^{34}\text{S}$. Исходя из опыта изотопных исследований [38], это свидетельствует о значительной фугитивности кислорода и, следовательно, метеорных (метаморфогенных) вод в постдиagenетическом преобразовании сульфидов.

Закономерности размещения свинцово-цинковых руд в древних карбонатных толщах, свидетельствующие об их метаморфогенной природе, таковы:

наличие наряду с согласными с напластованием пород секущих рудных тел и прожилков (в том числе вдоль кливажных апофиз и ответвлений), аналогичных или несколько отличающихся по минеральному составу и *PT*-условиям кристаллизации от послойных;

сложная, нередко будинированная форма рудных тел и скоплений сульфидов, конформная складчатым структурам нагнетания, синскладчатым разрывам и зонам интенсивного расщепления и кливажа;

широкое развитие текстур и структур перекристаллизации, переотложения и регенерации при сохранении реликтов

метаколлоидных, глобулярных, концентрически зональных и прочих седиментогенных образований;

избирательная приуроченность основного оруденения к поясам наиболее напряженной складчатости интенсивных пликтивных дислокаций и синскладчатых разрывов, прежде всего к ядерным частям складчатых структур; более слабая минерализация в полях спокойного моноклинального залегания пластов;

температуры декрепитации и гомогенизации газово-жидких включений 100—250 °C и более;

наличие гидротермально-метасоматических изменений пород, вмещающих рудные тела и сопровождающих рудоотложение;

значительное количество генераций одного и того же минерала, в том числе пиритов, галенитов, карбонатов и кварца (иногда именуемых отдельными стадиями), свидетельствующее о длительности процесса минералообразования и неоднократно проявлявшихся процессах регенерации, перекристаллизации и переотложения минералов;

приуроченность (в региональном плане) рудных полей к глубинным разрывам (особенно к местам их сопряжений), узлам относительно повышенной по сравнению с окружающими площадями складчатости и дислокационного метаморфизма;

дислоцированный, метаморфизованный характер вмещающих толщ;

зависимость оруденения в региональном плане от степени метаморфизма вмещающих толщ и местонахождения зон гранитизации, а также гранито-гнейсовых куполов — избирательная приуроченность к полям распространения зеленосланцевой или цеолитовой фаций метаморфизма, расположенных на большом (десятки — сотни километров) удалении по латерали от метаморфических куполов и зон гранитизации;

наблюдающаяся в ряде случаев приуроченность рудоносных районов к гравитационным минимумам, которые можно интерпретировать как крупные области гранитизации (разуплотнения) — мощные термальные активизаторы подземных и метаморфогенных вод и частично зоны генерации рудоносных растворов. Для таких структур вполне приемлемой и логичной представляется квазизамкнутая схема миграции растворов (в основном подземных метеорно-метаморфогенных) по принципу рецикли-

га, особенно в случае развития над горизонтами известняков, глинистых сланцев или алевролитов.

В отличие от метаморфогенного колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения свинцово-цинковые месторождения для высокотемпературных фаций метаморфизма не типичны. Не характерны они и для недислоцированных и совсем неизмененных платформенных толщ. Хотя в последних свинцово-цинковая минерализация в ряде случаев и зафиксирована (например, в осадочном чехле Сибирской и Восточно-Европейской платформ, на Алданском щите), но применительно к современным технико-экономическим требованиям она пока не является промышленной.

Характерный пример в размещении промышленной минерализации — свинцово-цинковое оруденение, развитое в позднедокембрийских — вендских углеродисто-карбонатных породах Западного Прибайкалья, Патомского нагорья и всего складчатого обрамления Сибирской платформы. Как уже было показано [48 и др.], здесь четко проявляется приуроченность стратиформных свинцово-цинковых месторождений к миогеосинклинального типа перикратонным прогибам, сложенным дислоцированными осадочно-карбонатными толщами позднего протерозоя и венда. Прогибы заложены вдоль перикратонных разломов на кристаллическом платформенном основании и характеризуются повышенной мощностью осадочных отложений, отсутствием или весьма слабым развитием интрузивных магматических пород и слабым метаморфизмом.

В отличие от колчеданного, медно-колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения, типоморфного для эвгеосинклиналей, свинцово-цинковое развивается в миогеосинклинальных частях складчатых областей, окружающих платформы, — среди карбонатных осадочных формаций, переходных по существу между платформенными и геосинклинальными.

Между колчеданными и свинцово-цинковыми месторождениями в собственно миогеосинклинальных формациях и отложениях, переходных от мио- к эвгеосинклинальным, формируется метаморфогенное золотое оруденение «черносланцевой» формации, представленное зонами золото-сульфидной вкрапленности и золотоносными кварцевыми жилами.

В обрамлении щитов и древних платформ по мере перехода от эвгеосинклинальных частей окружающих их складчатых поясов к центру платформ устанавливается следующая, хорошо выраженная региональная зональность: колчеданно-полиметаллическое оруденение сменяется золото-сульфидным и затем свинцово-цинковым.

Отмечаются постепенные переходы (в минеральном отношении) между этими тремя месторождениями, обусловленные генетической общностью [45]. Во всех трех зонах намечается решающая роль процессов гидротермально-осадочного (или вулканогенно-осадочного) отложения основной массы первичных сульфидов, в том числе свинца, цинка и золота. Принципиальное отличие между этими зонами состоит не в первичном генезисе сульфидов (во всех трех зонах есть основания их считать одинаковыми), а в характере и степени выраженности осадочно-гидротермального минералообразования, а также в интенсивности развития последующих процессов метаморфизма.

В эвгеосинклинальной зоне гидротермально-осадочные отложения основной массы первичных сульфидов наиболее хорошо выражены и не вызывают сомнений, в миогеосинклинальной золотоносной — значительно слабее, но также устанавливаются довольно определенно [43, 44], в краевых эпиплатформенных прогибах с свинцово-цинковым оруденением они проявлены менее контрастно, но также фиксируются [70, 130].

Отмеченная металлогенетическая зональность коррелируется с регионально проявленной метаморфической: области развития колчеданного и колчеданно-полиметаллического оруденения характеризуются зеленосланцевой или еще более высокой степенью метаморфизма (вплоть до амфиболитовой), золото-сульфидного оруденения — зеленосланцевой, свинцово-цинкового — начальными ступенями зеленосланцевой и цеолитовой фаций.

Установлена также зависимость оруденения от характера и глубины конседиментационных прогибов и сопряженных с ними компенсационных поднятий — зон гранитизации и гранито-гнейсовых куполов. Колчеданное и колчеданно-полиметаллическое оруденение типоморфно для трогового типа эвгеосинклинальных прогибов — ярко выраженных зон растяжения и опускания, окруженных со стороны платформ внут-

ригеосинклинальными компенсационными антиклинальными поднятиями с областями массовой гранитизации и гранито-гнейсовыми куполами. Золото-сульфидное оруденение локализуется в сопряженных миогеосинклинальных прогибах, окружающих зоны повышенного метаморфизма и гранитизации с противоположной стороны — со стороны платформ. Эти прогибы уже менее контрастны, более широкие и пологие, но также довольно глубокие (до 17 км) и протяженные. Интенсивность оруденения в них также прямо зависит от размеров прогибов.

В перикратонных прогибах, слабо выраженных и контролируемых свинцово-цинковое оруденение, интенсивность последнего также коррелируется размерами прогибов.

Учитывая изложенное, видимо, следует говорить о тесной генетической взаимобусловленности процессов, приводящих к образованию компенсационных куполов, развитию метаморфизма, гранитизации (куполообразованию) и метаморфогенного рудообразования, в данном случае свинцово-цинкового и колчеданно-полиметаллического. Первопричина всех этих явлений одна — глубинные процессы дифференциации подкорового вещества, его субвертикальная миграция, приводящие к метаморфизму, гранитизации и сопряженному рудообразованию.

В итоге отмечается сопряженность процессов рудообразования и метаморфизма, особенно четко проявленная в размещении свинцово-цинковых месторождений Патомского нагорья, Северного, Западного, а также северо-западной части Прибайкалья и всего складчатого обрамления юга Сибирской платформы. Устанавливается зональное, поясовое размещение различных минеральных типов оруденения.

Свинцово-цинковые месторождения избирательно локализируются среди слабо метаморфизованных пород — в краевых частях зонально построенных рудометаморфических поясов, контролируемых в региональном плане глубинными разрывами системы краевого шва платформы. В осевых частях этих поясов развиваются процессы гранитизации и палингенеза, обуславливающие формирование высокотемпературного редкометалльного и редкоземельного оруденения и метаморфогенных пегматитов — мусковит- и флогопитоносных, керами-

ческих, редкометальных или редкоземельных в зависимости от состава метаморфизируемых пород. В колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождениях нет четко выраженной избирательной приуроченности к зоне развития пород определенной фации метаморфизма. В частности, в рассматриваемом регионе они известны в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях.

Обращает на себя внимание любопытное явление, что свинцово-цинковое оруденение Байкало-Патомского нагорья пространственно в региональном плане соседствует не только с золото-сульфидным, но и с ртутным. Последнее в отличие от свинцово-цинкового располагается на еще большем удалении от области развития повышенного метаморфизма и пликтивных дислокаций.

Аналогичная зональность отмечена в Южной Якутии, Западной Сибири, в пределах Енисейского кряжа и на Таймыре. В итоге можно говорить о трансрегионально проявленной закономерности — приуроченности рассматриваемых месторождений к краевым эциплатформенным прогибам, характеризующимся зеленосланцевой и (или) цеолитовой фациями метаморфизма рудовмещающих толщ. В пределах этих прогибов месторождения приурочены к местам усложнения складчатости, совпадающим с местонахождением доскладчатых и синскладчатых глубинных разрывов, а также зон повышенной трещиноватости.

Таким образом, в ряду минеральных новообразований, развитых среди осадочно-метаморфизованных толщ и определенным образом зависящих в размещении от степени метаморфизма этих толщ, свинцово-цинковое оруденение занимает строго определенное положение. Это обстоятельство, очевидно, следует иметь в виду как при прогнозно-металлогенических, так и поисковых работах, независимо от трактовки генезиса оруденения.

В целом по мере перехода от интенсивно измененных пород (интрагеоантиклинальных поднятий) к неметаморфизованным (перикратонным прогибам) намечается следующий ряд месторождений: мусковито- и флогопитоносные, редкоземельные, редкометальные, хрусталеносные, золотые, свинцово-цинковые и ртутные. Возраст месторождений может быть не обязательно одинаковым и имеет тенденцию постепенно уменьшаться в указанном ряду.

Названный ряд месторождений, разумеется, следует принимать как обобщенный, идеализированный. В каждом регионе, как правило, проявляются лишь отдельные фрагменты. Так, в Якутии в обрамлении восточного края Сибирской платформы по мере перехода от миогеосинклинальных отложений к платформенным кварц-жильная и прожилково-вкрапленная золотоносная минерализация сменяется свинцово-цинковой, а затем ртутной в карбонатных породах осадочного чехла платформы.

Аналогичная закономерность намечается в северо-восточной части Советского Союза в обрамлении Колымского массива. На Украине в Нагольном кряже широко известны свинцово-цинковые и ртутные месторождения Никитовского рудного поля соседствуют с прожилково-вкрапленной минерализацией, развитой в углеродистых песчано-глинистых отложениях нижнего и среднего карбона. При этом отмечается тесная геохимическая, генетическая и пространственно-временная сопряженность этих типов минерализации [142].

Касаясь генезиса свинцово-цинкового оруденения, следует отметить, что, несмотря на большой объем выполненных исследований, он во многом еще не ясен. Как отмечалось, большинство исследователей считают свинцово-цинковое оруденение полигенным. Этот термин хотя в принципе и верный, но не вполне удачен, поскольку не отражает основной причины рудообразования. В таком наименовании генезиса оруденения не отражены, в частности, основные факторы, определяющие его формирование и закономерности размещения.

Ранее нами было высказано мнение [48] о принадлежности описываемого оруденения к метаморфогенно-гидротермальному типу. Эта точка зрения не получила широкого признания. Большинство геологов считают в настоящее время рассматриваемые месторождения осадочными (осадочно-гидротермальными), впоследствии метаморфизованными. Возможно, эти представления действительно наиболее правильны и будут доказаны в будущем. Однако, по нашему мнению, на современном уровне изученности этих месторождений в этом нет полной уверенности. Можно допустить, что они образовались при процессах литогенеза и метаморфизма за счет рассеянной первично-непромышленной минерализации. Это положение особенно

важно учитывать в практике поисков новых промышленных районов и месторождений. Вполне вероятно, что последние могут действительно иметь (хотя бы частично) метаморфогенно-гидротермальный генезис.

Такое промышленное оруденение следует ожидать в зонах повышенного рассланцевания и дробления среди толщ, содержащих первично-рассеянную минерализацию свинца и цинка, а также в висячем экзоконтакте этих толщ. Заслуживают опоскования и детального изучения также секущие зоны повышенной проницаемости, которые проникают на той или иной глубине до таких «рудогенерирующих» пластов и пачек. Выступая в роли дренажных структур, эти нарушения могут служить путями миграции рудообразующих растворов, формирующихся в условиях литификации и метаморфизации осадков. Активизаторами таких растворов могут служить области повышенного метаморфизма, граниты или метаморфические купола, зоны дислокационно-термального метаморфизма.

Принципиальная схема миграции растворов и рудообразования основана на детально изученной миграции углеводов, углеводородов и нефтяных вод в условиях литогенеза и раннего метаморфизма [174].

Основной фактор, обуславливающий латеральную и вертикальную миграцию метаморфогенных флюидов и подземных вод, — избыточное гидростатическое давление в толще переслаивающихся осадков, неизбежно возникающее при ее литификации и метаморфизме.

Как установлено [36, 174 и др.], уже в условиях позднего катагенеза и начального метаморфизма поровые растворы являются высокоминерализованными флюидами. Они не всегда могут достаточно быстро удаляться из литифицируемых осадков. В непроницаемых или слабо проницаемых породах, в роли которых выступают главным образом пелитовые разности, могут формироваться зоны аномально высокого давления, в которых давление флюидов существенно гидростатическое. Градиент избы-

точного давления может достигать значительных величин — 24 кПа/м. Это вызывает значительную миграцию флюидов не только по вертикали, но и по горизонтали на расстояние до нескольких сотен километров, как это установлено и убедительно доказано на примере детального изучения месторождений нефти. Путями миграции таких флюидов и локализации оруденения выступают межформационные и внутрипластовые зоны отслоения, рассланцевания, дробления, поверхности углового и стратиграфического несогласия, горизонты и пачки песчаников и известняков среди сланцев и т. д.

На основании сказанного можно объяснить выдержанный (на несколько километров) «стратиформный» характер залегания «гидротермальных» рудных тел, в том числе кварцевых, кварц-карбонатных жил и залежей.

Применительно к стратиформным месторождениям свинца и цинка в роли экранов выступают горизонты и пачки глинистых и глинисто-известковистых пород, существенно по этой причине гидротермально измененные (например, пачки «тальцитов» в месторождениях северо-западной части Прибайкалья).

И наконец, в выяснении региональных закономерностей размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений качественным может оказаться подход на основе современных представлений о движении литосферных плит, происходящих в зонах их сочленения. В пользу этого свидетельствуют отчетливое поясово-зональное размещение оруденения и метаморфических фаций в обрамлении платформ (плит); формирование оруденения и сопряженной складчатости в условиях субгоризонтально-ориентированного сжатия и нагнетания; региональный контроль в размещении оруденения глубинными разломами, входящими в систему краевого шва; установленное во многих случаях значительное надвигание (например, в зоне сочленения области Становика — Джуджура) платформенных плит на породы складчатого обрамления.

ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Уран является одним из важнейших видов полезных ископаемых как энергетическое сырье, с которым связано получение атомной энергии для народного хозяйства. По данным Н. П. Лаврова и др. [106], в настоящее время более чем в 50 капиталистических странах действуют атомные электростанции. По экономическим показателям атомные электростанции с реакторами на медленных нейтронах превзошли электростанции, которые работают на угле и нефти.

Предполагается, что потребность в уране до 2000 г. составит около 1,5—2,0 млн. т, а до 2020 г. — от 3 до 12 млн. т. По этой причине геологоразведочные работы на уран на всех континентах мира ведутся весьма интенсивно. Получена большая информация об условиях образования и закономерностях размещения месторождений урана, повышается изученность ураноносных районов и открываются новые геолого-генетические типы месторождений.

По состоянию на 1980 г. общие ресурсы урана капиталистических и развивающихся стран приблизительно оцениваются в 5 млн. т. Из них около 1900 тыс. т разведаны и относятся к промышленным (себестоимость по 80 долларов на 1 кг урана). Около 70 % сосредоточено в четырех странах — США, Канаде, Австралии и ЮАР.

Первое место по разведанным запасам урана занимают США (530 тыс. т), второе — Австралия (290 тыс. т), третье — ЮАР (250 тыс. т), четвертое — Канада (220 тыс. т) [106]. Кроме того, капиталистические страны имеют учтенные — рентабельные запасы урана около 745 тыс. т с себестоимостью от 80 до 130 долларов за 1 кг.

Для большинства капиталистических и развивающихся стран проблема наращивания собственного потенциала атомно-энергетического сырья находится в сфере постоянного внимания.

XII.1. ОСОБЕННОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Большинство урановых месторождений, размещенных в пределах докембрийских щитов, находится в полях развития метаморфических пород раннепротерозойского возраста. В разрезе рудоносных толщ ураном обогащены нижние горизонты, сложенные грубозернистыми песчаниками и конгломератами, или углеродистые сланцы и гнейсы верхних горизонтов.

Нижние горизонты, являющиеся метаморфизованными аналогами кластогенных пород, характеризуются сравнительно высоким содержанием урана и высокой дисперсией его распределения. Эти сингенетические скопления при метаморфизме образовали промышленные месторождения многих рудных районов.

Урановые минералы приурочены к пиритизированным кварц-галечным конгломератам, залегающим вблизи основания нижнепротерозойских формаций, сложенных главным образом грубозернистыми косослоистыми полевошпатовыми кварцитами.

Сингенетическое накопление урана в углеродсодержащих толщах и его перераспределение при метаморфизме характерны для урановых месторождений Северной Австралии (Набарлек, Джабилука, Рейнджер, Аллигейтор-Риверс, Мери-Кетлин). Наиболее представительными, широко развитыми и хорошо изученными являются метасоматические месторождения докембрийских щитов железно-урановой, редкоземельно-урановой,

натрий-урановой и калий-урановой формаций. Разнообразие метасоматитов определяется минеральным составом, условиями метаморфизма и глубиной формирования. Эти параметры контролируют характер ионнообменных реакций между рудоносными растворами и вмещающими породами. Наиболее типичны для урановых месторождений щелочно-карбонатные метасоматиты. Они широко развиты на Канадском, Балтийском (Северная Швеция), Австралийском щитах. Их изотопный возраст колеблется в пределах 1900—1700 млн. лет.

Проведенные в последние годы геологические исследования месторождений урана и экспериментальные работы доказали возможность применения метаморфогенной теории рудообразования для выяснения генезиса и закономерностей размещения урановых месторождений на щитах и древних платформах.

Установлено значительное обогащение ураном метаморфических кластогенных и хемогенных пород, а также различных гранитоидов, образовавшихся по этим породам. Уран, рассеянный в породах, мобилен во всех фациях метаморфизма и ультраметаморфизма. Как литофильный элемент он весьма подвижен начиная с самых низких стадий метаморфизма.

Аналитическими работами определены содержания урана в породах земной коры: в осадочном слое $2,6 \cdot 10^{-4}$, в верхнем гранитоидно-метаморфическом $4,1 \cdot 10^{-4}$, нижнем гранитоидном $2,5 \times 10^{-4}$; в базальтовом слое содержится $0,8 \cdot 10^{-4}$ % (что в четыре раза меньше, чем в верхних слоях Земли), в породах верхней мантии (судя по анализам каменных метеоритов) $0,014 \cdot 10^{-4}$ % (что в 220 раз меньше, чем в породах сиалической коры, и в 57 раз, чем в базальтовом слое) [148].

В породах верхнего гранитоидно-метаморфического слоя уран распределяется следующим образом: в породах основного и ультраосновного состава его $(0,48-0,9) \cdot 10^{-4}$, в кластогенных нижнего протерозоя $4,4 \cdot 10^{-4}$, в кристаллических сланцах и парагнейсах $(1,0-2,6) \cdot 10^{-4}$, в реоморфических гранитах и щелочных метасоматитах $6,7 \cdot 10^{-4}$ % [22].

Установлено перемещение и концентрация урана в породах, образовавшихся в результате метаморфических процессов. Наиболее четко это видно на отложениях осадочного происхождения.

Потеря первоначального содержания урана при усилении метаморфизма от зеленосланцевой до гранулитовой фации достигает 90 для терригенных пород и 60 % для хемогенных, большая часть урана высвобождается при амфиболитовой фации метаморфизма [22]. Из вулканогенных пород практически весь миграционноспособный уран высвобождается при усилении степени метаморфизма от амфиболитовой до гранулитовой фации. Поэтому большинство месторождений в кристаллических породах размещено в полях амфиболитовой фации метаморфизма.

Изофациальные гранитоиды характеризуются невысокой ураноносностью, почти не отличающейся от ураноносности пород, по которым они образовались. В реоморфических гранитах концентрация урана увеличивается в два-три раза. Самая большая концентрация урана отмечается в метасоматитах (микроклинитах, альбититах, эгиринитах, доломитах), являющихся продуктами диафорической деятельности постгранитизационных растворов.

Схема формирования урановых месторождений такова: накопление обогащенной ураном продуктивной толщи; метаморфизм, сопровождающийся перераспределением урана в породах и образованием концентраций в виде метаморфизованных и метаморфических месторождений; ультраметаморфизм и метасоматоз (преимущественно натриево-калиевый) с образованием постультраметаморфических урановых месторождений.

Выделяются три этапа уранового рудообразования при метаморфизме. Первый соответствует начальному дозеленосланцевому метаморфизму (эпигенезу) — происходит миграция неминеральных форм урана (молекулярного рассеяния), образование бедных ураном пластовых рудных тел. Второй этап отвечает средним и высоким фациям метаморфизма — в миграцию вовлекаются минеральные формы урана, образуются стратиформные и сложной морфологии рудные тела. Третий этап — завершение процессов ультраметаморфизма вследствие мобилизации и переноса урана остаточно-метаморфическими растворами. На этом этапе образуются крупные метасоматические жильные и прожилково-вкрапленные залежи.

Метаморфизованные месторождения урана объединяют такие, в которых

накопление урана произошло до метаморфизма, но в последующем они претерпевали существенные преобразования в условиях различных фаций метаморфизма. До метаморфизма это были пласты песчаников, гравелитов, конгломератов или углисто-карбонатных отложений, содержащих первичные скопления урана. При изохимическом метаморфизме породы перекристаллизовались и приобрели необходимые технологические свойства. Парагенезисы минералов вмещающих пород и рудных пластов относятся к одним и тем же метаморфическим фациям.

К метаморфизованным относятся месторождения золото-урановых конгломератов Канады, Бразилии, Южной Африки, а также связанные с углеродистыми породами, образующими углеродисто-урановую формацию; последняя распространена на многих щитах мира.

Метаморфические месторождения урана образовались при региональном метаморфизме вследствие перемещения пород и рудообразующих элементов и концентрации урана в благоприятных структурно-литологических условиях. Среди них выделяется ряд рудных формаций: железо-урановая, редкометалло-урановая, медно-урановая и др. Месторождения этого типа представлены пластообразными телами, залегающими согласно с вмещающими породами или залежами сложной морфологии. Характер минерализации — вкрапленный и прожилковый.

К этому типу относятся месторождения Австралии — Мери Кетлин, Рейнджер-1, Джабилука [22].

Ультраметаморфические, или постгранитизационные, месторождения урана сформировались под влиянием растворов, образовавшихся при гранитизации метаморфических пород. Такие растворы проникали по тектоническим нарушениям, нередко образуя тектонометасоматические зоны, среди которых и размещаются рудные месторождения. Среди описываемых месторождений выделяются урановорудные формации: пегматоидная, натрий-урановая, калий-урановая и кремний-урановая. Урановые месторождения этого типа широко распространены на щитах: пегматоидные — Макдональд и Фарадей в Канаде; натрий-урановой формации — Эльдорадо, Эйс и Фей у оз. Биверлодж в Канаде, Наберлек и Ураниум в Австралии [22].

Характерное для этой группы железо-урановое месторождение расположено среди пород железисто-кремнистой формации, широко распространенной в докембрии многих щитов и платформ.

Это — типичный представитель раннепротерозойских урановых месторождений, связанных с процессами щелочного и карбонатного метасоматоза. Оно приурочено к синклинальной складке, образующей железорудное месторождение. Метаморфические породы месторождения залегают среди мигматитов и гранитов в виде полосы, протягивающейся в субмеридиональном направлении на несколько километров.

Само месторождение сложено комплексом пород докембрийского возраста, перекрытых чехлом кайнозойских отложений. Докембрийские породы представлены серией архейского возраста и серией протерозойского возраста. К архею отнесены мигматиты, изотопный возраст которых более 2,8—2,6 млрд. лет; относятся они к ультраметаморфической формации докембрия. Породы образуют сложные структуры — блоки и купола, характерные для фундамента щитов. На размытой поверхности отложений архейского возраста залегают метаморфические породы нижнего протерозоя возрастом 2,8—1,9 млрд. лет. Они образуют отдельные свиты, сопоставимые с многопластовой серией пород Криворожского бассейна.

Рудные районы, имеющие железо-урановые месторождения, образованы четырьмя свитами пород. Нижняя — подстилающая — сложена амфиболитами, амфиболитами и биотит-амфиболитами сланцами, кварц-слюдистыми кварцитами, а также слюдистыми кварцитами и сланцами, залегающими у самого основания — метаморфизованной коры выветривания архейских мигматитов и плагиигранитов. Мощность свиты колеблется от 200—400 м до нескольких километров.

Средняя свита сложена кварц-полевошпатовыми кварцитами, переходящими в гравелиты и конгломераты, биотитовыми гнейсами и слюдяными сланцами. Важно заметить, что конгломераты бывают рудоносными и в них находятся золото-урановые месторождения типа Блайнд Ривер в Канаде или Витватерсранд в ЮАР. Следующая, рудная свита представлена двумя разновидностями пород: железистыми кварцитами и кри-

сталлическими сланцами. Они образуют стратиформные пласты, или горизонты, сложенные переслаиванием сланцев и железистых кварцитов. Железистые кварциты представлены амфибол-магнетитовыми и амфибол-гематит-магнетитовыми разновидностями, которые являются бедными железистыми рудами. Среди сланцев преобладают магнетит-амфиболовые, амфиболовые, гранат-амфиболовые и слюдяные. Мощность свиты обычно меняется от 200 до 1400 м. К этой свите и приурочены железо-урановые месторождения.

Перекрывающая свита сложена доломитами, кварцитами, биотитовыми и карбонат-гранатовыми сланцами, конгломератами, метапесчаниками и железистыми кварцитами. Мощность ее меняется в широких пределах от 300 м до 5000 м.

Строение рудного района чаще всего определяется скаладчато-разрывными структурами. Это обычно сжатые, глубокого заложения, синклинали субмеридионального простирания с падением, близким к вертикальному. Шарнир синклинали круто погружается с ундуляцией от вертикального до крутого. Поэтому все породы рудного района имеют падение, близкое к вертикальному. Ядро складки сложено породами рудной свиты, а крылья — породами более древнего возраста.

Синклиальная структура месторождения обычно разбита продольными тектоническими разрывами на несколько блоков, а также осложнена многочисленными продольными и поперечными изгибами.

По экспериментальным данным, температурный интервал метаморфизма для силлиманит-мусковитовой фации составляет 597—637 °C [23]. Уровень метаморфизма пород в пределах месторождения (силлиманит-мусковитовой фации) обусловил образование метасоматических и жильных пород, которые формировались под влиянием остаточных метаморфических растворов.

Образование урановых и железных руд непосредственно связано с этапами геологической истории развития Земли. Во-первых, с первичной седиментацией кластогенных и хемогенных осадков, которая сопровождалась отложением большого количества железа в хемогенных, а урана в кластогенных осадках. Это обусловило накопление железа в слоенных породах кварц-сланцевого со-

става, а урана в песчано-конгломератовых. Во-вторых, региональный — дивамотермальный метаморфизм эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций всех пород района привел не только к полной их перекристаллизации, но и к частичной гранитизации, развитию мощнейших процессов магнезиально-железистого и щелочного метасоматоза. Все это вызвало миграцию и концентрацию урана и железа, а также образование промышленных месторождений.

Магнезиально-железистый метасоматоз — широко развитый процесс. Он охватывает значительные площади, выходит далеко за пределы месторождения. Перекристаллизация вещества первичных железисто-кварцевых пород с карбонатом, перераспределение в них магния и железа обусловили образование куммингтонит-грюнерит содержащих пород с магнетитом и гематитом. В благоприятной структурной обстановке тектонически ослабленных зон расслоения, смятия и дробления среди железистых кварцитов и сланцев образовались залежи богатых железных руд. По составу выделяются амфибол-магнетитовые, амфибол-гематит-магнетитовые и амфибол-магнетит-гематитовые разновидности.

Щелочной — натриево-карбонатный метасоматоз был более ограничен по распространению в сравнении с магнезиально-железистым. Продукты его развития отмечены в смятых зонах западного и восточного крыльев синклинали и в ее замковой части. Основными разновидностями натриевых метасоматитов являются альбититы, эгириниты, рибекитизированные и альбитизированные магнетит-амфиболовые сланцы. Альбититы — это продукты метасоматического преобразования алюмосиликатных пород (кварц- и амфибол-биотитовых сланцев). Обычно они массивные плотные, светло-серые в безрудных участках, чаще пятнообразные буро-красные в рудных, состоят на 80—90 % из альбита. В резко подчиненном количестве присутствуют щелочные амфиболы типа кроссита и кроссит-родусита, а также эгирин, кварц, магнетит, биотит, гидробиотит, хлорит, кальцит, циркон и урансодержащие — малакон, апатит и сфен [25].

С альбитизацией связано образование алюмосиликатных альбититовых руд месторождения с уранинитом, браннеритом и силикатами урана.

Магнетит-рибекитовые метасоматиты

развиваются по куммингтонитсодержащим породам, образуя непрерывный ряд метасоматических продуктов — от исходных пород до чисто щелочных разновидностей. В составе магнетит-рибекитовых метасоматитов, кроме щелочных амфиболов, присутствуют магнетит, кварц, куммингтонит, эгирин, доломит, иногда пирит.

Альбитизированные породы являются переходными между альбититами и магнетит-рибекитовыми метасоматитами. В них отмечены как минералы исходных пород (магнетит, куммингтонит), частично или полностью замещенные, так и новообразованные (альбит, кроссит, родусит, эгирин, хлорит, гидрослюда). Урановая минерализация представлена главным образом силикатами и оксидами урана.

Продукты карбонатного (углекислосодержащего) метасоматоза развиты главным образом на средних глубинах месторождения. Они образуют крупные линзовидные тела по магнетит-амфиболовым сланцам и железистым кварцитам и имеют общее название — железисто-карбонатные породы. Минеральный состав — магнетит, мартит, гематит, карбонаты (в основном доломит), эгирин, щелочные амфиболы, тальк, биотит, хлорит, гранат. С карбонатным метасоматозом связаны промышленные урановые железисто-карбонатные руды. Главный урановый минерал в них уранинит.

Образованию продуктов позднего щелочного метасоматоза предшествовали тектонические подвижки, сопровождавшиеся дроблением метасоматитов предыдущих этапов. Брекчии цементируются эгирином — основным минералом позднего щелочного этапа. Второстепенные минералы представлены кросситом, мартитом, гематитом.

Сульфидно-настурановая минерализация заполняет трещины, секущие натрий-карбонатные метасоматиты и метаморфические породы. С ней связано образование урановых руд жильного типа. Минералы этого типа — настуран, уранинит, коффинит, магнетит, мушкетовит, гидроксиды железа, пирит, марказит, халькопирит, гидрослюда, хлорит, кальцит, кварц, графит и органическое вещество.

Метасоматическая зональность очень сложна из-за развития нескольких процессов, налагающихся один на другой. Усложнение зональности обуславлива-

ется также пестрым составом исходных пород и неоднократным чередованием зон одинакового минерального состава, образованных по сложным тектоническим структурам.

Залежи урановых руд представляют собой линзы, столбы, пластовые тела с вкрапленными и реже прожилковыми рудами.

По биотитовым, графит-биотитовым сланцам, жильным гранитам образовались альбититы с эгирином, щелочными амфиболами, браннеритом, уранинитом, настураном, по железным рудам, амфибол-магнетитовым сланцам, железистым кварцитам — магнетит-рибекитовые породы, эгириниты, мартит-карбонатные метасоматиты с уранинитом. Рудные тела контролируются изгибами крыльев основной складки в сочетании с продольными крутыми и секущими пологими разрывными нарушениями.

Альбититы состоят из альбита (60 %), щелочного амфибола (10—15 %), гидрослюда (20 %), карбоната и кварца.

Жильное оруденение приурочено к разрывно-складчатой зоне среди кварц-биотитовых, альбитизированных сланцев. Последние интенсивно катаклазированы и состоят из кварца (до 50 %), биотита, иногда мусковита (до 20 %), альбита (25—30 %), калиевого полевого шпата, хлорита и гидрослюда (5 %). Текстуры руд вкрапленно-прожилковые и прожилковые. Главным рудным минералом является настуран. Прожилковое оруденение приурочено к зоне сближенных и оперяющих трещин в пределах основного шва зоны.

Мощность метасоматитов десятки метров. На глубине более 1 км площади метасоматитов постепенно сокращаются, и урановые руды сменяются урансодержащими малакон-апатитовыми [2].

Температура образования урановых минералов 200—120 °С. Возраст уранового оруденения 1800 ± 50 млн. лет. Урановое оруденение формировалось на завершающей стадии метаморфизма из остаточных метаморфогенных растворов в катаклазированных и милонитизированных зонах в раннепротерозойскую тектоно-метаморфическую эпоху. В генетическом отношении это месторождение является метаморфогенным и должно относиться к подклассу метаморфических, т. е. образовавшихся в результате концентрации металлов в процессе метаморфизма.

ХП.2. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАНА

Метаморфогенные месторождения урана, как и другие месторождения полезных ископаемых, являются продуктами геологических процессов, происходивших в докембрийские эпохи. Особенности геологического развития земной коры в докембрии и определение условий их образования и размещения имеют огромное значение.

Докембрий — самый ранний и длительный период геологической жизни Земли. Для него характерны маломощная и мобильная кора, своеобразие химизма атмосферы и гидросферы, высокая интенсивность вулканизма, специфические условия седиментационных процессов и глубокий метаморфизм. Геосинклинали в протерозое занимали значительно большие площади, чем в фанерозое, и служили зонами повышенного притока тепловой энергии; выделение тепла в докембрии было гораздо большим, чем в последующие геологические эпохи. Длительность докембрия в пять раз больше длительности всех фанерозойских эпох геологической жизни Земли и составляет приблизительно 3 млрд. лет.

Докембрийский период жизни Земли был насыщен многими событиями, которые не повторялись в последующее время. Это, например, грандиозная вулканическая деятельность — одна из главных особенностей развития архея. Поэтому основная часть разреза архея в настоящее время сложена продуктами метаморфизма вулканогенных пород осадочного и ультраосадочного состава. Лишь в конце архея появились осадочные породы, в настоящее время представляющие собой кристаллические сланцы, кварциты и гнейсы.

Такой состав архейских образований свидетельствует о большой мобильности земной коры в это время, малой ее мощности и грандиозных излияниях вулканических масс.

В раннем протерозое (2,8—2,2 млрд. лет) произошла относительно резкая смена условий геологического развития, выразившаяся прежде всего в снижении интенсивности вулканизма, развитии процессов седиментации, что привело к образованию мощных толщ кластогенных, хемогенных и биогенных формаций с подчиненным количеством вулканитов.

Появление свободного кислорода в атмосфере и гидросфере вызвало массовое выпадение оксидов железа, марганца, урана и кремния, а также накопление огромных масс кластогенного урана в мощных толщах базальных конгломератов и гравелитов как продуктов разрушения пород архея. К этому периоду относится накопление урана и в кластогенных толщах протерозоя с последующим формированием значительных месторождений ураноносных конгломератов.

Эти особенности геологического развития земной коры в докембрии определили накопление урана в сиалической части, а также образование его многочисленных промышленных месторождений.

Первое массовое в истории геологического развития Земли накопление в осадочных породах урана в парагенезисе с Au, Co, Ni и другими металлами привело к образованию очень крупных по запасам месторождений, связанных с нижнепротерозойскими кластогенными породами. Дальнейшая миграция урана и образование промышленных месторождений в докембрии обусловлены метаморфизмом и ультраметаморфизмом как мощнейшими глобальными процессами преобразования первичных осадков и вулканитов. К этому периоду относятся гнейсификация и гранитизация пород, а также мощное развитие щелочного и кальций-углекислого метасоматоза. С метаморфизмом связаны преобразования и оформление крупнейших в мире месторождений урана в конгломератах. В результате гидротермальных процессов метаморфического и ультраметаморфического происхождения образовались многочисленные месторождения в раннем и позднем протерозое, главным образом в зонах калий-натриевого и кальций-углекислого метасоматоза.

Изучением процессов метасоматоза установлено, что содержания и состав щелочных металлов (калия и натрия) как в гранитоидах, так и в постгранитизационных метасоматических образованиях зависят от интенсивности щелочного метасоматоза.

Метасоматические образования и месторождения урана приурочены к протяженным тектоно-метасоматическим

зонам, прослеживающимся на десятки километров. Они размещаются в областях глубинных разломов, а также перемещаются от них на расстояния от 10—15 до 25 км. До сих пор остается не ясным, возникли ли эти тектоно-метасоматические зоны непосредственно в период гранитизации протерозойских пород или являются продуктами послеметаморфической активизации.

Главнейшие промышленные типы урановых месторождений

Промышленные типы руд выделяются по ведущим признакам — составу вмещающих пород, структурным условиям локализации, околорудным изменениям пород. Рассмотрим типы урановых месторождений.

Древние ураноносные конгломераты, расположенные в базальных слоях субплатформенных раннепротерозойских отложений (2,8—1,9 млрд. лет). Большинство исследователей рассматривают их как метаморфизованные россыпи.

Месторождения типа «несогласия» — группа месторождений, приуроченная к поверхности региональных несогласий между раннепротерозойским склад-

На всех древних платформах выявлены урановые месторождения, однако только на пяти из них разведаны промышленные метаморфогенные месторождения, образующие рудные провинции.

На основании изложенного можно определить закономерности размещения метаморфогенных месторождений урана в докембрийских щитах мира.

чатым фундаментом и более поздним чехлом, где они находятся среди региональных разломов в благоприятных литологических формациях. Многие ученые считают генезис этих месторождений сложным, определяемым эндогенными и экзогенными факторами.

Ураноносные щелочные метасоматиты — прожилково-вкрапленные штокверковые залежи в щелочных метасоматитах, метаморфических и магматических породах. Среди этого типа месторождений различают несколько разновидностей, которые определяются составом пород, тектоническими структурами и формами выделения урановых минералов в рудах.

Ураноносные провинции метаморфогенных месторождений

Согласно Н. П. Лаврову и В. М. Шумилину, наиболее крупные зарубежные урановые месторождения сосредоточены в 75 рудных районах докембрийских платформ; большая часть их образует 16 ураново-рудных провинций и четыре протяженных урановых металлогенических пояса [106]. Больше всего крупных и средних метаморфогенных месторождений урана сосредоточено на щитах и платформах мира, где они образуют пять значительных рудных провинций. К ним относятся:

Канадская провинция, представленная рудными районами Эллиот-Лейк с месторождениями ураноносных конгломератов, оз. Атабаска и Биверлодж с месторождениями прожилково-вкрапленного типа, преимущественно связанными с щелочным метасоматозом;

Восточно-Бразильская провинция, представленная многочисленными месторождениями ураноносных конгломератов — район Железорудного Четырехугольника, месторождения Кампус-Белус, Сьерра-Жакобина и месторождениями ураноносных альбититов

и гнейсов — Эспиньярес, Лагоар-Реал и др.;

Южно-Африканская провинция распространения ураноносных конгломератов района Витватерсранд, известного огромными запасами урана;

Центрально-Африканская провинция, представленная Франсвиллскими месторождениями (Габон), Шинколобве (Медный пояс Заира и Замбии) стратиформного типа;

Австралийская провинция (рудный пояс), в северной части которой находятся метаморфизованные стратиформные месторождения Джабилука, Кунтарра, Наберлек, в центральной части — месторождение высокой степени метаморфизма Мери Кетлин и на юге — рудное поле собственно метаморфического генезиса Радиум Хил.

Кроме этих провинций, метаморфогенные месторождения урана известны во многих районах развития докембрийских пород, например единичные месторождения на Балтийском, Индийском щитах, Китайской и Аравийской платформах.

Распределение урановых метаморфогенных месторождений в тектонических элементах платформ

По данным [106], метаморфогенные урановые месторождения располагаются среди раннепротерозойских эпикратонных впадин, раннепротерозойских зон протоактивизации и позднепротерозойских зон активизации (табл. 10). Выявлены главнейшие рудо-локализирующие региональные и локальные структуры.

1. Складчатые пояса метаморфических пород нижнего протерозоя, расположенные в краевых частях щитов, где они окаймляют древние архейские выступы. В них развиты стратиформные метаморфизованные и метаморфические месторождения среди кластогенных пород протерозоя. Находятся эти месторождения обычно в самой нижней части отложений протерозоя, в пределах первых сотен метров от подстилающих архейских пород. Они образуют рудные районы или рудные пояса, приуроченные к крупным синклинальным структурам, в которых эти месторождения чаще всего размещаются в замковых частях. Примером является район Блайнд Ривер в краевой части Канадского щита среди крупного синклинального прогиба раннепротерозойского (гуронского) возраста. К этому же типу относятся урановые месторождения Австралийского рудного пояса, в котором ведущая роль принадлежит меди, урану и полиметаллам.

2. Складчато-разрывные зоны внутри щитов, сложенные метаморфическими породами высоких фаций метаморфизма — амфиболитовой и гранулитовой. Они обычно раннепротерозойского возраста, протягиваются на десятки, иногда сотни километров, пересекая щиты и континенты. В ряде рудных районов установлено, что исходными служили ураноносные кластогенные и органогенные породы раннепротерозойского возраста, превращенные метаморфизмом в метаконгломераты, биотитовые и графитовые гнейсы или всевозможные породы черносланцевой формации. К складчато-разрывным зонам внутри щитов тяготеют месторождения редкометалльно-урановой, медно-урановой и натрий-урановой формаций. В качестве примера можно назвать Канадский рудный пояс, на севере которого расположен рудный район Большого Медвежьего озера, южнее — районы озер Биверлодж и Атабаска, а на юге — рудный район Банкрофт.

3. Тектоно-метасоматические зоны, которые размещены на площадях развития нижнепротерозойских ураноносных пород, являющихся источником урановых месторождений. Это ураноносные конгломераты и органогенные породы нижнего протерозоя, ныне представленные графитовыми гнейсами, графитовыми и углистыми сланцами.

Таблица 10. Распределение урановых метаморфогенных месторождений в тектонических элементах платформ (по Н. П. Лаврову и др. [106] с добавлением авторов)

Ураноносный геотектонический элемент материков	Генетическая группа метаморфогенных месторождений	Пример рудных районов и месторождений, возраст
Раннепротерозойские эпикратонные впадины	Метаморфизованные ураноносные конгломераты (древние россыпи)	Эллот-Лейк (Канада), 2,3—2,5 млрд. лет; Витватерсранд (ЮАР), 2,8—2,5 млрд. лет; Железорудного Четырехугольника (Бразилия), 2,8—2,5 млрд. лет
	Метаморфизованные ураноносные песчаники и сланцы с органическим веществом (сидиментационно-диагенетические)	Франсвиллский (Габон), 2,0—1,9 млрд. лет; месторождение Мери Кетлин (Австралия), 1,4—1,5 млрд. лет
Раннепротерозойские зоны протоактивизации	Метаморфические и ультраметаморфические ураноносные метасоматиты — альбититы, микроклиниты	Месторождение Арьеблог-Арвидсьяур (Швеция), 1,8 млрд. лет; месторождения Эйс и Фей (Биверлодж), 1,7—1,8 млрд. лет
Позднепротерозойские зоны активизации	Полигенные в зонах регионального несогласия	Район Атабаска (Канада), 1,65—1,8 млрд. лет; район Аллигейтор Риверс (Австралия), 1,4—1,2 млрд. лет; район Большого Медвежьего озера (Канада), 1,4—1,5 млрд. лет; месторождение Эспиньярес (Бразилия), 0,7—0,65 млрд. лет

Обычно они метаморфизованы в амфиболитовой и граулитовой фациях с проявлениями различной степени гранитизации. Рудные районы и месторождения связаны с тектоно-метасоматическими зонами калий-урановой, натрий-урановой и кремний-урановой формаций постультраметаморфического генезиса, которые протягиваются на десятки километров, нередко пересекая значительную часть щитов.

Рудные районы этого типа расположены во внутренних частях щитов, осложненных глубоким изменением пород, выразившимся в катаклазе, милонитизации и метасоматическом замещении минералов пород микроклином, альбитом, эгирином, доломитом под влиянием постгранитизационных растворов. К рудным районам этого типа можно отнести рудную провинцию Арьеплог-Арвидсьяур на севере Швеции.

4. Площади разуплотнения в породах щита, с которыми в некоторых случаях связаны урановые месторождения метасоматического типа. В геофизических полях они отмечаются отрицательными гравитационными аномалиями.

Многие породы, расположенные на них, обладают повышенной проницаемостью. Сложены эти площади образованиями протерозоя, обычно высоких фаций метаморфизма, в различной степени гранитизированными. Гранитоиды аллохтонные и автохтонные, отличаются повышенной проницаемостью по сравнению с проницаемостью метаморфических пород (на полтора-два порядка). В краевых частях гранитоидов или непосредственно в гранитах находятся ураноносные зоны катаклизмов, милонитов и бластомилонитов, в значительной мере измененные метасоматическими процессами. Для этих площадей характерны месторождения натрий-урановой и калий-урановой рудных формаций.

Некоторые из тектоно-метасоматических зон являются элементами протоактивизации, возникшей во время вступления щита в платформенную стадию развития. Однако еще мало объективных критериев, чтобы можно было отличить завершающие геологическое развитие тектоно-метасоматические зоны от зон, возникших в платформенный период в процессе активизации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящая, четвертая книга монографии «Метаморфогенное рудообразование в докембрии» представляет собой итог многолетнего труда большого коллектива геологов, изучавших метаморфогенные месторождения в различных районах Советского Союза. В ней рассмотрены главнейшие закономерности размещения метаморфогенных месторождений на докембрийских щитах и поисковые критерии наиболее изученных метаморфогенных месторождений докембрия.

Геологическое развитие докембрия отличается от фанерозойского: длительностью докембрийского периода (более 3 млрд. лет), в пять раз превышающей фанерозойскую; малоомощной и мобильной корой Земли; необычайной интенсивностью вулканизма; условиями седиментации и гипергенеза; интенсивным потоком тепловой энергии; необычайно интенсивным метаморфизмом и ультраметаморфизмом докембрийских осадочных и вулканогенных пород.

Для архейского цикла развития характерны метавулканические породы (амфиболиты, гнейсы, серпентиниты), в меньшей мере — осадочно-метаморфические (кварциты, гнейсы, мраморы). В архее не установлено геосинклинальное развитие.

Для протерозойского цикла характерны метаморфизованные в различной степени седиментогенные породы (кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты, мраморы и мигматиты). Длительная геологическая история протерозоя запечатлена в полных формационных рядах, типичных для геосинклиналей.

Металлогения щитов и древних платформ связана с подвижными зонами фундамента и платформенной протоактивизацией. Металлогения подвижных зон фундамента определяется накоплением металлов в осадках и вулкани-

тах на начальных стадиях геологического развития с последующей их концентрацией на средних и конечных этапах вследствие метаморфической и ультраметаморфической дифференциации.

Металлогения платформенного периода развития связана с протерозойской протоактивизацией, выраженной на щитах основными и гранитоидными интрузиями и глубинными тектоно-метасоматическими зонами.

Метаморфогенные месторождения, образованные на щитах, имеют ведущее значение в мировой добыче металлов, особенно сидерофильных и халькофильных. Запасы Fe, Au, U, Ni, Co, Cu, Pb, Al и редких металлов, разведанные на щитах, составляют от 25 до 65 % мировых запасов, тогда как щиты занимают только 13 % площади континентов.

Закономерности размещения метаморфогенных месторождений на докембрийских щитах.

1. Подавляющее большинство их приурочено к подвижным зонам кристаллического фундамента щитов, где они размещаются среди метаседиментационных и метавулканических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, значительно реже — среди пород граулитовой фации. Эта главная закономерность позволяет выделить на щитах площади, наиболее перспективные для поисков метаморфогенных месторождений.

2. Наиболее рудоносными, особенно для метаморфогенных месторождений Fe, Cu, Zn, Au, U и некоторых редких металлов, являются структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций преимущественно протерозойского возраста с кластогенными, хемогенными и осадочно-вулканогенными породами в древних геосинклиналях.

Размещение месторождений находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород и интенсивности их метаморфизма и ультраметаморфизма. Особенно продуктивны сложноскладчатые метаморфические породы. По мере усиления метаморфизма и гранитизации интенсивность оруденения кристаллических пород снижается.

3. Для них характерны сочленения тектонических плит и блоков, часто разновозрастных, интенсивно смятых и метасоматически измененных (альбитизацией, карбонатизацией, листвинитизацией, березитизацией). Образуются рудоносные тектоно-метасоматические зоны с месторождениями редких, редкоземельных и радиоактивных металлов.

4. Зоны гранитизации осадочно-вулканогенных или осадочных толщ благоприятны для образования железорудных скарнов, титаномагнетитов, медно-никелевых, полиметаллических и многих других месторождений.

В качестве частных, но очень важных особенностей метаморфогенных месторождений, определяющих закономерности их размещения, являются:

литолого-стратиграфическая приуроченность (стратиформность) подавляющего большинства месторождений, за исключением некоторых аллохтонных метаморфических и ультраметаморфических;

фаши метаморфизма пород, определяющие размещение многих месторождений различных подклассов метаморфогенных месторождений;

идентичность минерального состава месторождений и вмещающих пород, что является закономерным для многих месторождений, особенно для метаморфизованных;

складчато-трещинный контроль размещения оруденения, встречающийся только среди ультраметаморфических и аллохтонных метаморфических месторождений.

Железорудные месторождения железисто-кремнистых формаций генетически связаны с седиментогенно-метаморфическими процессами. Для докембрия очень характерны железные руды, которые связаны преимущественно с железисто-кремнистыми формациями нижнего протерозоя. Накопление железа происходило в водных бассейнах нижнего протерозоя, частично верхнего архея и верхнего протерозоя. Ста-

новление месторождений обязано перекристаллизации и концентрации железа, происходящих под влиянием регионального метаморфизма преимущественно зеленосланцевой, в меньшей мере амфиболитовой фаций.

Самые крупные в мире восемь железорудных бассейнов — Сьюпириор (США), Минас-Жерайс (Бразилия), Лабрадор (Канада), Трансвааль (Юж. Африка), Сингхбхум (Индия), Хамерсли (Австралия), Кривой Рог и КМА (СССР) — имеют около 80 % запасов всех железных руд мира. Они расположены в глубоких и протяженных геосинклинальных зонах, где мощность железисто-кремнистых пород нижнего протерозоя измеряется несколькими километрами. Метаморфизм пород преимущественно зеленосланцевой фации. Известно большое количество мелких и средних по запасам месторождений железа, относящихся к позднему архею и позднему протерозою, которые чаще связаны с осадочно-вулканогенными породами.

Месторождения золота очень характерны для докембрия. Давно и хорошо известны знаменитые золотоносные конгломераты месторождений Блайнд-Ривер, Витватерсранд. Они являются осадочно-метаморфизованными месторождениями нижнего протерозоя.

Открыты и изучаются в различных странах месторождения золота в кварцбиотито-углеродистых сланцах, измененных метаморфизмом зеленосланцевой фации.

Установлено, что такие метаморфогенные месторождения золота размещаются в: а) опущенных блоках растяжения, ограниченных глубинными разломами (зеленосланцевые трюги и пояса), грабенсинклиналях; б) антиклинальных надразломных складках и мульдах, осложняющих синклинали; в) углеродистых филлитах, алевролитах, зеленокаменных основных метаспорадах.

Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений докембрия определяются сочетанием во времени и пространстве следующих процессов: *магматических* — как источника никеля и меди, *литологических* — рудоотложение среди благоприятных черных (углеродистых) сланцев, *метаморфических*, вызвавших концентрацию металлов (Ni, Cu). Наиболее перспективными для нахождения суль-

фидных медно-никелевых месторождений являются зоны, районы или участки докембрия, где гипербазиты размещаются среди углеродсодержащих кристаллических сланцев.

Железо-урановые месторождения докембрия приурочены к породам железисто-кремнистой формации среди сжатых изоклинальных складок, интенсивно осложненных многочисленными разрывными структурами. Породы сложены магнетитовыми кварцитами, амфиболовыми и слюдяными сланцами, сильно измененными щелочным и карбонатным (углекислокальциевым) ме-

тасоматозом. Уровень метаморфизма пород — амфиболитовая фация. Щелочной метасоматоз выражен образованием альбита, щелочных роговых обманок и эгирина, карбонатный метасоматоз — образованием доломитизированных магнетитовых кварцитов и железных руд, кальцифиров и графититовых сланцев.

Источником урана для этой группы месторождений были нижнепротерозойские конгломераты, аркозовые песчаники и гравелиты, содержащие уран, который выносился в процессе метаморфизма амфиболитовой фации.

Коллективная монография в четырех книгах «Метаморфогенное рудообразование в докембрии» содержит основные положения современной теории метаморфогенного рудообразования. В ней рассмотрены геологические и физико-химические условия рудообразования, связанного с метаморфизмом и ультраметаморфизмом пород, широко развитых на щитах и древних платформах. Описаны метаморфогенные рудные формации, закономерности размещения и поисковые критерии для выявления главнейших провинций метаморфогенных месторождений в докембрии. Вся работа базируется на обширных геологических материалах, аналитических и экспериментальных данных, полученных авторами в течение последних 25—30 лет.

1. Метаморфогенные месторождения своим происхождением обязаны накоплению металлов при седиментации и вулканической деятельности, тектоническим движениям (пластическим и разрывным), региональному метаморфизму и ультраметаморфизму. По характеру рудообразования они являются эндогенными. Для метаморфизованных и некоторой части метаморфических месторождений решающее значение имело первичное накопление в осадочных и вулканогенных породах металлов в виде микрорудных фаций.

Первой причиной накопления рудного материала в земной коре явилось разделение изначального вещества Земли на оболочку и образование первичной — океанической коры. Плавление первичного вещества Земли сопровождалось выделением больших масс паров воды и легколетучих газообразных элементов, которые способствовали перемещению многих металлов. В мантии стабилизировались тугоплавкие металлы, выше — в океанической коре (эктогитов и базальтов) они сменялись относительно легкоплавкими.

Второй причиной первичной концентрации металлов в породах докембрия явилось образование сиалической (материковой) коры Земли, т. е. грандиозная вулканическая деятельность, вследствие которой возникли мощные толщи пород спилит-кератофировой

и офиолитовой формаций, гранито-гнейсовые и осадочные породы архея, с которыми связаны наиболее легкоплавкие металлы.

Третья причина — выветривание и седиментация. В раннем протерозое образовались глубоко дифференцированные, мощные кластогенные, хемогенные и биогенные осадки с подчиненным количеством эффузивов. Они содержали большое количество концентрированных металлов, особенно в геосинклинальных зонах протерозоя.

Рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для последующего образования рудных месторождений, подтверждением чему служат большие объемы осадочных и вулканогенных пород, а также значительные содержания в них микрорудных фаций.

2. Метаморфизм и ультраметаморфизм вулканогенных и седиментогенных пород, охватившие всю толщу земной коры и вызвавшие несравнимое ни с какими другими геологическими процессами перемещение рудогенных элементов в породах, привели к образованию многочисленных метаморфогенных рудных месторождений.

Метаморфогенное рудообразование возникло вследствие концентрации рудного вещества пород при метаморфизме и ультраметаморфизме. Оно осуществлялось при растворении, перекристаллизации, выщелачивании, метасоматозе и рудоотложении в пустотах пород. Формирование различных типов метаморфогенных месторождений зависело от благоприятного стечения многих факторов — состава метаморфизируемых толщ, их первичного строения, проницаемости, наличия рассеянных металлов и форм их нахождения, а также режима температуры и давления при метаморфизме.

3. Метаморфизованные месторождения образовались в породах, в которых рудный материал накапливался до метаморфизма с последующим изменением в процессе регионального метаморфизма минеральных форм и физических свойств. Во многих случаях промышленная ценность месторождения создавалась

вследствие метаморфической перекристаллизации первичного материала породы (железистые кварциты, марганцевые руды, мраморы).

4. Метаморфические месторождения образовались при дифференциации рудогенных компонентов метаморфизируемых пород, имевшей аллохимический характер. Обособление рудоносных флюидов и гидротермальных растворов происходило во время перекристаллизации осадочных и вулканогенных пород. Рудные и безрудные компоненты, не вошедшие в кристаллические решетки метаморфических минералов, приобретали подвижность, переходили в раствор или флюид. Промышленные рудные месторождения образовывались посредством концентрации рудных компонентов, а также выноса безрудных составляющих метаморфизируемых пород (например, богатые железные руды в железистых кварцитах). Перемещение рудоносных флюидов и растворов, как и отложение рудного и нерудного вещества, а также образование рудных залежей происходило главным образом на завершающих стадиях прогрессивного или регрессивного этапа регионального метаморфизма. Метаморфические месторождения подразделяются на автохтонные и аллохтонные.

5. Ультраметаморфические месторождения формировались при палингенезе или метаморфической перекристаллизации пород и под влиянием постгранитизационных растворов в зонах повышенной проницаемости. Они представлены рудоносными гранитоидами, пегматоидами и различными диафоритами (альбититами, лиственитами, березитами), часто образующими тектоно-метасоматические зоны с парагенезисами минералов, характерными для регрессивной стадии.

6. Метаморфогенное рудообразование осуществлялось: а) выполнением полостей трещин и пор рудным материалом вследствие нарушения равновесия растворенных веществ в растворе; б) метасоматическим замещением нерудной части породы рудной вследствие ионных реакций обменного разложения между минералами породы и раствором; в) обогащением породы рудными минералами в результате растворения и выноса одного из нерудных минералов этой породы; г) перекристаллизацией породы при метаморфизме, которая приводит к образованию рудных минералов, определяющих промышленные свойства породы как руды.

7. По температурам образования рудных парагенезисов (или минералов) метаморфогенные месторождения делятся на три группы. К первой отнесены месторождения, образовавшиеся при низких температурах (100—450 °С), отвечающие дозеленосланцевой и зеленосланцевой фациям метаморфизма, ко второй —

месторождения, образовавшиеся при средних температурах (400—650 °С), соответствующие эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма, к третьей — месторождения, сформировавшиеся при высоких температурах (600—800 °С), отвечающие амфиболитовой и гранулитовой, а также фации дистеновых гнейсов и амфиболитов. Такое деление справедливо для метаморфизованных и метаморфических автохтонных месторождений, которые образовались на прогрессивной стадии динамотермального метаморфизма. Для аллохтонных метаморфических и постгранитизационных (ультраметаморфических) месторождений температуры образования не отвечают фациям метаморфизма пород, среди которых размещены эти месторождения. В основном это месторождения, образовавшиеся в результате метасоматических процессов (альбитизации, лиственитизации, березитизации) или выполнения полостей трещин в горных породах.

8. Наиболее высокие давления рудообразующего флюида определены для минералов метаморфогенных месторождений — от 0,15 до 0,25 МПа. Для месторождений, связанных с альбититами, давление флюида изменяется от 0,06 до 0,15 МПа. Величина давления позволяет судить о глубине образования метаморфогенных месторождений. Для метаморфизованных месторождений глубина составляет 2—7,5, а в условиях граулитовой фации метаморфизма до 15—18 км. Метаморфические и постгранитизационные месторождения образовывались на глубинах 3—5 км.

9. Наиболее реальным источником рудообразующих веществ для метаморфических и метаморфизованных месторождений были породы земной коры.

Только для ультраметаморфических месторождений есть основание допустить участие ювенильных подкоровых источников растворов и рудного вещества.

10. Проведенные исследования позволили выявить причины перераспределения рудного вещества при формировании метаморфогенных месторождений. Это диффузия, вызванная потоком кондуктивного тепла, и фильтрация растворов в породах, обусловленная метаморфизмом и ультраметаморфизмом. С диффузией связано образование метаморфизованных и автохтонных метаморфических месторождений, а с фильтрацией растворов — ультраметаморфических и аллохтонных метаморфических месторождений.

11. Образование конкретных метаморфических комплексов и рудных концентраций обуславливает формирование породных и минеральных ассоциаций — метаморфических формаций. Последние представляют собой

близкие в генетическом отношении промышленно-ценные концентрации сходного вещественного состава (элементы, минералы, породы), образовавшиеся в однотипных геологических условиях при метаморфизме пород определенного вида и степени независимо от времени возникновения. Формационный анализ таких рудных концентраций является составной частью теории метаморфогенного рудообразования и способствует выяснению закономерностей пространственной и временной локализации метаморфогенных рудных месторождений.

12. Раскрытие основных положений метаморфогенного рудообразования позволяет установить закономерности размещения и дать прогноз рудных месторождений на территории докембрийских щитов и кристаллического основания платформ. В общем виде это сводится к следующим положениям: а) подавляющее большинство всех рудных месторождений на щитах размещается среди метаморфических пород зеленосланцевой и в меньшей мере амфиболитовой фаций метаморфизма, значительно реже — среди пород гранулитовой фации метаморфизма, а также в полях развития гранитоидов. На щитах выделяются площади (зоны и блоки), сложенные главным образом метаморфическими породами — самыми перспективными для поисков метаморфогенных месторождений; б) наиболее рудоносны, особенно для формирования метаморфогенных месторождений Fe, Mg, Cu, Pb, Zn, Au, U и других металлов, структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций преимуще-

ственно протерозойского возраста с кластогенными, хемогенными и осадочно-вулканогенными породами в древних геосинклиналях; в) сочленения тектонических плит и блоков, выраженные интенсивно смятыми и метасоматически измененными метаморфическими и гранитоидными породами (альбититами, карбонатитами, лиственитами, березитами), образуют рудоносные тектоно-метасоматические зоны с месторождениями U, Be и других редких и редкоземельных элементов; г) зоны гранитизации карбонатных оснóвных и ультраоснóвных толщ благоприятны для формирования рудоносных железорудных скарнов, месторождений титана.

13. В последние годы установлено, что региональный метаморфизм значительно влияет на образование многочисленных рудных месторождений в фанерозойских структурах. В качестве примера укажем на железные руды Валерьяновской зоны северо-западной части Казахстана (Кустанайская группа месторождений), уральские железорудные месторождения, медные месторождения Джесказганского рудного района, полиметаллические месторождения рудного Алтая и Нагольного Кряжа в Донбассе, железорудные и полиметаллические месторождения Западных Карпат.

14. Теория метаморфогенного рудообразования является одной из важнейших составных частей учения о рудных месторождениях. Она является основой для установления закономерностей размещения важнейших видов полезных ископаемых во времени и пространстве.

1. Барсуков В. Л. К геохимии олова.— Геохимия, 1957, № 1, с. 13—28.
2. Баташов Б. Г., Оноприенко М. Е., Кудлаев А. Р., Тарханов А. В. Желтореченское месторождение урана.— В кн.: 27-й Междунар. геолог. конгр.: Тез. докл. М.: Наука, 1984, т. 9, ч. 1, с. 331.
3. Белевцев Я. Н. Криворожский железорудный бассейн. Ч. 1. Геологическое строение.— М.: Госгеолиздат, 1951.— 178 с.
4. Белевцев Я. Н. Изменение пород при образовании богатых железных руд.— В кн.: Генезис железных руд Криворожского бассейна. Киев: Изд-во АН УССР, 1959, с. 83—138.
5. Белевцев Я. Н. Принципы и методы металлогенетических исследований докембрийских щитов.— В кн.: Докл. II Всесоюз. объедин. сессии по закономерностям размещения полез. ископаемых и прогноз. картам. Киев: Изд-во АН УССР, 1960, ч. 3, с. 105—125.
6. Белевцев Я. Н. Структуры железорудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 8, с. 3—20.
7. Белевцев Я. Н. Металлогения докембрийской геосинклинали Украинского щита.— Там же, 1964, № 1, с. 8—20.
8. Белевцев Я. Н. Особенности металлогении Украинского щита.— В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия: (Материалы совещ. по вопр. изуч. и методики картирования докембрийск. образований). Л.: Наука, 1967, с. 55—65.
9. Белевцев Я. Н. Метаморфогенные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудых месторождений. М.: Недра, 1968, с. 648—712.
10. Белевцев Я. Н. Урановые месторождения Канады.— Геология руд. месторождений, 1973, 15, № 2, с. 13—27.
11. Белевцев Я. Н. Метаморфогенное рудообразование.— М.: Недра, 1979.— 275 с.
12. Белевцев Я. Н. Главнейшие принципы металлогении докембрийских щитов.— В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с. 6—13.
13. Белевцев Я. Н. К стратиграфии Украинского щита.— Геол. журн., 1981, 41, вып. 4, с. 1—5.
14. Белевцев Я. Н., Калаяев Г. И., Загоруйко Л. Г. и др. Криворожско-Кременчугская металлогенетическая зона.— Геология руд. месторождений, 1960, № 6, с. 3—11.
15. Белевцев Я. Н., Прусс А. К. Основные этапы геологического развития Украинского щита.— Геол. журн., 1962, 22, вып. 5, с. 3—27.
16. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Николаенко В. И. Современные проблемы эндогенного рудообразования.— Киев: Наук. думка, 1972.— 230 с.
17. Белевцев Я. Н., Мельник Ю. П. Генетические проблемы железорудных формаций докембрия.— Геология руд. месторождений, 1974, № 5, с. 66—67.
18. Белевцев Я. Н., Егоров Ю. П., Титов В. К. и др. Средние содержания урана и тория в главнейших типах горных пород Украинского щита.— Геол. журн., 1975, 35, вып. 4, с. 96—117.
19. Белевцев Я. Н., Жуков Ф. И., Радзиховский В. Ф. Роль вариаций ^{34}S для понимания условий образования пород и руд докембрийских железорудных формаций.— В кн.: VI Всесоюз. симпоз. по стабил. изотопам в геохимии: Тез. докл. М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976, т. 1, с. 21—22.
20. Белевцев Я. Н., Жуков Ф. И., Скобелев В. М. и др. Особенности формирования докембрийских пород Криворожского железорудного бассейна по данным изотопного состава серы в сульфидах.— Геол. журн., 1978, 38, вып. 1, с. 1—19.
21. Белевцев Я. Н., Жуков Ф. И., Гнатенко О. В., Савченко Л. Т. Источники вещества при формировании метаморфогенных месторождений урана по изотопно-геохимическим данным.— Там же, 1980, 40, вып. 3, с. 55—64.
22. Белевцев Я. Н., Жукова А. М., Жуков Ф. И. Метаморфизм и урановое рудообразование.— В кн.: Геология и генезис месторождений в осадочных и метаморфических толщах. М.: Недра, 1980, с. 158—255.
23. Белевцев Я. Н., Белевцев Р. Я. Геологическое строение и железные руды Криворожского бассейна.— Киев: Наук. думка, 1981.— 47 с.
24. Белевцев Я. Н., Еплатко Ю. М. Условия образования и закономерности размещения железорудных формаций в докембрии Украинского щита.— В кн.: Геология месторождений полезных ископаемых докембрия. Л.: Наука, 1981, с. 5—38.
25. Белевцев Я. Н., Баташов Б. Г., Коваль В. Б. Урановое месторождение г. Желтые Воды и железорудные месторождения Кривого Рога.— В кн.: Путеводитель экскурсии 108, 27 МГК. Киев: Наук. думка, 1984, с. 3—32.
26. Белевцев Я. Н., Жуков Ф. И., Савченко Л. Т., Оверчук В. М. Процессы накопления осадков железисто-кремнистой формации Кривого Рога по данным изотопных

- исследования углерода и серы.— Геол. журн., 1984, 44, вып. 2, с. 94—102.
27. *Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Домарев В. С., Кулиш Е. А.* Основы теории метаморфогенного рудообразования.— Там же, № 3, с. 1—80.
 28. *Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Стрыгин А. И.* Генетическая модель месторождений уран-альбититовой формации.— В кн.: 27-й Междунар. геол. конгр. : Тез. докл. М. : Наука, 1984, т. 9, ч. 1, с. 333.
 29. *Белоголовкин А. А., Буряк В. А.* Доинтрузивное редкометалловое оруденение (Забайкалье).— Докл. АН СССР, 1976, 266, № 2, с. 405—408.
 30. *Бетехтин А. Г., Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлуц Т. Н.* Текстуры и структуры руд.— М. : Недра, 1958.— 435 с.
 31. *Бейс А. А.* Геохимия литосферы.— М. : Недра, 1981.— 230 с.
 32. *Билибин Ю. А.* Металлогенические эпохи и металлогенические провинции.— М. : Наука, 1955.— 88 с.
 33. *Билибина Т. В.* Основные черты металлогении щитов и областей их активизации.— Тр. ВСЕГЕИ. Н. С., 1973, 191, с. 44—61.
 34. *Билибина Т. В., Кратц К. О., Лаверов Н. П. и др.* Металлогения докембрия и металлогенические эпохи.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л. : Наука, 1978, с. 3—29.
 35. *Билибина Т. В., Лаверов Н. П., Парфенов Л. М. и др.* Металлогенические провинции щитов и их положение в тектонике континентов.— Там же, с. 30—41.
 36. *Богашова Л. Г.* Металлоносные поровые растворы соленосных отложений.— Докл. АН СССР, 1938, 269, № 4, с. 932.
 37. *Боголепов К. В., Жарков М. А.* Проблемы эволюции геологических процессов.— В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск : Наука, 1981, с. 7—20.
 38. *Бойко В. Л.* Геологическое строение, петрогенезис и металлоносность Чертомлыкско-Соленовского района : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1970.— 32 с.
 39. *Борукаев Ч. Б.* Геосинклинальные нескладчатые комплексы древних платформ.— Тр. Ин-та геологии и геофизики, 1974, вып. 59, с. 17—46.
 40. *Борукаев Ч. Б.* Завершающая складчатость, орогенез, диаолизис и кратонизация.— В кн.: Проблемы эволюции геологических процессов. Новосибирск : Наука, 1981, с. 21—39.
 41. *Буряк В. А.* Эндеогенная зональность оруденения в древних золотоносных провинциях Сибири.— Докл. АН СССР, 1967, 173, № 5, с. 1170—1172.
 42. *Буряк В. А.* Метаморфогенно-гидротермальный промышленный тип золотого оруденения.— Новосибирск : Наука, 1975.— 46 с.
 43. *Буряк В. А.* Роль вулканогенно-осадочного и гидротермально-осадочного минералообразования и формирования золотого оруденения черносланцевых толщ.— Докл. АН СССР, 1976, 226, № 4, с. 907—910.
 44. *Буряк В. А.* Роль вулканогенных процессов в формировании докембрийских и более молодых черносланцевых толщ и развитого в них оруденения.— В кн.: Геология и металлогения Дальнего Востока. Л. : Наука, 1981, с. 171—181.
 45. *Буряк В. А.* Метаморфизм и рудообразование.— М. : Недра, 1982.— 225 с.
 46. *Буряк В. А.* Метаморфогенно-плутоногенный тип золоторудных месторождений.— Докл. АН СССР, 1983, 270, № 4, с. 934—937.
 47. *Буряк В. А., Другов Г. М., Шаров В. Н.* Баланс изменения химического состава осадочных пород в процессе регионального метаморфизма : (На примере Витимо-Патом. нагорья).— В кн.: I Междунар. геохим. конгр. : Доклады. М. : ВИНТИГ, 1972, т. 3, кн. 1, с. 151—162.
 48. *Буряк В. А., Лобанов М. П., Хренов П. М.* К проблеме метаморфогенного рудообразования.— Сов. геология, 1967, № 5, с. 11—24.
 49. *Великославинский Д. А.* Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений.— Л., 1972.— 189 с.
 50. *Виноградов А. П.* Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
 51. *Войткевич Г. В., Лебедев Г. И.* Полезные ископаемые и металлогения докембрия.— М. : Недра, 1975.— 231 с.
 52. *Гельман М. Л.* О роли регионального метаморфизма в золотом оруденении Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1976, 230, № 6, с. 1406—1409.
 53. *Геология и металлогения Костомукшского района железорудного месторождения / В. Я. Горьковец, М. Б. Раевская, Е. И. Белоусов, К. А. Инина.*— Петрозаводск : Карелия, 1981.— 144 с.
 54. *Герасимов А. Г., Ковалев В. И., Лебедев Ю. С. и др.* Новое в промышленной оценке железных руд Гуляйпольского месторождения.— Горн. журн., 1973, № 8, с. 11—13.
 55. *Гидротермальные месторождения урана.*— М. : Недра, 1978.— 446 с.
 56. *Гинтов О. Б.* О докембрийском разрезе Первомайско-Голованевского района Среднего Побужья.— Геол. журн., 1972, 32, вып. 4, с. 68—74.
 57. *Глебовицкий В. А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях.— Л. : Наука, 1973.— 128 с.
 58. *Глебовицкий В. А., Турченко С. И.* Некоторые проблемы металлогении протерозойских подвижных поясов Балтийского щита.— В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л. : Наука, 1970, с. 275—287.
 59. *Гольшмидт В. М.* Сборник статей по геохимии редких элементов.— Л. : Гостехиздат, 1938.
 60. *Горяинов П. М.* Геология и генезис железисто-кремнистых формаций Кольского полуострова.— Л. : Наука, 1976.— 148 с.
 61. *Гранито-гнейсовые купола :* Тез. докл. Всесоюз. совещ.— Иркутск : Ин-т зем. коры СО АН СССР, 1983.— 189 с.
 62. *Гросс Д.* Медно-никелевые сульфидные месторождения Западной Австралии.— Пробл. осадоч. геологии докембрия, 1982, с. 99—125.

63. Гросс Г. Геолого-экономическая оценка железорудных месторождений.— М.: Мир, 1969.
64. Гросс Г. Условия образования основных типов докембрийских железистых формаций.— В кн.: Геология и генезис докембрийских железисто-кремнистых и марганцевых формаций мира. Киев: Наук. думка, 1972, с. 37—52.
65. Гузенко Г. Ф. Сопоставление разрезов и сводная стратиграфическая схема конкско-верховневской серии Среднего Приднепровья.— Геол. журн., 1972, 32, вып. 5, с. 78—85.
66. Гузенко Г. Ф., Доброхотов М. Н. Белозерская железисто-кремнистая формация и ее сопоставление с аналогичными формациями других районов Приднепровья.— В кн.: Вопросы геологии и минералогии рудных месторождений. М.: Недра, 1964, с. 3—14.
67. Гузенко Г. Ф., Ганоцкий В. И., Частый Р. А. и др. Геологическое строение и железистые кварциты Чертомлыкского месторождения.— Вопр. геологии и минералогии руд. месторождений, 1971, вып. 4, с. 97—111.
68. Джонсон И., Клингер Г. Брокен-Хилл.— В кн.: Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. М.: Мир, 1980, т. 1, с. 293—314.
69. Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд.— М.: Недра, 1969.— 344 с.
70. Дистанов Э. Г. Колячедаяно-полиметаллические месторождения Сибири.— Новосибирск: Наука, 1977.— 350 с.
71. Дмитриев Л. В., Знаменский Е. Б. К вопросу о распределении титана в гранитах.— Геохимия, 1956, № 4, с. 235—247.
72. Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения.— Новосибирск: Наука, 1983.— 135 с.
73. Домарев В. С. О метаморфогенном рудообразовании.— Сов. геология, 1967, № 4, с. 6—17.
74. Дюфур М. С., Миллер Ю. В. Альпийские гранито-гнейсовые купола Центрального Памира.— В кн.: Гранито-гнейсовые купола: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Иркутск: Ин-т зем. коры СО АН СССР, 1983, с. 52—53.
75. Елисеев Э. Н. О совместном образовании минералов руд и вмещающих пород на месторождениях Печенги, Мончегорска и Норильска.— М.: Недра, 1959.— 163 с.
76. Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка / Я. Н. Белевцев, Ю. М. Енатко, М. И. Веригин и др.— Киев: Наук. думка, 1981.— 232 с.
77. Железорудные формации докембрия Белоруссии / А. С. Махнач, Г. Г. Доминиковский, В. И. Пасюкевич и др.— Минск: Наука и техника, 1974.— 144 с.
78. Железорудные формации докембрия КМА и их перспективная оценка на железные руды / Под ред. Н. И. Голивкина, Н. Н. Леоненко, Б. П. Елифанова и др.— М.: Недра, 1982.— 226 с.
79. Жуков Ф. И. Стабильные изотопы как индикатор формирования метаморфогенных месторождений.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование низкотемпературных фаций и ультраметаморфизма. М.: Наука, 1981, с. 19—31.
80. Жуков Ф. И., Лапушта В. Ф. Вариации изотопа ^{206}Pb в гранитах докембрия центральной части Украинского щита.— Геол. журн., 1977, 37, вып. 1, с. 136—140.
81. Жуков Ф. И., Гнатенко О. В. Стадийность формирования зоны натриевых метасоматитов по данным изотопии и термобарометрии.— Докл. АН УССР. Сер. Б, 1978, № 2, с. 109—111.
82. Жуков Ф. И., Лесной Д. А. Изотопы серы и углерода в стратиформных месторождениях складчатых областей.— Киев: Наук. думка, 1982.— 158 с.
83. Зарицкий А. И., Капьягин Л. И., Кирилкица С. И. и др. Железисто-кремнистая формация докембрия Мариупольского рудного поля.— М.: Недра, 1974.— 152 с.
84. Зеленов К. К. Подводные и наземные гидротермальные процессы и их роль в осадочном рудообразовании.— Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19.
85. Знаменский Е. Б. О распределении титана в гранитах.— Геохимия, 1957, № 2, с. 109—112.
86. Казяков Л. Р. Миграция элементов при ультраметаморфизме пород восточной окраины Украинской железорудной провинции.— В кн.: Геология и перспективны металлоносности Белоруссии и смежных районов. Минск, 1965, с. 286—294.
87. Казанский В. И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей.— М.: Недра, 1972.— 240 с.
88. Казанский В. И. Протоактивизация и эндогенное рудообразование.— В кн.: Металлогения и минеральные месторождения. М.: Недра, 1980, с. 72—83.
89. Казанский В. И. Эволюция рудоносных структур докембрия: архейские кратоны и области протоактивизации.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 7—68.
90. Казанский В. И., Лавров Н. П., Тугаринов А. И. Эволюция уранового рудообразования.— М.: Атомиздат, 1978.— 120 с.
91. Каляев Г. И. Тектоника докембрия Украинской железорудной провинции.— Киев: Наук. думка, 1965.— 190 с.
92. Каляев Г. И., Глебацкий Е. В., Димитров Г. Х. Палеотектоника и строение земной коры докембрийской железорудной провинции Украины.— Киев: Наук. думка, 1984.— 240 с.
93. Каневский А. Я., Гилтов О. В. Находки новой разновидности железных руд на Украинском щите в районе Среднего Побужья.— Геол. журн., 1972, 32, вып. 5, с. 140—141.
94. Кемпбелл Д. Месторождение Порт Радий.— В кн.: Структурная геология месторождений Канады. М.: Мир, 1964, с. 171—178.
95. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса.— М.: Мир, 1983.— 160 с.
96. Коржинский Д. С. Черк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматических рудных месторождениях. М., 1953, с. 335—453.
97. Коржинский Д. С. Режим кислотности и щелочнометалльности трансмагматических растворов.— В кн.: Проблемы кристалло-

- химии минералов и эндогенного минералообразования. Л. : Наука, 1967, с. 168—169.
98. Корнилов Н. А., Ветренников В. В., Мотуза Г. Б., Петерсель В. Х. Геология железорудных месторождений и проявлений Белорусско-Прибалтийского региона : (С предвар. оценкой перспектив рудоносности).— Киев, 1982.— 53 с.— (Препринт. / ИГФМ АН УССР).
 99. Косыгин Ю. А. Основы геотектоники.— М. : Недра, 1974.— 216 с.
 100. Красный Л. И. Проблемы тектонической систематики.— М. : Недра, 1977.— 176 с.
 101. Крейг И. Р. Система Си — Fe — Ni — S.— В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия.— Тр. Геофиз. лаб. Ин-та Карнеги в Вашингтоне, 1971, вып. 63/65, с. 272—278.
 102. Кулиш Е. А. Зоны разломов Алданского щита.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток : ДВНЦ АН СССР, с. 70—73.
 103. Кулиш Е. А. Основные генетические аспекты метаморфогенного рудообразования в докембрии Дальнего Востока.— Геол. журн., 1982, 42, № 2, с. 25—31.
 104. Кулиш Е. А. Осадочная геология архея Алданского щита.— М. : Наука, 1983.— 208 с.
 105. Кулиш Е. А., Кулиш Л. И., Меркурьев К. М., Панский Е. А. Марганцево-железисто-кремнистая формация Дальнего Востока СССР.— М. : Наука, 1981.— 208 с.
 106. Лавров Н. П., Смиляктыл А. О., Шумилин М. В. Зарубежные месторождения урана.— М. : Недра, 1983.
 107. Лебедев Ю. С. Особенности образования новой для Украинского щита разповидности докембрийских метаморфизованных железных руд.— В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев : Наук. думка, 1974, с. 166—167.
 108. Лебедев Ю. С., Кирикилица С. И. Методические указания по составлению прогнозной карты Украинского щита на железные руды докембрия. Л. : Ленингр. картогр. фабрика об-ния «Аэрогеология», 1976.— 69 с.
 109. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Об основных проблемах петрогенезиса.— М. ; Л. : Изд-во АН СССР, 1949.— 361 с.— (Избр. тр. ; Т. 1).
 110. Летников Ф. А. Гранитоиды глыбовых областей.— Новосибирск : Наука, 1975.— 250 с.
 111. Литология и петрохимия осадочных пород в разных зонах метаморфизма / А. А. Савельев, В. Я. Хильтова, И. К. Шулешко, Б. В. Петров.— Л. : Наука, 1973.— 85 с.
 112. Макаров В. Н., Зап С. И., Прокскураков В. В. Роль метаморфизма в образовании медно-никелевых руд.— В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М. : Наука, 1972, с. 174—184.
 113. Маракушев А. А. О влиянии окислительного потенциала и щелочности растворов на образование сульфидов и окислов железа в гидротермальных условиях.— Геология руд. месторождений, 1963, № 5, с. 3—17.
 114. Маракушев А. А. К петрологии гранито-гнейсовых куполов.— В кн.: Гранито-гнейсовые купола : Тез. докл. Всесоюз. совещ. Иркутск : Ин-т зем. коры СО АН СССР, 1983, с. 116—117.
 115. Маракушев А. А., Мишкин М. А., Горарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса.— М. : Наука, 1971.— 134 с.
 116. Медный пояс Северной Родезии : Пер. с англ.— М. : Изд-во иностр. лит., 1963.— 473 с.
 117. Металлогения Украины и Молдавии.— Киев : Наук. думка, 1974.— 512 с.
 118. Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение.— Л. : Наука, 1975.— 137 с.
 119. Муратов М. В. Происхождение материков и океанических впадин.— М. : Наука, 1975.— 203 с.
 120. Нарайянасами С., Знаууддин М., Рамачандра А. Структурный контроль и локализация золотосных залежей в рудном поле Колар, Индия.— Пробл. эндоген. месторождений, 1964, вып. 2, с. 438—488.
 121. Павловский Е. В., Марков М. С. Некоторые общие вопросы геотектоники.— В кн.: Структура докембрия и связь магматизма с тектоникой. М. : Изд-во АН СССР, 1963.
 122. Петров В. П. Магма и генезис магматических пород.— М. : Недра, 1972.— 136 с.
 123. Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы.— М. : Недра, 1981.— 751 с.
 124. Паласенко Н. А. Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии.— Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1966.— 264 с.
 125. Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М. : Мир, 1977, с. 149—169.
 126. Рамдор П. О метаморфизме и вторичной мобилизации.— В кн.: Рудные регенерированные месторождения. М. : Изд-во иностр. лит., 1957, с. 199—211.
 127. Рассел Р., Фаркур Р. Изотопы свинца в геологии.— М. : Изд-во иностр. лит., 1962.— 281 с.
 128. Робертсон Д. С. Базальные протерозойские слои, как древние маркирующие горизонты и их использование при поисках урана.— В кн.: Образование месторождений урана. М. : Мир, 1976, с. 507—527.
 129. Робонен В. И., Рыбаков С. И. Особенности колчеданного рудообразования в нижнем протерозое Карелии.— Геология руд. месторождений, 1975, № 1, с. 23—30.
 130. Ручкин Г. В. Колчеданные и свинцово-цинковые месторождения в докембрийских толщах.— Докл. АН СССР, 1976, 229, № 3, с. 699—701.
 131. Ручкин Г. В. Модель регионального метаморфизма докембрийских колчеданных месторождений.— Геология руд. месторождений, 1981, № 5, с. 19—32.
 132. Ручкин Г. В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия.— М. : Недра, 1984.— 250 с.
 133. Рябчиков И. Д. Термодинамические расчеты направленности метасоматических процессов.— Геология руд. месторождений, 1967, № 6, с. 16—27.

134. *Салон Л. И.* Некоторые геологические аспекты проблемы золотураноносных конгломератов докембрия.— Тр. ВСЕГЕИ. Н. С., 1972, 178, с. 150—174.
135. *Салон Л. И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия.— Л.: Недра, 1973.— 310 с.
136. *Сапрыкин Е. П.* Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование.— М.: Наука, 1980.— 167 с.
137. *Сауков А. А.* Геохимия.— М.: Госгеолгиздат, 1950.
138. *Свириденко В. Т.* Основные черты металлогении протоплатформ континентов.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1973, с. 86—96.
139. *Сидоренко А. В.* Предисловие.— В кн.: Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982, с. 5—6.
140. *Сидоренко А. В., Лянович В. В.* Пара- и ортогранитоиды.— Сов. геология, 1975, № 7, с. 3—16.
141. *Сидоров А. А., Найборodin В. И., Еремич Р. А., Гончаров В. И.* Особенности вертикальной зональности золото-серебряных месторождений Северо-Востока СССР.— Докл. АН СССР, 1973, 209, № 2, с. 440—443.
142. *Скаржинский В. И., Кузнецов Ю. А.* О вероятности генетической связи сурьмяно-ртутного и золото-полиметаллического оруденения Донецкого бассейна.— В кн.: Ртутные месторождения Донбасса. Киев: Наук. думка, 1982.
143. *Смирнов В. И.* Металлогения тектонических зон геосинклиналей.— В кн.: Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965, с. 29—44.
144. *Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 586—647.
145. *Смирнов В. И.* Проблемы геологии и рудных месторождений на Международном геологическом конгрессе в Австралии.— Геология руд. месторождений, 1977, № 2, с. 3—15.
146. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых.— М.: Недра, 1982.— 668 с.
147. *Смирнов В. И.* Эндогенное рудообразование в геологической истории.— Геология руд. месторождений, 1982, № 4.
148. *Смыслов А. А.* Уран и торий в земной коре.— Л.: Недра, 1974.— 231 с.
149. *Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Трипольский А. А.* Тектоническое районирование Украинского щита в свете данных геофизических исследований.— Геол. журн., 1972, 32, вып. 4, с. 3—11.
150. *Спижарский Т. М.* Обзорные тектонические карты СССР.— Л.: Недра, 1973.— 240 с.
151. *Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии / Под ред. В. А. Кузнецова, А. Л. Яншина.*— Новосибирск: Наука, 1979.— 320 с.
152. *Струева О. М.* Петрология вулканогенно-терригенной формации Белозерского железорудного района: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Днепропетровск, 1967.— 21 с.
153. *Стрыгин А. И.* Петрология и рудные формации докембрия Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1978.— 268 с.
154. *Судовиков Н. Г.* Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии.— Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.— 500 с.
155. *Судовиков Н. Г.* Метаморфогенное рудообразование.— Сов. геология, 1965, № 1, с. 105—119.
156. *Таусон Л. В.* Особенности распределения свинца и цинка по минералам каледонских гранитоидов Сусамырского батолита.— Геохимия, 1950, № 1, с. 81—89.
157. *Таусон Л. В., Студеникова З. В.* Закономерности распределения Pb, Zn и Mo в изверженных горных породах.— В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М.: Недра, 1959, с. 64—76.
158. *Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира.— М.: Недра, 1972.— 344 с.
159. *Тейлор Х.* Применение изотопии кислорода и водорода к проблемам гидротермального изменения вмещающих пород и рудообразования.— В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977, с. 213—298.
160. *Тохтуев Г. В.* Поиск критерии железистых кварцитов и богатых железных руд Украинского щита.— Киев, 1973.— 74 с. (Препринт. / ИГФМ АН УССР).
161. *Тугаринов А. И.* Эпохи минералообразования в докембрии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 9, с. 3—26.
162. *Тугаринов А. И.* Геохронология и этапы развития Земли.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Недра, 1975, вып. 4, кн. 1, с. 15—19.
163. *Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* Металлогения докембрия.— В кн.: Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970, с. 395—405.
164. *Турченко С. И.* Закономерности размещения сульфидного оруденения в докембрии на территории СССР.— В кн.: Проблемы металлогении докембрия. Л.: Наука, 1978а, с. 150—159.
165. *Турченко С. И.* Металлогения метаморфогенных сульфидных месторождений Балтийского щита.— Л.: Наука, 1978б.— 120 с.
166. *Турченко С. И.* Сульфидно-никелевое рудообразование в метаморфических поясах.— В кн.: Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981, с. 85—93.
167. *Турченко С. И., Ефимов М. М.* Особенности сульфидного оруденения Кандакшско-Колвицкой структурной зоны в связи с металлогеническим прогнозом для Русской плиты.— В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Наука, 1976, т. 2, с. 207—210.
168. *Тяпкин К. Ф., Кивелюк Т. Т.* Об одной закономерности пространственного размещения железистых пород в Среднем Приднпровье.— Докл. АН УССР, Сер. Б, 1978, № 6, с. 506—509.
169. *Усенко И. С. и др.* Классификация геологических формаций Украинского щита.— Геол. журн., 1974, 34, вып. 1, с. 3—15.

170. Фашии метаморфизма / Под науч. ред. В. С. Соболева.— М. : Недра, 1970.— 432 с.
171. Ферсман А. Е. Геохимия.— Л. : Госхимиздат, 1939.— Т. 5.— 342 с.
172. Флюидный режим метаморфизма / Под ред. Ф. А. Летникова, Ю. В. Комарова.— Новосибирск : Наука, 1980.— 191 с.
173. Фоменко В. Ю., Коржнев М. Н. Основные признаки происхождения железистых кварцитов тараташского комплекса Южного Урала.— Киев, 1984.— 33 с.— (Препринт. / ИГФМ АН УССР).
174. Хант Дж. Геохимия и геология нефти и газа.— М. : Мир, 1982.— 703 с.
175. Хейрих Э. У. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья.— М. : Изд-во иностр. лит., 1962.— 605 с.
176. Холоднинское месторождение — представитель докембрийских колчеданно-полиметаллических месторождений / Г. В. Ручкин, В. П. Бушуев, В. А. Варламов и др.— Геология руд. месторождений, 1975, № 5, с. 3—17.
177. Хорева Б. Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия.— М. : Недра, 1963.— 207 с.
178. Дифференциальность и направленность метаморфических процессов / В. А. Глебовичский, Г. М. Другова, Н. И. Москвиченко и др.— Л. : Наука, 1978.— 285 с.
179. Черноский М. И. Основные принципы выделения структур рудных полей и месторождений железистых кварцитов.— В кн.: Структуры рудных полей и месторождений железистых кварцитов и богатых железных руд Украинского щита и Воронежского массива. Препринт ИГФМ АН УССР, Киев, 1983, с. 5—7.
180. Шелегова В. И., Черноский М. И. Структурный контроль оруденения в связи с перспективами рудоносности рудника им. XX партсъезда на глубину.— В кн.: Перспективы развития богатых железных руд Криворожского бассейна на глубину. Киев : Наук. думка, 1975, с. 77—79.
181. Шер С. Д. Металлогения золота.— М. : Недра, 1974.— 255 с.
182. Шнюков Е. Ф. Минералогия Попельнястовского железорудного месторождения : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук.— Киев, 1958.— 48 с.
183. Шеглов А. Д. Металлогения срединных массивов.— Л. : Недра, 1971.— 148 с.
184. Шеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М. : Недра, 1980.— 431 с.
185. Щербина В. В. К геологии сульфидной серы: взаимосвязь сульфидов и окислов.— Геохимия, 1969, № 5, с. 536—540.
186. Щербина В. В. К кристаллохимии сульфидов.— Там же, 1972, № 9, с. 1035—1040.
187. Янишин А. Л. Проблема срединных массивов.— Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол., 1965, 11, № 5, с. 8—39.
188. Янишин А. Л., Боголепов К. В., Лавров Н. П. и др. Строение и эволюция земной коры Сибири на основе поэтажного тектонического районирования.— МГК, 27 сесс. : Докл. сов. геологов. М., 1984, т. 7.
189. Ярошук М. А. Железорудные формации Белоцерковско-Одесской металлогенической зоны.— Киев : Наук. думка, 1983.— 224 с.
190. Ярошук М. А., Иванова В. Г. Изотопный состав свинца пород карбонатно-метабазитовой железисто-кремнистой формации Белоцерковско-Одесской зоны Украинского щита.— Геол. журн., 1985.
191. Arnold R. G. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325 to 743 °C.— Econ. Geol., 1962, 57, N 11, p. 72—91.
192. Banerji A. K. On the genesis of copper sulphide, apatite-magnetite and uraniumiferous mineral veins along part of the Singhbhum Shear Zone, Bihar, India. Report of the 26th Session, India, 1964, p. 61—62.
193. Bhole K. L. Uranium deposits in Singhbhum for use in the nuclear power programme in India.— Indian Nat. Sci. Acad. A, 1971, 37, N 4, p. 227—296.
194. Beck L. S. Uranium deposits of the Athabasca region, Saskatchewan.— Department of min. res., Geol. Sci., Branch Prec. Geol. Div. Rep. 126, 1969.— 139 p.
195. Clark F. W. Data on geochemistry.— Bull. US Geol. Surv., 1924, N 770.
196. Dickey P. A. Increasing concentration of subsurface brines with depth.— Chem. Geol., 1969, 4, p. 361—370.
197. Escola P. The mineral facies of rocks.— Norsk. geol. tidsskr., 1926, 6, N 1/2.
198. Gavelin S. Sulphide mineralization in the Skelefte district, Northern Sweden and its relation to regional granitization.— Econ. Geol., 1955, 50, N 8.
199. Gronvold F., Haraldsen H. On the phase relations of synthetic and natural pyrrhotites (Fe_{1-x}S).— Acta chem. scand., 1952, 6, p. 1452—1469.
200. Hutchinson R. W., Ridler R. H., Suffer G. G. Metallogenic relationships in the Albitite belt, Canada: a model for Archean metallogeny.— Ca. Inst. Metall., Trans., 1971, 74, p. 106—115.
201. Kahma A. The main metallogenic features of Finland.— Bull. Geol., Surv. Finl., 1973, N 265, p. 1—36.
202. Kullerud G. The Fe — Ni — S system.— Ann. Rep. Dir. Geoph. Lab. Carneg. Inst., Year Book 62, 1963, p. 175—186.
203. Kullerud G., Yoder H. The Fe — S system: stability relations of pyrite.— Ann. Rep. Dir. Geoph. Lab. Carneg. Inst., 1956—1957, 1957, p. 187—191.
204. Laing W. P., Marjoribanus R. W., Rutland R. W. R. Structure of the Broken-Hill mine area, its significance for the genesis of the ore bodies.— Econ. Geol., 1978, 73, N 6, p. 259—264.
205. Marmo V. On the origin of ores.— Nues Jahrb. Miner., 1960a, 4, p. 34.
206. Marmo V. On the possible genetical relationships between sulphide schists and ores.— In: Intern. Geol. Congr., 1960b, pt. 16.
207. Mason B. Principles of Geochemistry, 1966.— 329 p.
208. Myashiro A. Evolution of metamorphic

- belts.— *J. Petrol.*, 1961, 2, N 3, p. 277—311.
209. *Ray Supriya* Genesis of the manganese ore deposits of Madhya Pradesh and Maharashtra.— *India Report of the 22 Sess.*, New Delhi, 1964.— 44 p.
210. *Ridge John D.* Geologia strefy miedzionosnej w Zambii (Zambian Copper Belt).— *Spraw. pol komis. nauk.*, 1970, 14, N 2, s. 660—663.
211. *Scott S. D.* Experimental calibration of the sphalerite geobarometr.— *Econ. Geol.*, 1973, 68, p. 466—474.
212. *Show D. M.* Interpretation geochemique des elements en traces dans les roches cristallines.— Paris, 1964.— 237 p.
213. *Taylor S. R.* Abundance of chemical elements in continental crust: new tables.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1964, 28, N 8, p. 1273—1285.
214. *Taylor L. A.*, *Kullerud G.* Mineral assemblages in the Cu — Fe — S — O system.— *Ann. Rep. Dir. Geoph. Lab. Carnegie Inst.*, Year Book 69, 1971, p. 315—318.
215. *Taylor L. A.*, *Kullerud G.* Pyrite-Magnetite stability relations.— *Ann. Rep. Dir. Geoph. Lab. Carnegie Inst. Year Book 70*, 1971.— 291 p.
216. *Venkateraman K.*, *Shastry S.*, *Srinivasar M. N.* Jaduguda-certain observations regarding uranium and base metal mineralization.— *Proc. Ind. Nat. Sci. Acad. A*, 1971, 37, N 2, p. 131—144.
217. *Voet H. W.*, *Treemanh P. W.* Copper orebodies in the basal Lower Roan metasediments in Chingola Open Pit are, Zambian Copper Belt.— *Geol. en mijnbouw*, 1972, 51, N 3, p. 299—308.
218. *Wedepohl K. H.* Geochemie.— *Sammulung Goschen*, 1967, b. 1224.— 221 p.
219. *Yund R. A.*, *Kullerud G.* Thermal stability of assemblages in the Cu — Fe — S system.— *J. Petrol.*, 1966, 7, N 3, p. 454—488.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (<i>Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк</i>)	5
ГЛАВА I	
Особенности геологического развития щитов (<i>Я. Н. Белевцев</i>)	
I.1. Эволюция геологических процессов в докембрии	6
I.2. Геологическое развитие щитов	8
ГЛАВА II	
Особенности металлогении докембрия (<i>Я. Н. Белевцев</i>)	
II.1. Металлогенические эпохи	20
II.2. Главнейшие провинции метаморфогенных месторождений	25
ГЛАВА III	
Геоструктурная позиция метаморфогенных месторождений (<i>Е. А. Кулиш</i>)	
III.1. Щиты и фундаменты платформ	34
III.2. Интракратонные и перикратонные зоны	37
III.3. Чехлы платформ	42
III.4. Зоны глубинных межкратонных и интракратонных разломов и тектоно-магматической активизации	43
ГЛАВА IV	
Закономерности размещения метаморфогенных месторождений в докембрии (<i>Я. Н. Белевцев, В. А. Буряк</i>)	
ГЛАВА V	
Структурные условия образования и закономерности размещения метаморфогенных месторождений (<i>Я. Н. Белевцев, Н. П. Гречишников, О. А. Крамар</i>)	
V.1. Структурные условия размещения ультраметаморфических месторождений	52
V.2. Структурные условия размещения метаморфических месторождений	55
V.3. Структурные условия размещения метаморфизованных месторождений	61
V.3. Структурные условия размещения метаморфизованных месторождений	64
ГЛАВА VI	
Роль гранито-гнейсовых куполов в размещении метаморфогенных месторождений (<i>В. А. Буряк</i>)	
VI.1. Типоморфные особенности метаморфических гранито-гнейсовых поясов и куполов, определяющие характер метаморфогенного оруденения	69
VI.2. Зависимость оруденения от интенсивности развития процессов метаморфизма и гранитизации	82
VI.3. Эволюционная направленность в развитии метаморфических поясов и куполов и связанного с ними метаморфогенного оруденения	86
ГЛАВА VII	
Роль стабильных изотопов в понимании закономерностей образования и размещения метаморфогенных месторождений (<i>Ф. И. Жуков, Я. Н. Белевцев</i>)	
VII.1. Закономерности образования метаморфизованных месторождений	88

VII.2. Закономерности образования метаморфических месторождений различных металлов	92
VII.3. Закономерности образования ультраметаморфических месторождений	101

ГЛАВА VIII

Условия образования, закономерности размещения и критерии поисков железорудных месторождений (Я. Н. Белевцев, Ю. М. Епатко, Ю. С. Лебедев)

VIII.1. Условия образования	104
VIII.2. Закономерности размещения	108
VIII.3. Критерии прогнозирования и поисков железных руд	115

ГЛАВА IX

Закономерности размещения и поисковые критерии метаморфогенных медно-никелевых месторождений (С. И. Турченко)

IX.1. Условия образования медно-никелевых месторождений	124
IX.2. Условия размещения и поисковые критерии медно-никелевых месторождений	133

ГЛАВА X

Закономерности размещения и критерии поисков месторождений золота (В. А. Буряк)

X.1. Типы и особенности размещения месторождений золота	137
X.2. Критерии поисков месторождений золота	144

ГЛАВА XI

Закономерности размещения свинцово-цинковых месторождений (В. А. Буряк)

158

ГЛАВА XII

Особенности образования и закономерности размещения месторождений урана (Я. Н. Белевцев, В. Б. Коваль, Б. Г. Баташов)

XII.1. Особенности образования метаморфогенных месторождений урана	164
XII.2. Закономерности размещения метаморфогенных месторождений урана	169
Заключение	173
Послесловие	176
Список литературы	179

Яков Николаевич Белевцев, Владимир Афанасьевич Буряк,
Евгений Алексеевич Кулиш, Станислав Иванович Турченко,
Николай Петрович Гречишников, Фридрих Иванович Жуков,
Юрий Михайлович Епатко, Вадим Борисович Коваль,
Юрий Сергеевич Лебедев, Борис Герасимович Баташов,
Олег Александрович Крамар

**МЕТАМОРФОГЕННОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ
В ДОКЕМБРИИ
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ
И ПОИСКОВЫЕ КРИТЕРИИ
МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

*Утверждено к печати ученым советом
Отделения металлогении
Института геохимии и физики минералов АН УССР*

Редактор
Л. К. МЕДНИКОВА
Художественный редактор
Р. И. КАЛЫШ
Технический редактор
В. А. КРАСНОВА
Корректоры
Т. В. ПАНТЕЛЕЙМОНОВА,
С. Е. НОТКИНА

ИБ 7417

Сдано в набор 03.09.85. Подп. в печ. 21.01.86. БФ 01534. Формат 70×108/16. Бум.
тип. № 1. Обычн. новая гарн. Выс. печ. Усл. печ. л. 16,45. Усл. кр.-отт. 16,45.
Уч.-изд. л. 18,16. Тираж 1000 экз. Заказ № 5—2482. Цена 3 р.

Издательство «Наукова думка». 252601 Киев 4, ул. Репина, 3.

Отпечатано с матриц Головного предприятия республиканского производственного объединения «Полиграфкнига», 252057, Киев, ул. Довженко, 3 в Нестеровской городской типографии. 292310, Нестеров, Львовской обл., ул. Горького, 8.
Зак. 1883.

4745

СВЯТАГО АПОСТОЛА ПАВЛА