



М.М. Бакенов

ОСНОВЫ РУДНО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН
Казахский национальный технический университет
имени К.И. Сатпаева**

М.М. Бакенов

ОСНОВЫ РУДНО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

**Рекомендовано научно-методическим советом университета
в качестве учебного пособия**

Алматы 2011

УДК 553.3/4:378(075.8)
ББК 26.341.я73

Бакенов М.М. Основы рудно-формационного анализа. Учеб. пособие. – Алматы: КазНТУ им. К.И. Сатпаева, 2011, – 107 с. Табл. 3. Библ. описание 93.

ISBN 978-601-228-291-7

В учебном пособии всесторонне охарактеризованы основные понятия о рудных формациях и современные представления о принципах их систематики. Автором рудно-формационный анализ рассматривается как метод, на основе которого можно реконструировать условия образования оруденения в земной коре и прогнозировать их месторождения. При этом основное внимание уделяется последовательности образования рудных формаций, генетическим соотношениям рудных формаций, принципам построения их геолого-генетических моделей, а также зональности оруденения и ее значению для крупномасштабных металлогенических исследований.

Даются краткие описания основных рудных формаций месторождений полезных ископаемых и как пример, приводятся сравнительно хорошо изученные модели молибденово-медных и медно-никелевых месторождений.

По своему содержанию это учебное пособие является новым разделом курсов «Металлогения» и «Геология полезных ископаемых» и наглядным материалом для студентов и магистрантов специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых» и лиц, занимающихся изучением, прогнозированием и разведкой месторождений полезных ископаемых.

УДК 553.3/4:378(075.8)
ББК 26.341.я73

Рецензент: Байбатша А.Б. – д-р геол.-минер. наук, проф.

Печатается по плану издания научно-методического совета Университета на 2011 г

ISBN 978-601-228-291-7

© М.М Бакенов, 2011
© КазНТУ, 2011

***Посвящается светлой памяти академика
Каныш Имантаевича Сатпаева,
основателю металлогенической
школы Казахстана***

Предисловие

Индустриально-инновационное развитие страны и потребности рынка в минеральном сырье, особенно в крупномасштабных и новых типах месторождений, предъявляют особые требования к качеству подготовки инженеров геологической специальности. Современные специалисты должны владеть передовыми приемами прогнозирования, поисков, разведки и оценки месторождений минерального сырья, иметь знания в области металлогений, в частности, теоретической ее основы – рудно-формационного анализа.

Развитие теории рудообразования возможно лишь при детальном изучении поведения рудных тел с глубиной и наблюдении за сменой минеральных ассоциаций, зональностью оруденения и околорудно-измененных пород.

Особое внимание для металлогении представляет закономерность –многоэтапность проявления рудных зон от докембрия до современного. На основе этой научной идеи развился принцип унаследованности оруденения, устанавливающий длительность и пульсационность минерализации.

Кроме того, возможно возникновение сходных и даже однотипных минеральных образований при различных геологических процессах по различным генетическим схемам. Поэтому на этапе изучения различных месторождений и рудных формаций необходимо учитывать их конвергентность, выделить формационные типы, разрабатывать для них критерии прогноза.

Таким образом, металлогенические исследования должны осуществляться на основе объективного и всестороннего обобщения всех имеющихся геологических материалов, в частности достижений рудно-формационного анализа.

ПОНЯТИЕ О РУДНЫХ ФОРМАЦИЯХ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ПРИНЦИПАХ ИХ СИСТЕМАТИКИ

В настоящее время общепризнано, что одна из важнейших задач металлогенического анализа – это систематизация минеральных месторождений на формационной основе. Рудно-формационный анализ – это метод, который опирается на изучение закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в земной коре и позволяет на научной основе реконструировать условия их образования и прогнозировать месторождения. Анализ формаций и формационный анализ являются составными частями учения о рудных формациях. В основе формационного анализа лежит выделение геологических формаций, т. е. по вещественному составу пород. По этому признаку литологические (собственно геологические) формации подразделяются на осадочные и вулканогенно-осадочные. Для понимания смысла термина "геологическая формация" условно можно разделить их на три группы: 1) парагенетическое понимание; 2) стратиграфическое; 3) генетическое.

Основоположителем парагенетического понимания смысла термина "геологическая формация" является, академик Н.С. Шатский. В его определении «геологическими формациями» называются естественные комплексы (сообщества, ассоциации) горных пород, составляющие члены которых (слои, пачки пород, свиты, отложения) парагенетически связаны друг с другом как в латеральных направлениях, так и в вертикальной стратиграфической последовательности". Представления Н.С. Шатского о геологических формациях как о парагенетической ассоциации горных пород последовательно развивал другой ученый – Н.Л. Херасков. "Формацией, – он называет – естественные ассоциации горных пород и связанных с ними минеральных образований, отдельные члены которых (породы, слои, толщи и т. д.) в результате парагенетических отношений тесно связаны друг с другом, как в пространственном, так и в возрастном отношении».

Понимание геологических формаций как парагенетически связанных сообществ горных пород, в дальнейшем развивалось

многими учеными (Ю.А. Косыгин, А.В. Пейве, В.М. Келлер, Ю.А. Кузнецов, В.М. Цейслер, В.И. Драгунов и др).

Стратиграфическое направление учения о формациях развивалось главным образом М.А. Усовым и его учениками. М.А. Усов так сформировал понятие «формация»: «конкретные стратиграфические единицы непрерывных отложений, которые отделены друг от друга перерывами, являются формациями горных пород».

Генетическое понимание смысла термина «геологическая формация» свойственно в основном тектонистам. Если учесть, что слово «генезис» переводится на русский язык как «происхождение», то сторонники этой точки зрения ведущее место в образовании конкретной геологической формации придают сходству или даже тождеству геотектонической обстановки, при которой образовались все составные части выделяемый геологической формации. Наиболее известными представителями этой группы ученых являются В.В. Белоусов и В.Е. Хаин. В частности, В.Е. Хайным предложено следующее определение понятия «геологическая формация: «геологическая формация – это закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры». Достоинство данного определения заключается в понимании природы формации как сообщества горных пород, образующихся только в определенных геотектонических условиях. Оно показывает, что нельзя объединять в геологическую формацию любые сонахождения разных типов горных пород, поскольку эти типы пород, прежде всего, должны образоваться между собой в момент первоначального формирования, а не впоследствии в результате тектонического совмещения составных частей разных формаций. В.Е. Хаин считает, что «именно тектонический режим являются показателями определенных тектонических режимов и в этом их значение для геотектоники». Следовательно, выделение геологических формаций не является самоцелью, они в первую очередь должны дать исследовате-

лю конкретные факты условий их первоначального образования и способствовать тем самым восстановлению основных этапов геотектонического развития изучаемой структуры в целом.

Генетическое понимание смысла термина «геологическая формация» поддерживается и развивается также такими учеными, как В.И. Попов, Н.В. Вассоевич, Н.М. Страхов, Л.Б. Рухин, И.Д. Соболев, Д.С. Штейнберг и др.

Таким образом, все приведенные выше определения понятия «геологическая формация» в той или иной мере имеют право на жизнь: геологические формации можно рассматривать как парагенетические ассоциации горных пород, если установлено, что каждый член этой ассоциации не только характеризуется сходством состава и строения, но и структурной общностью всех слагающих формацию разновидностей пород.

В геологическую формацию можно объединять отдельные стратиграфические подразделения (свиты или же их совокупности – несколько свит или серии), если установлено, что составные части этих свит и серий образовались непрерывно при одинаковой геотектонической обстановке. При этом важно отметить, что в ряде случаев понятие «геологическая формация» может соответствовать понятию «структурный этаж» или «структурный ярус», поскольку то и другое, в сущности, представляет собой разнородное по составу, однородное по строению единое тело, ограниченное сверху и снизу поверхностями угловых несогласий.

И, наконец, геологическая формация может и должна рассматриваться в качестве совокупности генетических типов отложений. Более того, одной из важнейших задач изучения геологических формаций является именно выяснение их генезиса, т. е. тех геотектонических условий, при которых данная формация образовалась.

Следует различать понятие о рудоносных формациях (осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических, метасоматических (метаморфических)) или рудоносности геологических формаций от понятия «рудная формация». Нельзя отождествлять эти разные представления.

Рудные формации – это составная часть геологических формаций, число рудных формаций, связанных с определенными геологическими формациями постепенно возрастает, начиная от осадочных формаций (нет или одна), и увеличивается к магматическим и метаморфическим формациям, с которыми часто связаны несколько рудных формаций. Поэтому нельзя провести равенство между геологическими и рудными формациями, как это допускают В.С. Кормилицин, П.А. Строна (1971) и др.

Важность выделения рудных формаций при прогнозно-металлогенических работах подчеркивал еще С.С. Смирнов. В 1946 г. он писал: «Совершенно бесспорно наличие закономерностей, имеющих всеобщее значение». К сожалению, вопрос о критериях, могущих быть положенными в основу систематики формаций эндогенных месторождений, пока еще остается дискуссионным. В учении о рудных формациях еще недостаточно определилось само понятие о рудной формации.

Первые попытки выделения формаций руд по более или менее устойчивым признакам – постоянным сонахождениям минералов, значение которых установлено В.М. Севергиным (1798, 809), А. Брейтгауптом (1849), предприняты Р. Штельцнером-Беком (1901). Сам термин «формация» впервые употреблял голландский исследователь Г. Фоксель в 1762 г., понимая под формацией толщу пород, представляющую собой достаточно крупную стратиграфическую единицу.

Необходимо отметить, что формации рудных месторождений впервые систематизированы Ф.Ю. Левинсон-Лессингом в 1911 г., в дальнейшем с некоторыми изменениями К.И. Богдановичем (1912), В.А. Обручевым (1928) и М.А. Усовым. П. Ниггли (1933) считал рудные формации аналогами петрографических формаций.

Понятие о рудной формации получило дальнейшее развитие в работах С.С. Смирнова (1937), Ю.А. Билибина (1955), К.И. Сатпаева (1957), Ф.Н. Шахова (1966), Е.А. Радкевич (1956), Н.В. Петровский (1960, 1967, 1968), В.А. Кузнецова (1966), Р.М. Константинова (1966), Е.Е. Захарова (1953, 1965), И.Г. Магакьяна (1969), Д.В. Рундквиста (1969) и др.

К сожалению, в понятие «рудная формация» различные исследователи все еще вкладывают разный смысл, что затрудняет идентификации представления о рудной формации. Ныне существуют два направления в трактовке понятия «рудная формация». Одни исследователи называют рудной формацией ассоциацию минералов или минеральных парагенезисов, повторяющихся на различных месторождениях, другие – связывают эти минеральные ассоциации с геологическими условиями их образования. Разногласия между этими представлениями сводятся к тому, следует ли при выделении рудных формаций учитывать условия образования месторождений, т. е. генетические их особенности. Так, например, С.С. Смирнов (1946, 1947) считал, что рудная формация представляет собой группу эндогенных рудных образований, объединяемых общностью минерального состава, генетических особенностей, геологических условий проявления и сходным экономическим значением (масштаб и качество руд). При определении рудной формации Ю.А. Билибин также подчеркивал общность минеральных ассоциаций, определяющих промышленную ценность месторождений, сходность тектономагматических и физико-химических условий формирования.

А.Г. Бетехтин считал, что при систематике месторождений и выделении формаций (или семейств) «должны приниматься во внимание, прежде всего, типические ассоциации важнейших рудообразующих минералов, причем важность этих минералов следует определять не доминирующей их ролью, а практической ценностью металлов, содержащихся в них. Именно по этому признаку часто даются названия типов и семейств руд...». Например, формация медно-никелевых месторождений, связанных с траппами платформенного чехла.

Соотношения генетических и формационных классификаций также понимаются по-разному. Некоторые геологи (А.И. Семенов, Г.С. Лобазин и др.) рудные формации ошибочно, с нашей точки зрения, отождествляют с генетическими типами, выделяя их как крупные рудные или минеральные комплексы [43].

Генетический тип – понятие более широкое, чем формация. Один генетический тип может включать месторождения раз-

личных формаций, которые являются частью генетического типа. Следовательно, обе классификации: формационная и генетическая имеют право на самостоятельное существование. В качестве примера можно привести известные колчеданные месторождения, в которых часть руд образована эксгальационно-осадочным путем, а другая часть – гидротермальным. Такие серии месторождений нельзя относить к различным рудным формациям, так же нельзя выделять несколько рудных формаций в одном месторождении, за исключением пространственного совмещения разновозрастных и разнотипных образований. Поэтому нельзя забывать, что в понятие "рудная формация" вкладывается представление не только о минеральном составе, но и о геологических особенностях групп однотипных месторождений.

Отдельные исследователи (М.Г. Кормилицын, 1968) рудной формацией называют более обширную серию месторождений, объединяемых предполагаемой генетической связью с определенным магматическим комплексом. Другие (А. Кен и Н. Грузы, 1966) выделяют в качестве рудных формаций группы совершенно разнородных месторождений различных генетических типов и разного минерального состава.

Что касается отношения между формацией и рудным комплексом, то следует привести удачное определение В.А. Кузнецова (1966), согласно которому под рудным комплексом понимается серия эндогенных рудных формаций, образующихся более или менее одновременно в пределах одного конкретного района и связанных с одним интрузивным или магматическим комплексом. Как видно, по объему понятие о рудном комплексе соответствует понятию о магматическом комплексе.

Магматический комплекс определяет совокупность структурно-территориально-сопряженных, близких по возрасту магматических пород с общими чертами вещественного состава, которые обусловлены общностью происхождения из единого магматического очага в процессе развития определенного этапа тектогенеза.

В свою очередь, магматический комплекс является конкретным (в пределах данного района) представителем формации

магматических пород, которая, как справедливо отмечает В.А. Кузнецов, может сопровождаться одной или несколькими рудными формациями. Причем одна конкретная магматическая формация¹ сопровождается в ряде случаев несколькими метасоматическими и рудными формациями. Например, с трапповой формацией Сибирской платформы связаны магматическая формация сульфидных медно-никелевых месторождений, скарновая магнетитовая, свинцово-цинковая гидротермальная формация, формация исландского шпата.

В свою очередь, рудный комплекс может состоять из одной или нескольких рудных формаций. Некоторые исследователи совокупность формаций, связанных с определенной формацией магматических, метаморфических или осадочных пород и обладающих определенными чертами сходства, объединяют термином "комплекс рудных формаций" [16].

Другие под группой рудных формаций подразумевают совокупность рудных формаций, характерных для структурно-формационных зон определенного типа и связанных с несколькими формациями горных пород. Эта схема с некоторым уточнением принята автором при классификации золоторудных образований Казахстана. Предлагаются следующие группы рудных формаций: связанные с магматическими формациями ранних (собственно геосинклинальных) стадий развития складчатых областей, группа рудных формаций средних стадий развития геосинклинальных областей (инверсии), группы рудных формаций, отвечающих орогенному этапу и тектономагматической активизации консолидированных областей.

Нередко понятие «формация» неоправданно сужается до понятия «минеральный тип» или «минеральная ассоциация», что приводит к выделению множества формаций, отличающихся одна от другой сравнительно незначительными вариациями

¹ магматическая формация – понятие, отражающее главные, наиболее устойчивые особенности многих конкретных магматических комплексов, вещественно близких и характеризующихся сходной обстановкой образования

циями минерального состава. Наряду с тенденцией расширять объем понятия о рудной формации у некоторых исследователей существует обратная тенденция к выделению большого количества рудных формаций. Эта тенденция, как отмечает В.А. Кузнецов (1988) проявилась в работах по металлогении Узбекистана [39], Казахстана и в некоторых докладах на Всесоюзном металлогеническом совещании в г. Фрунзе (1968).

Слишком дробное выделение многих рудных формаций на основе второстепенных факторов, как влияние вмещающей среды, характера рудоконтролирующих структур, элементов зональности и других, предопределяющих колебания минерального состава, может привести к тому, что формационный принцип анализа потеряет свой глубокий генетический смысл. Тем более, рудные формации являются основным элементом классификации месторождений. «Речь должна идти о формациях месторождений промышленных руд, а не минеральных ассоциаций, которых можно выделить множество» [34].

В.А. Кузнецов (1972) под рудной формацией понимает группу месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, принадлежащих к одному генетическому типу и образовавшихся в близких геологических условиях. При этом отнесение месторождения к тому или иному генетическому типу вовсе не предопределяет до конца его генезис. Например, принадлежность месторождений к колчеданному типу, тем более существует несколько взглядов на их генезис.

В.А. Кузнецов показал место рудных формаций среди других геологических формаций и наметил генетические или парагенетические ряды эндогенных рудных формаций, связанных с одной магматической формацией или магматическим комплексом.

Рудными формациями называют иногда слишком крупные генетические категории месторождений: пегматитовую, грейзеновую, скарновую и др., тем самым, в сущности, само понятие рудная формация сливается с понятием о генетических типах (группах) месторождений. В.И. Смирнов (1964) предлага-

ет назвать их генетическими группами или классами месторождений, подразделяя на ряд рудных формаций.

Большинство исследователей к рудным формациям относят группы месторождений, характеризующихся сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями и сформировавшихся в близких геологических условиях независимо от времени образования.

К сожалению, единого взгляда на принципы выделения рудных формаций, как и на систематику гидротермальных месторождений вообще, до сих пор нет. Классификация их по температурному признаку (М.П. Татаринов и И.Г. Магакьян) уже давно и серьезно критикуется (С. Смирнов, 1946; В. Смирнов, 1964, и др.). По образному выражению В.И. Смирнова, «объединение месторождений по температуре их образования так же не способно раскрывать их генезис, как и группировка больных по температуре не в состоянии расчленить их по характеру заболевания». Формирование гидротермальных месторождений в широком диапазоне температур делает практически невозможным определение типа оруденения по температуре процесса.

В связи с тем, что причиной такого широкого диапазона температур является стадийное развитие рудного процесса, некоторые исследователи (Е.А. Радкевич, 1966 и др.) предлагают учитывать температуру главного этапа или стадии рудообразования, в частности состав нерудных минералов, наличие или отсутствие воды в составе алюмосиликатов и силикатов. Однако целесообразность этого не бесспорна.

В классификациях, построенных по структурно-тектоническому принципу (Е.А. Радкевич, 1956, 1966; Л.И. Красный, 1961; С.С. Смирнов, 1962; Н.А. Фогельман и Н.И. Бородаевская, 1967), рудные формации рассматриваются в зависимости от типов рудоносных территорий.

Многие исследователи (С.В. Смирнов, 1962; Е.А. Радкевич, 1966; Ч.Н. Иванов, 1966) отмечали, что сходные рудные формации могут повторяться, как и геологические формации (конвергентные) в различных геологических условиях. Например, колчеданная формация возникает как продукт вулканизма началь-

ного этапа развития геосинклиналей («уральский» тип) и как продукт вулканизма более позднего по отношению к восходящим движениям геосинклинального ложа (Блява, Рудный Алтай). Следовательно, конвергентность рудных формаций создает определенные трудности при их идентификации.

Рудным формациям уделял большое внимание Ю.А. Билибин (1955), принимавший за основу классификации направленное изменение состава минеральных образований в истории развития земной коры. Он отмечал определенную роль геотектонических факторов в формировании рудных комплексов, закономерно изменявшихся в процессе тектоно-магматического развития золотоносных провинций. Однако такая эволюция рудного процесса в складчатых областях моноциклического развития резко осложнена, и признаки ее становятся не наблюдаемыми в полициклических областях и на активизированных древних территориях, характеризующихся сложным сочетанием разновременных рудных формаций.

Разнообразие геологической обстановки формирования рудных формаций в связи с тектоно-магматическим развитием рудных провинций показано Н.А. Фогельман и М.Б. Бородаевской (1967) на примере золоторудных месторождений.

Значение минерального и химического состава руд и парагенезисов в них оценивается по-разному. Ф.Н. Шахов (1966) выделял формации метасоматических месторождений по характеру измененных пород (формация скарновых руд, грейзенов, кварцитов и т. д.), а формации жильных месторождений – по ассоциациям рудогенных элементов. Однако соответствия в смысле размерности нет между геологическими и метасоматическими или рудными формациями. Для их выделения используются различные признаки.

Метасоматическая формация по объему не соответствует рудной формации и является категорией более крупного масштаба. Среди метасоматитов выделяются скарны, грейзены, альбититы, вторичные кварциты, березиты, листвениты, пропилиты и т. п. Соотношение между метасоматическими и рудными формациями хорошо показано в работе В.Н. Котляра (1970), где

одной формации метасоматитов может соответствовать несколько рудных формаций.

Например, березитово-лиственитовая формация состоит из золото-сульфидной, полиметаллической, медно-молибденовой и т. п.

Н.В. Петровская (1955) показала существование устойчивых разностадийных минеральных ассоциаций в золоторудных месторождениях и предложила выделять рудные формации по их закономерно различающимся соотношениям. По ее заключению, общей тенденцией формирования золотоносных руд является отложение основной массы кварца в «голове» процесса (ранняя стадия) и возрастание роли сульфидов к его концу. Подчеркивается также, что количественное соотношение ранних (существенно кварцевых) и поздних (сульфидных) ассоциаций в основном постоянно для больших групп месторождений, образовавшихся в сходных геологических условиях, и различно для месторождений, сформировавшихся в различных условиях, зависящих главным образом от глубины. Принятые положения позволили Н.В. Петровской выделить несколько формаций: малосульфидных руд (относительно больших глубин), умеренно сульфидных (средних глубин), убогосульфидных (близповерхностную) золото-сульфидно-кварцевых руд.

К особой группе отнесены существенно сульфидные золотосодержащие медноколчеданные и свинцово-цинковые руды, образованные на малых и средних глубинах. Схема деления месторождений золота по объективным признакам – количественным соотношениям ранних и поздних парагенетических минеральных ассоциаций – имеет преимущество перед многими классификационными схемами, однако, применение ее в начальной стадии поисково-разведочных работ затруднено. Поскольку, как отмечает сама Н.В. Петровская (1960), «рассматриваемые соотношения должны выявляться лишь на достаточно больших материалах наблюдений, проведенных в различных частях месторождений, и характеризовать типичные средние показатели состава руд».

Р.М. Константинов (1965, 1972) отмечает существование зависимости между устойчивыми минеральными ассоциация-

ми и геологическими особенностями формации, необходимость использования количественных соотношений некоторых (переходных) минералов для определения формационной принадлежности месторождения. По этим признакам он различает горизонтальные и вертикальные ряды рудных формаций.

С учетом закономерных различий соотношений рудных (сульфидов) и нерудных (кварца) минералов построил свою квалификационную схему И.С. Рожков (1968), выделивший золото-сульфидную, золото-кварц-сульфидную и золото-кварцевую формации. Кроме них в схему включены золото-медная и золото-серебряная формации, что нарушает единство классификационного критерия. По А.Д. Щеглову (1980) в одну рудную формацию могут попасть разные по генезису минеральные образования, представляющие собой составные части единого рудного процесса. Более сложна классификация, составленная Д.А. Тимофеевским (1971), по соотношению рудообразующих минералов. Он относит к устойчивым ассоциациям также силикаты скарнов, карбонаты, сульфаты (барит), турмалин, альбит и адуляр. При этом им не учитывается, что турмалин, альбит, ортоклаз и, по крайней мере, часть карбонатов в большинстве золоторудных месторождений являются членами не устойчивых, а «изменчивых» минеральных ассоциаций, состав которых зависит от состава рудовмещающих пород [49, 25]. Нельзя также согласиться с тем, что части одного месторождения, как полагает Д.А. Тимофеевский, могут быть представлены разными рудными формациями. Например, в рассматриваемой схеме месторождения Майкаин "С" считается представителем золото-сульфидной формации, тогда как другие месторождения Майкаина ("А", "Б", "Е") отнесены к колчеданной формации.

Д.А. Тимофеевский признает целесообразность предложенной Н.В.Петровской классификации золоторудных месторождений по признаку количественной роли сульфидов. Вместе с тем он указывает на то, что эта роль во многих случаях не зависит от глубины рудообразования. Как пример он приводит Кочкарское глубинное месторождение и Дарасунское, относи-

мое к малоглубинным, которые необычно богаты сульфидами. Он указывает также на наличие весьма бедных сульфидами кварцевых жил, развитых не только в глубинных и близповерхностных, но и в среднеглубинных месторождениях (Ушумунское и другие в Восточном Забайкалье, месторождения восточного склона Кузнецкого Алатау, Салаирского кряжа и др.). Эти данные заслуживают внимания.

Остановимся на значении глубины при образовании месторождений. Особая ее роль в рудообразовании подчеркивалась многими исследователями (В.А. Обручев, 1934; С. Смирнов, 1946; Г.Н. Щерба, 1963; В. Смирнов, 1964; Л.Н. Овчинников, 1972; П.Ф. Иванкин, 1973; Н.В. Петровская, Д.А. Тимофеевский, Н.И. Бородаевский, 1974). С.С. Смирнов писал, что «обоснованное введение в классификации в качестве одного из главнейших признаков глубины образования и разработка соответствующих критериев глубинности являются делом первостепенной важности, как в практическом, так и в чисто научном отношении».

Роль глубинности в формировании гидротермальных месторождений впервые была отмечена В. Линдгреном (1928), который предполагал прямую зависимость температуры рудообразования от глубины, на которой развивалось оруденение. В соответствии с этим выделены месторождения гипотермальные (больших глубин – 1200–10000 м), мезотермальные (умеренных глубин – 1200–3600 м) и эпитеермальные (малых глубин – десятки метров – 1800 м). Как известно, эта концепция затем была подвергнута справедливой критике (С.С. Смирнов и др.).

С учетом глубин образования месторождений и состава горных пород построена классификация П. Ниггли (1929), согласно которой эпигенетические руды делятся на вулканические (близповерхностные) и плутонические (глубинные) группы. Более дробное деление каждой группы производится по минеральному составу. Например, выделяются золоторудные месторождения вулканические (золото-серебро) и плутонические (железо-медь-мышьяк). В своей основе генетические классификации П. Ниггли, В. Линдгрена и Г. Шнейдерхена сходны, и критические замечания по классификации В. Линдгрена относятся так-

же к классификации П. Ниггли и Г. Шнейдерхена. Основу классификации Г. Шнейдерхана составляют выделение рудных ассоциаций (формаций) и определение уровней становления магматических очагов. Основные недостатки этой классификации, по мнению В.И. Смирнова (1964), это примитивность трактовки связей между магматическими породами и гидротермальными месторождениями, а также неправильность "учета только практически ценных элементов, а не главных природных минеральных ассоциаций руд". С нашей точки зрения, нельзя согласиться и с признанием ведущей роли газовой фазы в формировании золоторудных месторождений, близких по типу к рудному полю Колар в Индии. Наблюдения на аналогичных месторождениях в СНГ [50, 51] показали, что связи турмалиновой минерализации с золотым оруденением более сложны. К такому же выводу пришел автор в результате изучения золото-турмалиновой минерализации в Центральном Казахстане.

Согласно схеме В. Эммонса (1937), однотипные месторождения могут иметь различную глубину становления, которая определяется уровнем застывающих батолитов, а перспективы обнаружения их находятся в прямой зависимости от современной эрозии батолитов. Критически рассматривая схему В. Эммонса и его зональные ряды, С.С. Смирнов указал на четкую изолированность типов руд эммонсовского ряда, пересечение одних руд другими, наличие разрывов во времени между формированием руд и батолитами, и высказал мнение о прерывистом, пульсационном поступлении растворов из глубинных магматических очагов.

Принцип глубинности лежит в основе глубинно-температурной классификации эндогенных месторождений П.М. Татарина и И.Г. Магакьяна (1949). Они выделяют месторождения малых (от сотен метров до 1 км), умеренных (1–3 км) и значительных (более 3 км) глубин. В более поздней работе П.М. Татарин (1963) ввел некоторые коррективы к этим показателям, признав, что малоглубинные месторождения прослеживаются по вертикали до 1,5 км, умеренно глубинные – от 1,5 до 3 км, а значительных глубин – от 3 до 8–10 км от земной поверхности.

М.А. Усов (1933) считал глубинность важным признаком генетической классификации эндогенных месторождений и неоднократно подчеркивал, что среди постмагматических (эманационных) месторождений необходимо выделять рудные формации в зависимости от фаций магматизма. В соответствии с глубинной кристаллизацией "материнских" изверженных пород он выделял абиссальные, гипабиссальные и эффузивные формации. Аналогичную классификацию, подчеркивающую генетическую связь оруденения с магмами разных глубин, предложил И.И. Бок (1970) с некоторыми дополнениями. Кроме абиссальных, гипабиссальных, эффузивных формаций он выделил еще эксплозивные образования, связанные с ними месторождения, а также месторождения, не имеющие связи ни с какими изверженными породами. Также была установлена широкая рудоносность субвулканических и экструзивных приповерхностных образований (В.Н. Котляр, 1960, Г.Н. Щерба, 1963 и др.).

Приповерхностные вулканические и близповерхностные месторождения в классификации Г.Н. Щербы (1963) объединяются под общим названием "вулканогенные", с которыми он связывает вторичные кварциты Центрального Казахстана, Алтая и Жонгарии. На средних (0,2–1 км) и относительно больших (1–3 км и более) глубинах в связи с субвулканическими телами и интрузиями образуются так называемые повулканические и послевулканические (Лениногорское и др.) месторождения. К гиповулканогенному типу, являющемуся промежуточным между собственно интрузивным и собственно вулканогенным. Он относит месторождения медно-порфировых руд (Коунрад, Бозшаколь), золотые, сурьмяные и другие месторождения Прибалхашья и Южной Жонгарии. Кроме того, выделяются фации субмаринных вулканогенно-осадочных (железородных, марганцевых, колчеданных, борных) месторождений (С.С. Смирнов, А.Н. Гончарова, 1960; С.В. Скрипченко, 1960; А. Дзоценидзе, 1960 и др.). Г.Н. Щерба (1963) выделяет группу сложных послевулканических месторождений в связи с интрузиями из тех же магматических очагов.

Значение фактора глубинности при систематике золото-рудных формаций подчеркивала также Н.В. Петровская (1960, 1967). Н.И. Бородаевский (1964) в свою очередь разделил все месторождения золота по признаку фациальности кислых изверженных пород на следующие группы: близповерхностные, субвулканические и экструзивные, гипабиссальные, связанные с малыми интрузиями и плутонические.

В зависимости от фаций магматизма В.Н. Котляр после-магматические гидротермальные месторождения делит на четыре группы: 1) приповерхностные вулканические (до 100 м); 2) близповерхностные (менее 1 км), связанные с экструзивными и субвулканическими комплексами в основном неглубоких магматических очагов; 3) умеренно глубинные (2 км), связанные с гипабиссальными сложными эффузивно-интрузивными комплексами магматических очагов; 4) глубинные (2–5 км), связанные с мезабиссальными и малыми интрузивными и интрузивными комплексами.

Время остывания магмы, внедряющейся на разные уровни, определяет длительность процесса рудообразования, которая сокращается не менее чем в два раза при соответствующем уменьшении глубины остывания интрузий [85]. Длительность формирования близповерхностных месторождений, связанных с вулканизмом, значительно меньше [30], что обусловлено быстрым удалением и продвижением вверх по вулканогенным структурам.

Рудообразование при вулканизме протекает не во время эксплозий, а в более длительные промежутки времени между ними и после них в связи с процессами послевулканической гидротермальной деятельности. Общая продолжительность таких периодов в ряде случаев бывает весьма значительной, например, для гейзеров Исландии они составляют сотни тысяч лет. Большой длительностью отличаются месторождения с полигенным оруденением и метаморфогенные месторождения докембрия (до сотен миллионов лет). Для длительно развивающихся рудных регионов и зон устанавливается унаследованность развития оруденения (разновозрастных и разнотипных).

В основе классификации гидротермальных месторождений В.И. Смирнова (1964) наряду с минеральным составом, характером связи с изверженными породами и другими критериями лежит глубина рудообразования. По этим признакам он выделяет пять классов месторождений: грейзеновые (3–7 км), эндотермальные (1–5 км), телетермальные (0,5–3 км), колчеданные (0–1 км) и субвулканические (от десятков метров до 1 км).

Уровень глубинности принят в последние годы А.А. Малаховым (1969) при систематике месторождений золота Узбекистана. Он различает приповерхностные, переходные и гипабиссальные месторождения.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что из комплекса классификационных критериев наибольшее значение имеет ф а к т о р глубинности. В прямой зависимости от него находятся физико-химические параметры рудного процесса (температура, давление, режим серы и кислорода, кислотно-щелочная дифференциация), регулирующие выпадение минералов из гидротермальных растворов и количественные их соотношения, вертикальная минералогическая зональность (стадийная и фациальная), а также длительность формирования месторождения.

К сожалению, до сих пор нет единых критериев определения глубины формирования месторождений. При классификации их по глубине различными исследователями приняты разные уровни и интервалы, что объясняется отсутствием унифицированных схем и различным подходом к трактовке генезиса месторождений.

КРИТЕРИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Критерии глубинности пока еще слабо разработаны, хотя их значение, как показано выше, весьма велико, особенно в свете новых данных о рудных месторождениях и районах. Способы оценки глубины образования рудных месторождений разнообразны. К ним относятся реконструкции геологических разрезов (геологический метод), сопоставление фаций глубинности магматических пород и месторождений, выявление зависимости метаморфизма от глубинности в вулканогенных и осадочных формациях, изучение особенностей состава и текстуры руд, количественных соотношений минералов и минеральных ассоциаций. При этом учитываются также выдержанность оруденения по падению, морфология рудных тел, типы рудовмещающих трещин, наличие или отсутствие пегматитов и т. д.

Рассматривая критерии определения глубинности, И.П. Кушнарев приходит к выводу, что кроме геологического метода, все остальные либо требуют проверки и подтверждения тем же геологическим методом, либо вообще не применимы для указанных целей. Для установления глубины формирования месторождений он предлагает использовать карту послерудной эрозии, методика составления которой разработана им на примере изучения эндогенных месторождений Кураминской зоны Юго-Западного Тянь-Шаня. По его данным все месторождения располагаются в интервале 0,5–4,5 км от поверхности, существовавшей во время рудообразования, а интервал 3,5–4,5 км является пределом их распределения на глубину.

Несомненно, что вычисление глубины оруденения путем реконструкции геологических разрезов с учетом истории развития региона имеет преимущества в связи с возможностью дать выражение более или менее объективных данных о глубине формирования руд. Однако пока что имеются лишь единичные примеры подобных расчетов. Применение геологического метода возможно при наличии данных о возрасте оруденения, боковых перемещениях, характере складчатости, изменении мощно-

сти свит в пространстве, морфологии рельефа в момент рудообразования и т. д. Таким способом установлены глубины возникновения некоторых золоторудных (А.А. Малахов, 1969; Ю.А. Аверин, 1969,) скарновых (Д.С. Коржинский, 1951), колчеданно-полиметаллических (А.Т. Асланян, 1958), пегматитовых (Л. Ферсман, 1940; И. Гинзбург, 1961; Д.И. Горжевский, В.Н. Козеренко, 1965) и других месторождений. Путем реконструкции разрезов нами определены глубины становления некоторых месторождений золота.

Особого внимания заслуживает выявление закономерностей в проявлении тектоно-магматических комплексов, что позволяет более объективно судить не только о связи гидротермального оруденения с магматическими формациями, но и о вероятных глубинах формирования месторождений. Этот признак, как будет показано, использован автором при классификации золоторудных формаций. Учитывалось также положение и связи с определенными фациями магматических пород соответствующих фаций рудных образований [67, 79, 89]. В частности, установлена тесная связь близповерхностных и малоглубинных месторождений с орогенным вулканизмом, причем для вулканогенных месторождений характерна синхронность оруденения с собственно вулканическими процессами. С малыми интрузиями габбро- и гранодиоритовой формации ассоциируют золоторудные месторождения средних глубин, а в связи со спилит-кератофировой формацией эвгеосинклиналей и доинверсионными гранодиоритовыми интрузиями развиты малоглубинные колчеданно-полиметаллические и собственно полиметаллические месторождения.

Н.В. Петровская (1967) в качестве критерия глубинности рекомендует использовать количество сульфидов, увеличивающееся от глубинных формаций к среднеглубинным и даже малоглубинным (колчеданно-полиметаллическая). В связи с этим представляют интерес данные о зависимости количественных соотношений рудообразующих минералов (пирита и сульфидов свинца, цинка), колчеданно-полиметаллических (Белорусовское, Николаевское, Новоберезовское, Майкаинское, Акбастау, Кос-

мурун) и собственно полиметаллических (Лениногорское, Зыряновское, Заводинское, Кайнарбулак, Жусабай, Жорга) месторождений от глубины их формирования.

Степень сульфидности определенным образом связана с характером и интенсивностью прогибания в пределах структурно-формационных зон, предшествовавшего периоду формирования месторождений. Так, например, колчеданно-полиметаллические (свинцово-цинковые с большим количеством пирита и халькопирита) месторождения приурочены преимущественно к периферическим областям геосинклинальных структур, испытавших значительное прогибание, и связаны с вулканогенными породами среднего и основного состава.

Собственно полиметаллические месторождения, бедные сульфидами железа, меди, но богатые сернистыми минералами свинца, цинка и золотом, размещены в зонах, прилегающих к ядерным частям геоантиклинальных структур, в областях слабых прогибаний, где распространены рифовые карбонатные отложения или вулканогенные породы кислого состава. С.Н. Иванов (1966) также считает, что колчеданные месторождения образуются в глубоководной обстановке (вблизи или на поверхности морского дна) до восходящих движений геосинклинального ложа, а более молодые эпитермальные месторождения ("алтайский" тип), отличающиеся полиметаллическим составом руд – в мелководных условиях.

Таким образом, мы имеем примеры проявления своеобразной зональности типов месторождений, обусловленной глубиной их формирования. Такую зональность, которая отмечается при сопоставлении хорошо изученных месторождений, связанных с определенными стадиями развития геосинклинальных структур, целесообразно назвать зональностью глубинной, в отличие от зональности отложения, пульсационной и геотермической. Выявление и изучение ее приобретают актуальное значение, особенно при прогнозных оценках на глубину. Интересно в этом отношении представление В.И. Смирнова (1964–1974) о том, что в зависимости от глубины рудообразующих компонентов формируются различные классы колчеданных месторожде-

ний. На путях циркуляции восходящих растворов могут возникать гидротермально-метасоматические залежи, а при достижении морского дна – эксгалиационно-осадочные и осадочные. В качестве примера он приводит Лениногорское месторождение, где наряду с гидротермальными рудами выделяет седиментационные свинцово-цинковые. Своеобразным проявлением вертикальной зональности является преобладание свинца над цинком в верхних частях месторождения и обратное их соотношение в нижних, где развиты медно-цинковые руды с молибденом и серебром. Со свинцовыми рудами тесно ассоциирует барит. Последний обычно образует баритовые залежи в верхних частях многих полиметаллических месторождений Рудного Алтая, Центрального Казахстана, Карамазара, Кавказа, Салаира и т. д. Также известны собственно золото-баритовые месторождения (Торткудук, Мамай).

По А.Г. Бетехтину (1955), формирование барита происходило в близповерхностных условиях. Как показывают результаты изучения разнотипных золоторудных месторождений (Майкаин, Торткудук, Жосалы, Риддер-Сокольное и др.), с глубиной количество барита в рудных телах уменьшается, иногда он внезапно исчезает [3], что можно объяснить превращением в верхних зонах бария в простой сульфид при улетучивании из раствора сероводорода и окислении его с переходом в труднорастворимый барит [10]. Не исключено также образование барита в более глубинных, бескислородных условиях в результате реакций обмена, широко проявлявшихся при рудообразовании.

Представляет значительный интерес разработанный Д.С. Коржинским (1960, 1961) критерий – зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Он утверждает, что различным фациям магматических и рудных образований отвечают соответствующие типы метаморфизма. На основании этих данных он различает такие фации глубинности для метаморфических процессов, как: 1) поверхностная вулканическая; 2) приповерхностная вулканическая (до 200 м); 3) субвулканическая (до 1 км); 4) гипабиссальная; 5) абиссальная. Главным критерием их выделения считается установление вы-

соко- и среднетемпературных стадий постмагматического метаморфизма в верхних трех фациях, в которых такие среднетемпературные минералы, как эпидот, чешуйчатый биотит и лучистые амфиболы не образуются. Д.С. Коржинский подчеркивает, что колчеданные и гидротермально-кварцитовые ("вторично-кварцитовые") месторождения Казахстана, как и Урала, возникли на глубине не менее 1 км, о чем свидетельствует среднетемпературная пропилитизация вмещающих пород с их альбитизацией и эпидотизацией (при отсутствии адуляризации).

Примечательно, что в вторичных кварцитах Казахстана в связи с адуляризацией обнаружены близповерхностные собственно золото-рудные месторождения (Таскора, Архарлы, Кызылтас и др.). В средне-глубинной (диаспор-серицитовый) фации кварцитов установлена свинцово-цинково-медная минерализация с золотом (Караозек, Жорга и др.), а в глубинной (андалузит-корундовой) фации – молибденово-медная. На основании этих данных можно заключить, что различным фациям кварцевых метасоматитов соответствуют разные типы гидротермального оруденения. Выявление закономерности их размещения с учетом тектоно-структурных факторов, позволяет более обоснованно судить об эрозионном срезе, что должно учитываться при прогнозировании и проведении поисково-разведочных работ.

Интересно отметить, что на всех близповерхностных золотопроявлениях отмечается увеличение числа индикаторов золота с глубиной, причем выявляется зональное их распределение, т. е. для разных объектов и горизонтов характерны свои элементы-индикаторы и спутники золота, что позволяет сопоставлять их, а иногда определять по ним уровень эрозионного среза коренного оруденения. На глубоких горизонтах Таскоринского убого-сульфидного месторождения появляются свинец, цинк, медь, причем значительно увеличивается содержание свинца, характерного для верхних зон малоглубинных месторождений.

Зависимость метаморфизма руд от глубинности хорошо иллюстрируется как образованием, так и разрушением минеральных ассоциаций на большой глубине при ультраметаморфизме и гранитизации [21, 86]. На примере молибденово-золоторудного

месторождения Жауыр (Северное Прибалхашье) видно, что рудовмещающие андалузитовые кварциты образовались при термальном воздействии интрузии на серицитовые фации, на что указывают рвущие контакты интрузия с внешними фациями метасоматитов, наложение ороговикования на пропилиты, перекристаллизация серицитовых кварцитов в грейзеноподобные мусковит-кварцевые породы сахаровидного облика, наложенный характер андалузита и т. д. Аналогичная картина наблюдается на месторождениях Коунрад (медно-молибденовое), Жанет (редкометальное) и Семизбугы (корунд-андалузитовое).

Таким образом, наличие андалузитовых, диаспоровых кварцитов и грейзеноподобных монокварцитов может служить своеобразным индикатором непосредственной близости слабо вскрытых эрозией или залегающих вблизи дневной поверхности гранитоидных тел. Площади распространения гранитоидных тел обычно имеют значительный эрозионный срез, на что указывали Д.С. Коржинский (1960, 1962), Б.С. Зейлик (1968) и др. Медно-молибденовая минерализация характерна также для участков приподнятых или с большим эрозионным срезом. Андалузитовые фации, заключающие медно-молибденовые, иногда с золотом, месторождения, как правило, пространственно приурочены к выходам гипабиссальных гранитоидов (гранитов, гранодиоритов). Практически все сколько-нибудь существенные проявления этой минерализации отмечаются в кварцитах гипабиссальной фации глубинности.

Сопоставление разнотипных золотосодержащих месторождений, связанных с различными фациями кварцевых (вторично-кварцитовых) метасоматитов и заключенных в структурах с разной глубиной эрозионного среза, дало возможность автору реконструировать схему вертикальной зональности гидротермального оруденения в зависимости от глубины формирования месторождений [4].

Аналогичная «сквозьярусная» зональность сульфидной минерализации описана П.Ф. Иванкиным (1965, 1966) для полиметаллических месторождений Рудного Алтая, среди которых он различает: приповерхностные и малых глубин (менее 1–1,5 км),

среднеглубинные (1–4 км) и глубинные (4–6 км). Зона приповерхностных и малых глубин характеризуется многостадийностью оруденения, развитием полиметаллических руд, богатых сульфосолями и содержащих в качестве примесей золото, сурьму, серебро, селен, теллур и др. Зона средних глубин отличается образованием залежей сплошных руд серноколчеданной, полиметаллической и медно-цинковой формаций. Для нижней глубинной зоны свойственно развитие месторождений медно-пирротиновой формации. Глубинные сульфидные залежи относительно просты по строению и нередко одностадийны. Характерны усложнения состава, строения руд и рудных зон по мере приближения к верхним частям земной коры.

П.Ф. Иванкин отмечает проявление так называемых "рудномагматических пучков" – разветвление и веерообразное расхождение рудных зон и даек, которые с глубиной закономерно сближаются, обнаруживая стремление сойтись в один узел. Вероятная глубина корневых частей пучков относительно верхнепалеозойского эрозионного среза, по его данным, составляет от 2–3 км на Николаевском рудном поле, до 6–8 км на Березовско-Белоусовском.

В классификации рудных формаций Алтая, предложенной Д.И. Горжевским (1966) с учетом приуроченности оруденения к различным стратиграфическим горизонтам, также отмечается смена по вертикали рудных формаций: свинцовая с глубиной проявления менее 1,5 км, полиметаллическая (1,5–6 км), разделяющаяся на колчеданно-полиметаллические (4–6 км) и собственно полиметаллические (1,5–4 км) типы и медно-пирротиновая, развитая на глубинах более 4–6 км.

Резюмируя изложенное можно утверждать, что важнейшие особенности магматических образований, контактовых изменений во вмещающих породах и характер постмагматических процессов обусловлены геологической обстановкой, причем главным фактором является глубина их формирования. Для определения глубины образования месторождений по возможности надо использовать все критерии, чтобы получить более или менее объективные данные об условиях рудообразования.

Анализируя материалы собственных наблюдений и данные исследований других авторов (Ф.И. Вольфсон, 1951, 1966; А.Т. Асланян, 1958; Г.Г. Грушкин, 1961; Л.Н. Овчинников, 1972; П.Ф. Иванкин, 1973 и др.), можно прийти к следующему выводу: гидротермальная минерализация не распространяется глубже 4,5–6 км от поверхности земли, существовавшей во время рудообразования. В пользу такого заключения говорят резкое уменьшение с глубиной пористости пород (для рыхлых пород на глубине 4–4,5 км) и трещиноватости (зональность трещинных структур), отсутствие подземных вод глубже 4–6 км, сравнительно небольшая мощность (в среднем от 1,5 до 4 км) осадков, по которым в результате метаморфизма возможно палингенное образование магматических бассейнов, являющихся одним из потенциальных источников рудообразования.

Изучение рядов рудных формаций как метод Сравнительного исследования месторождений при формационном анализе

Ряды рудных формаций

Для правильного определения границ рудных формаций, уточнения положения сложных формаций и их связей с теми или иными формациями целесообразно использовать разделение минерального состава месторождений на различные по генетическому значению группы минералов. Особое внимание при этом должно быть обращено на группы минералов или отдельные минеральные виды, которые в месторождениях данной простой рудной формации имеют подчиненное значение, и не связаны с влиянием вмещающих пород (переходная группа минералов). Примечательно, что увеличение количества этих групп минералов или отдельных минеральных видов иногда ведет к образованию месторождений сложных формаций.

Изучение поведения минералов переходной группы позволило выявить следующее: в некоторых случаях, в пределах од-

ной металлогенической провинции устанавливается серия месторождений, в которых роль минералов переходной группы увеличивается от одного месторождения к другому. В результате можно найти такие месторождения, в которых роль минералов переходной группы настолько увеличивается, что эта группа приобретает значение устойчивой ассоциации. В то же время роль других минеральных групп уменьшается. Возникает как бы единый ряд рудных формаций, в котором месторождения одной рудной формации через серию переходных групп связываются с месторождениями другой простой формации.

Таким образом, ряд рудных формаций – это рудные формации, в которых устойчивые минеральные ассоциации связаны постепенными переходами [25, 26]. Следовательно, в ряд рудных формаций включается группа месторождений, объединенных каким-либо одним общим признаком (например, высоким содержанием олова или золота) и характеризующихся направлением изменением минерального состава (например, уменьшением количества кварца и одновременно увеличением количества сульфидов). Это изменение происходит таким образом, что каждая пара смежных месторождений в этом ряду относится к близким по минеральному составу рудным формациям или минеральным типам, выделяемым внутри формаций.

Изучение рядов рудных формаций позволяет внести определенную систему в анализ изменения особенностей состава месторождений и путем сравнения геологических условий их формирования выявить те факторы, которые влияли на эти изменения. При этом именно постепенное изменение какого-либо химико-минералогического параметра в ряду рудных формаций позволяет выделить тот геологический фактор, который влиял на это изменение, меняясь столь же постепенно.

Впервые генетические ряды рудных формаций в металлогенических исследованиях использовал Е.Е. Захаров (1959 г.). Основой для разработки метода изучения рядов рудных формаций послужили также работы В.А. Кузнецова (1964, 1966, 1971, 1972), А.Д. Щеглова (1960), Е.П. Малиновского (1961), И.Н. Томсона, Р.М. Константинова, О.П. Поляковой (1964) и др. Исследование

различных рядов рудных формаций показывает, что по характеру переходов между простыми формациями, они могут быть подразделены, подобно формационным рядам осадочных пород на два типа [82].

1 Ряды, где переход одной формации в другую (однотипную, разновозрастную) осуществляется путем изменения состава устойчивой минеральной ассоциации, образовавшейся в одну стадию минерализации (обычно в первые стадии минерализации). Ряды формаций этого типа, объединяющие близкие по геологическому возрасту месторождения, могут быть названы горизонтальными рядами формаций. Таким образом, горизонтальный ряд формаций выделяется на основании изменений в составе стадийных минеральных ассоциаций, появление которых можно считать более или менее одновременным. Они основываются на фациальных изменениях минерального состава месторождений принадлежащих к минеральным типам одной рудной формации или к близким рудным формациям [58, 58].

2 Ряды, в которых переход одной формации в другую происходит путем уменьшения распространенности и последующего полного выпадения минеральных ассоциаций, образовавших в одну из стадий минерализации, при появлении новых минеральных ассоциаций и постепенном увеличении их количества. Ряды формаций этого типа могут быть названы вертикальными рядами формаций. Этот тип рядов рудных формаций отражает изменения в составе и количественной роли стадийных минеральных ассоциаций, образовавшихся в разное время.

Рассматривая, достаточно удаленные друг от друга, члены такого ряда можно легко убедиться, что в тех сравнительно редких случаях, когда они встречаются в пределах одного рудного поля, они принадлежат к разным этапам минерализации и образуют единые "рудные серии" (закономерно сменяющие друг друга во времени рудные формации).

Таблица 1
Квалификационные ряды рудных формаций



Несомненно, выявлению устойчивых минеральных групп и анализу их изменений будет способствовать обработка большого количества данных о минеральном составе месторождений, что можно сделать с помощью компьютера. Вычисление парных коэффициентов сходства по минеральному составу поможет в дальнейшем находить ряды рудных формаций значительно проще и с большей достоверностью, чем это сделано до сих пор

Как уже упоминалось, выявление рядов формаций по изменениям минерального состава позволяет параллельно сравнивать геологические особенности образования месторождений, входящих в эти ряды. Такое сопоставление помогает выявить те геологические факторы, которые наиболее активно влияли на изменения минерализации.

Таким образом, изучение рядов рудных формаций представляет собой особый этап исследований, следующий после выделения рудных формаций. Если для выделения рудных формаций используются данные о влиянии геологических факторов на рудообразование, то изучение рядов рудных формаций позволяет выяснить относительное влияние этих факторов на различные минералого-геохимические особенности месторождений. Для этого необходимо сравнить, по крайней мере, следующие геологические факторы:

- 1) состав изверженных пород, с которыми ассоциированы руды;
- 2) метасоматические процессы в этих породах (грейзенизация, альбитизация и др.), особенно в интрузивных;
- 3) наличие и степень проявления ассимиляции рудоносной магмой вмещающих пород, оценка степени ее гибридности и контаминированности;
- 4) особенности эволюции магматизма в соответствующем этапе тектоно-магматического цикла, к которому относится оруденение (от кислых магматических пород к основным или от основных к кислым, или какие-либо другие);
- 5) рудоконтролирующие структуры, общий тектонический режим на этапе, синхронном с оруденением (сжатие, растяжение, поднятие, опускание);
- 6) состав пород, вмещающих оруденение;
- 7) характер разреза пород в пределах рудного района;

8) особенности пространственного размещения оруденения в структурных этажах, структурно-формационных зонах, удоконцентрирующих структурах и т. п.

Для проведения такого сравнения даже в хорошо изученных районах необходимы дополнительные специальные исследования. Тем не менее, иногда можно сделать некоторые предварительные выводы на основании литературных данных.

Таким образом, изучение рядов рудных формаций позволяет выяснить степень влияния геологических факторов на минералого-геохимические особенности и тем самым может оказать помощь в более точном разграничении рудных формаций и прогнозе вероятных, еще не выявленных типов оруденения в рудных районах. Исследование рядов рудных формаций следует проводить после изучения минерального состава и рудоконтролирующих геологических факторов, определяющих выделение рудных формаций.

Типы рядов рудных формаций

Изучая ряды рудных формаций, а, также используя представления о переходной группе минералов, можно определить геологические условия, влияющие на появление формации.

Сопоставление геологических условий формирования рядов рудных формаций оловорудных месторождений Восточного Забайкалья показывает, что изменение их вещественного состава, в частности изменение количества сульфидов, можно параллелизовать с изменением характера — ассоциирующих с оруденением интрузий. Небольшие гранитные штоки сопровождаются появлением касситерит-кварцевых месторождений. Увеличение количества сульфидов в рудных телах наблюдается в тех случаях, когда оруденение ассоциирует с гипабиссальными фациями гранитов (месторождения Ингодинское, Сохординское), или в тех случаях, когда оруденение, ассоциирующее с дайками гранит-порфиров и лампрофиров, располагается в кровле интрузии, залегающей на значительной глубине (свыше 1 км). Вероятно, и в том же и в другом случае обогащение рудных тел сульфидами в какой-то мере обусловлено погружением источника рудоносных растворов на большую глубину. На при-

мере Смирновского месторождения также можно судить о той благоприятной роли, которую оказывает наличие карбонатных толщ в составе вмещающих пород на выпадение сульфидов.

Таким образом, в процессе направленного развития вулканогенного комплекса закономерно увеличивается разрыв между собственно магматическими образованиями и сопутствующей им постмагматической минерализацией. Этот разрыв проявляется в усложнении самих форм связи, что получает отражение в закономерном усложнении строения и состава месторождений, т. е. в закономерном увеличении количества минеральных ассоциаций и т. п.

П.А. Бабкин и А.А. Сидоров (1968) широко использовали представления о рядах рудных формаций при характеристике рудных формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, выделяя в нем плутоногенные и вулканогенные формации. К первым относятся оловоносные пегматиты, молибденоносные пегматиты и формации молибденит-кварцевая, золото-редкометалльная, касситерит-кварцевая, касситерит-силикатная, касситерит-сульфидная. Вторые подразделяются на подгруппу среднетемпературных кварцитов и пропицитов, к которым относятся риолитовая, золото-серебряная и сурьмяно-ртутная формации. Кроме того, выделяется группа телемагматических месторождений, к которым относятся месторождения ртутной формации.

Отмечается, что плутоногенные и вулканогенные месторождения могут быть представлены в виде вертикальных и горизонтальных рудных формаций, в то время как телемагматические рудные формации обычно резко обособлены и характеризуются простыми продуктивными минеральными ассоциациями с незначительным развитием или полным отсутствием минералов переходной группы, свойственных другим рудным формациям.

Интересным примером использования ряда рудных формаций для доказательства зависимости состава минеральных ассоциаций в рудах свинцово-цинковых месторождений Северной Осетии от глубин их формирования является работа М.М. Константинова (1965). Так в месторождениях, сформировавшихся на глубине 100–300 м в гранитах, гнейсах, кристаллических сланцах и имеющих вертикальный интервал рудоотложения 100–300 м, отчетливо проявлены кварц-пиритовая (40–60 %),

сульфидо-кварцевая (20–30 %) и карбонатная ассоциаций. На месторождениях, сформировавшихся в гранитах, эффузивах и песчаниках на глубине 1000–1500 м и с вертикальным размахом рудоотложения 600–1500 м кварц-пиритовая ассоциация имеет подчиненное значение. Здесь главную роль играют следующие по времени образования галенит-сфалерит-пиритовая (60–90 %), и сульфидно-кварцевая (10–30 %) ассоциации.

Наконец, месторождения образовавшиеся на значительном расстоянии от пород фундамента в песчаниках и алевролитах, глубина образования которых 100–500 м, а вертикальный интервал рудоотложения 300–500 м, как и месторождения первой группы, характеризуются кварц-пиритовой (30–60 %), сульфидно-кварцевой (20–30 %) и следующей за ней сульфидной (10–20 %) минеральными ассоциациями.

Вышеприведенный анализ рядов формации приводит к выводу, что основным фактором, влиявшим на минеральный состав месторождений, была глубина их образования от поверхности. Рассмотренные примеры показывают, что изучение рядов формаций по направленному изменению одного какого-либо признака минерального состава месторождений, близких по другим своим признакам, может помочь в установлении факторов геологической обстановки, важных для прогноза.

Закономерности возрастной последовательности образования рудных формаций

Существование закономерностей в последовательности формирования месторождений различных типов и формаций отмечалось многими исследователями. Такие закономерности были отмечены еще В. Линдгреном (1937), указавшим на незначительное сходство минерального состава, возникающее в результате температурной зональности для месторождений, сменяющих друг друга в пространстве, и в результате эволюции растворов для месторождений, следующих друг за другом по времени возникновения.

В более законченной форме эти представления сформированы С.С. Смирновым (1944) в вышеупомянутых понятиях о

«рудных сериях». По его мнению, условия формирования интрузий и их изначальный характер обуславливают такой специфический состав рудоносных растворов, что последние могли играть роль лишь определенную и воспроизвести ограниченную серию рудных проявлений.

Для молибден-золотого пояса Восточного Забайкалья С.С. Смирнов отмечает как характерную следующую серию:

а) гипотермальные турмалин-кварцевые, кварцевые и почти чисто турмалиновые жильные, линзообразные и им подобные тела, нередко заключающие пирит, арсенопирит, молибденит, золото, висмутин и др.; б) мезотермальные образования, нередко с золотом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом и др.; в) эпитермальные карбонато-кварцевые, халцедон-кварцевые и им подобные образования, довольно часто содержащие антимонит, очень редко примесь флюорита. Местами отмечается гипогенная каолинизация. К этой группе принадлежит и месторождение самородного мышьяка

По С.С. Смирнову, типовые рудные серии, подобные перечисленным для различных металлогенических поясов Восточного Забайкалья, отражают характерные геологические условия, господствующие на значительной территории. В то же время проявленные в отдельных рудных узлах "аномальные" рудные серии, т. е. отклоняющиеся по минеральному составу от типовых, отвечают определенным геологическим условиям и являются связующими звеньями между типовыми сериями.

Следовательно, развивая представления С.С. Смирнова, можно считать, что рудная серия – это группа рудных формаций, образовавшихся в ассоциации с одним магматическим комплексом, но в разные этапы минерализации, и имеющих закономерно изменяющийся минеральный состав.

Серии рудных формаций представлены более крупными группами месторождений, включающими несколько рудных комплексов (генетических рядов рудных формаций).

Если изучение рядов рудных формаций позволяет уточнить влияние различных геологических факторов на определенные изменения состава рудных формаций, то исследование рудных серий

дает возможность установить закономерности изменения состава рудных формаций во времени. Изучение рядов формаций позволяет в некоторых случаях подойти к пониманию причин, определивших появление рудных серий. Работы В.И. Смирнова (1969), Ф.К. Шипулина (1969) и других показывают, что есть основания выделять связанные с различными источниками вещества следующие обособленные генетические серии рудных формаций.

1 Серия рудных формаций, связанная с ультраосновными мантийными магмами. Ряды рудных формаций, имеющих связь:

а) с альпинотипными гипербазитами: хромитовая, хризотил-асбестовая, тальковая;

б) с ультраосновными щелочными интрузиями и кимберлитами: карбонатитовая редкоземельная, алмазная и др.

2 Серия рудных формаций, связанная с основными базальтоидными подкоровыми магмами. Ряды рудных формаций, имеющих связь: а) со спилит-кератофировыми и другими вулканогенными комплексами: колчеданно-полиметаллическая, кремнисто-железорудная, марганцевая и др.;

б) с габброидными интрузивными комплексами геосинклиналей: титаномagnetитовая магматическая, железорудная скарновая, сульфидная медно-никелевая, мышьяково-серебро-кобальтовая гидротермальная, колчеданно-полиметаллическая сульфидно-касситеритовая, кварцево-золоторудная и др.;

в) с основными трапповыми комплексами платформ: магномagnetитовая железорудная, сульфидная медно-никелевая, свинцово-цинковая гидротермальная и др.;

г) с основными малыми интрузиями в областях активизации древних складчатых систем и платформ: свинцово-цинковая гидротермальная, золото-серебряная, флюоритовая, ртутно-сурьмяно-вольфрамовая, ртутная и др.;

д) с вулканическими и вулкано-плутоническими комплексами, производными основных подкоровых очагов в молодых складчатых областях: медно-молибденовая, золото-полиметаллическая, олово-полиметаллическая, оловянная риолитовая, золото-серебряная, сурьмяная, ртутная и др.

3 Серия рудных формаций, связанная с гранитоидными внутрикоровыми магмами существенно палингенного типа. Ряды рудных формаций, имеющих связь:

а) с гранитными комплексами (формацией гранитных батолитов): литий-берилловая пегматитовая, слюдяных пегматитов, редкометалльная скарновая, редкометалльно-альбититовая и грейзеновая, кварц-касситеритовая, кварц-вольфрамит-молибденитовая кварц-золоторудная гидротермальная и др.;

б) с субвулканическими гранитоидными комплексами: медно-молибденовая, корундовая и др.;

в) с субщелочными и щелочными комплексами: апатит-нефелиновая, редкоземельная альбититовая, пироклор-циркониевая гидротермальная и др.

4 Серия рудных формаций, не обнаруживающая связи с магматическими комплексами, а образованная, благодаря мобилизации рудного вещества, из вмещающих толщ: метаморфогенно-идротермальная кварц-золоторудная, телетермальные свинцово-цинковая и ртутная, и др.

В связи с интенсивным развитием региональных металлогенических исследований большое внимание уделялось развитию идей Ю.А. Билибина (1947) о наличии определенной связи между типами рудных месторождений и этапами тектоно-магматических циклов. Схемы, отражающие такую связь, даются в работах В.И. Смирнова (1963) и Г.А. Твалчрелидзе (1966), Р.М. Константинова (Константинов и др., 1965), Е.Т. Шаталова (1965).

В последние годы вопросы длительности процессов рудообразования подробно рассмотрены Д.В. Рундквистом (1965, 1969). Он считает, что в процессе формирования месторождений могут быть намечены различные по продолжительности геологические процессы, сводящиеся к следующему: приоткрывание трещин, выполнение трещин, развитие сходных по составу прожилков, образование рудных жил и метасоматических месторождений.

Приоткрывание трещин длится часы, выполнение трещин – годы, формирование месторождений – десятки и сотни тысяч лет. Предлагается два ряда терминов: для обозначения эволюции растворов в ходе единого направленного процесса (цикл,

стадия эволюции, период) и для обозначения различных по масштабу интервалов процессов минералообразования, обособленных тектоническими подвижками (этап, стадия, минерализации, ритм). Длительность различных интервалов минералообразования по Д.В. Рундквистом отражена в табл. 2.

Таблица 2

Шкала масштаба эволюции рудообразования во времени
(по Д.В. Рундквисту, 1969)

Порядок	Масштабы эволюции рудообразования	Вероятная продолжительность
1	Развитие земной коры	3,5–6,5 млрд. лет
2	Металлогеническая «эра» (метацкл по Г. Шитле, В.Е. Хаину): а) архейская (палеогей); б) протерезойская (дейтерогей); в) послепротерезойская (неогей)	2 млрд. лет 1200 млн. лет 600 млн. лет
3	Металлогеническая эпоха (тектоно-магматический цикл), усредненные данные: а) каледонская; б) герцинская; в) альпийская	250–500 млн. лет, 220 млн. лет 175–255 млн. лет 100–60 млн. лет
4	Этапы эндогенного оруденения металлогенической эпохи (этапы тектоно-магматического цикла), усредненные данные: а) средние этапы; б) время развития генетических рядов рудных формаций, становление рудоносного магматического комплекса; усредненные данные: -древние (допалеозойские); -молодые (мезозой-кайнозойские)	30–40 и 95–135 млн.лет 20–30 млн. лет 10–20 млн. лет
5	Фаза рудообразования (образование рудоносных интрузий и развитие связанной с ними постмагматической минерализаций): а) глубинные, древние; б) близповерхностные, молодые	Первые миллионы лет Сотни тысяч лет

Продолжение табл. 2		
6	Этапы минерализации	Десятки-сотни тысяч лет
7	Стадии минерализации	Тысячи, десятки тысяч лет
8	Ритм (субстанция) минерализации	Десятки, сотни тысяч лет

Однако, приводимые Д.В. Рундквистом литературные данные о длительности отдельных этапов и стадий минерализации, пока недостаточно обоснованы точными определениями. Например, очень близкие по минеральному составу свинцово-цинковые месторождения Известняковых Альп, принадлежащие к одному этапу минерализации, формировались по некоторым данным 10–30 млн. лет, что значительно превосходит указанную в таблице длительность одного этапа минерализации.

Таким образом, вопрос о закономерности чередования разновременных рудных формаций остается дискуссионным. Для уточнения этих закономерностей целесообразно рассмотреть ряд примеров. В Закарпатье в районах развития золото-полиметаллических рудопроявлений также описывается два этапа минерализации [38]. Наиболее ранние – пиритовые последовательные минеральные ассоциации: 1) пирит-сфалеритовая; 2) халькопиритовая с подчиненным сфалеритом; 3) пирит-марказитовая. Доминирует первая минеральная ассоциация, которая является также главной золотосодержащей. Э.А. Лазаренко, О.А. Малынин (1966) считают, что распространенные в этом районе ртутные месторождения имеют более молодой возраст, чем золотые, т. е. принадлежат к еще одному, наиболее позднему этапу минерализации. Вероятно, здесь возможна своеобразная "рудная серия", состоящая из сменяющих друг друга во времени золотых, золотополиметаллических, ртутных месторождений.

Известны данные, подтверждающие наличие закономерностей в смене рудных формаций и в других районах. Так, на месторождении Сарыбулак в Центральном Тянь-Шане, по данным А.С. Вишневого и В.Т. Латыша (1965г.), сульфидные оловяносные скарны сменяются гидротермальным галенит-

сфалеритовыми месторождениями, образовавшимися в разные этапы минерализации.

В тех районах, где смена рудных формаций во времени происходит без видимых закономерностей, при более детальном исследовании обычно устанавливается совмещение рудных формаций (Риддер-Сокольное, Жолбарысты) из рудных серий, принадлежащих к разным металлогеническим этапам (или даже к разным тектоно-магматическим циклам).

Приведенный обзор литературных данных позволяет считать доказанным существование разнообразных "рудных серий", изменяющихся в связи с конкретной геологической обстановкой, преимущественно, в ассоциации с различными магматическими комплексами.

Наличие определенных закономерностей в последовательности формирования рудных месторождений в Забайкалье отмечалось многими исследователями. А.Д. Щеглов (1963) выделял две группы месторождений: к первой группе он отнес последовательно формирующиеся месторождения молибдена, золота, вольфрама, олова; ко второй – месторождения флюорита, эпитеpmальные месторождения золота, сурьмы, шеелита, киновари. В Восточном Забайкалье также отмечены рудные районы с длительно формирующимся оруденением и подчеркнуты некоторые геологические особенности этих районов [25].

ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На многих эндогенных месторождениях часто наблюдается зональное распределение оруденения. Это следует учитывать при определении формации и ее перспектив, установлении закономерностей размещения месторождений в рудных узлах и районах. Поэтому рассмотрим некоторые положения, касающиеся типов зональности оруденения, а затем очень кратко охарактеризуем особенности проявления зональности, выявляемые путем применения формационного анализа месторождений.

ТИПЫ ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

Обычно говорят о зональности оруденения в вертикальном и горизонтальном направлении или о концентрической зональности. При этом часто выделяют прямую и обратную вертикальную зональность. Под прямой зональностью обычно понимают смену в рудном теле с глубиной более низкотемпературных минеральных ассоциаций более высокотемпературными. Подобные примеры известны достаточно широко, к ним относится зональность многих касситерит-сульфидных месторождений, представленных вблизи поверхности почти не несущими олово карбонатными или галенит-сфалеритовыми минеральными ассоциациями, а с глубиной богатыми кварц-арсенопирит-касситеритовыми рудами. Вертикальная зональность разнотипных золотосодержащих месторождений в связи с различными фациями кварцитов метасоматитов описаны мною для золото-полиметаллических месторождений Северного Прибалхашья [4, 5].

Под обратной зональностью понимается смена с глубиной высокотемпературных минеральных ассоциаций низкотемпературными. Примеры зональности подобного рода подробно описаны в литературе (Н. Хрущев, 1953; А.Д. Щеглов, 1956).

По масштабам проявления оруденения можно выделить три типа зональности (С.С. Смирнов, 1937): 1) зональность ру-

доносных регионов; 2) зональность рудных узлов; 3) зональность рудных полей и отдельных месторождений. Причины, обусловившие появление зональности оруденения, в зависимости от масштабов различны.

В первом (региональном) типе зональность может появиться в результате следующих причин: 1) изменения металлогенической специализации рудоносных интрузивных комплексов, проявляющихся в пределах рудоносной территории в связи с различной структурно-геологической обстановкой, на разных этапах развития геотектонических зон; 2) разновременности формирования различных частей металлогенической провинции.

В качестве примера региональной зональности, вызванной изменением металлогенической специализации рудоносных интрузий и геологической обстановки, можно привести широко известную поясовую зональность Калба-Нарымского пояса и Алтая, Восточного Забайкалья, Приморья, Малого Кавказа, Центрального Казахстана и других регионов.

Примеры региональной зональности, возникающей в результате разновременного формирования различных частей провинции достаточно много. В качестве примера можно привести внешнюю и внутреннюю зоны Тихоокеанского планетарного металлогенического пояса, которые по С.С. Смирнову (1955) сформировались в конце палеозоя-мезозоя (внешняя) и от мезозоя до конца неогенового периода (внутренняя). Для внешней зоны характерно олово, для внутренней, ближайшей к океану – медь.

Е.А. Радкевич (1959) отмечает, что региональная зональность оруденения в общем виде определяется первичной неоднородностью земной коры в отношении распределения в ней различных химических элементов. В качестве примера она приводит региональную оловоносность Тихоокеанского пояса.

Второй тип – зональность рудных узлов, по В.И. Смирнову (1963) объясняется процессами обособления рудообразующих веществ на уровне застывания рудоначальных интрузивов и относится к категории стадийных. Установлены две характерные особенности зональных образований этого порядка:

а) достаточно резкие, контрастные границы зон, хотя в составе руды и могут быть сквозные элементы, проходящие от одной зоны к другой и свидетельствующие об их генетическом единстве;

б) удивительно выдержанный эксцентриситет в размещении рудных зон – они во всех случаях опоясывают не весь гранитный массив, а смещаются в направлении его пологой кровли.

Третий тип – зональность рудных полей и месторождений, как и зональность отдельных рудных тел, обычно обуславливается несколько иными причинами. В зависимости от процессов, обусловивших появление зональности оруденения, проявляющейся в масштабах рудных полей, месторождений и отдельных рудных тел О.Д. Левицкий и В.И. Смирнов (1959), выделяют два вида зональности: первого рода или стадийную зональность и второго рода или зональность отложения.

Зональность первого рода определяется последовательным прерывистым отщеплением от родоначального магматического очага рудоносных растворов различного состава и соответствующим последовательным отложением руд разного состава, т. е. эта зональность имеет место при последовательном изменении состава рудоносных растворов, происходящем при приоткрывании трещин или при образовании повторных тектонических разрывов.

При изучении рудных районов стадийная зональность имеет значение главным образом для оценки общих перспектив района и перспектив на глубину отдельных месторождений и рудопроявлений, т. к. месторождения или рудопроявления на поверхности могут быть сложены поздними убогими минеральными ассоциациями, в то время как богатые руды будут находиться на глубине и, наоборот, богатые на поверхности руды могут с глубиной быстро сменяться поздними убогими минеральными ассоциациями. Для этого типа зональности большое значение имеет характер развития рудовмещающих нарушений – процесс их приоткрывания при рудообразовании, в свою очередь, определяемый положением в общей геологиче-

ской структуре района (трещины в осевых частях антиклинальных или, наоборот, синклинальных складок и т. п.).

Зональность второго рода или зональность отложения по мнению П.Д. Левицкого и В.И. Смирнова, может быть обусловлена изменением геологических и физико-химических условий циркуляции рудоносных растворов на путях их движения с последовательным отложением минеральных комплексов, характеризующихся различным соотношением рудообразующих минералов. Зональность отложения может быть вызвана рядом взаимосвязанных обстоятельств: снижением температуры на путях движения растворов, проявлением кислотно-щелочной дифференциации, перепадом давления, когда происходит разрушение растворимых комплексов, изменением режима серы, кислорода и других элементов, изменением концентрации рудообразующих веществ в растворах в связи с разбавлением их водами подземных потоков, т. е. в отличие от зональности первого рода пространственное изменение состава происходит здесь для минеральной ассоциации, образовавшейся в одну какую-либо стадию минералообразования.

Среди месторождений с проявлением зональности второго рода можно выделить такие, где ведущее значение имеет температурная зональность, и такие, где появление зональности связывать с изменением температуры не удастся. Зональность, возникшая в результате изменения температуры (температурная зональность) месторождений, локализуется вблизи интрузивов, тогда как другие причины характерны для средне- и низкотемпературных месторождений, удаленных от магматического рудного источника.

Температурная зональность "в чистом виде" проявляется тогда, когда по направлению от какого-либо интрузивного штока в рудных телах происходит изменение состава минеральных ассоциаций в результате отложения из одной порции раствора. Однако температурная зональность такого типа встречается сравнительно редко, чаще различные по составу минеральные ассоциации оказываются разновременными.

Температурная зональность может привести к образованию в пределах рудного поля месторождений или отдельных рудных тел, а общая специфика минерального состава будет определяться металлогенической специализацией магмы. При расшифровке явлений температурной зональности, также следует учитывать уже упоминавшиеся возникновения зональности, подобные температурной, в результате центробежного по отношению к источнику оруденения приоткрывания трещин. Зональность, появившаяся в результате изменения физико-химического состояния рудоносных растворов, особенно характерна для свинцово-цинковых месторождений, на которых обычно содержание свинца с глубиной уменьшается, а содержание цинка – возрастает.

Иногда зональность отложения отчетливо зависит от рельефа местности, существовавшего в период отложения, и можно предположить ее связь с древним уровнем смешивания поверхностных вод с глубинными водами или падением давления вблизи поверхности (В.Т. Сургай, 1954). По-видимому, близкими являются причины зональности на Балейском золоторудном месторождении в Восточном Забайкалье [49].

В других случаях, при сравнении вертикальной зональности на Згидском и Садонском месторождениях (Златогурская, 1960), она зависит от глубины формирования месторождений по отношению к древнему кристаллическому фундаменту: изменения состава происходят по отношению к этому фундаменту на одном гипсометическом уровне. Наконец, зональность оруденения может быть связана с различными особенностями вмещающих пород – их реакционной способностью, пористостью, проницаемостью и т. д., что показано Ч. Парком (1962).

На зональность оруденения влияют и некоторые другие факторы. По мнению Г.Н. Щербы (1960, 1968) большое значение может иметь распределение концентраций рудного вещества в продвигающихся растворах. Первые порции в головной части волны пневматолитово-гидротермальных растворов были почти лишены рудных компонентов. Основная их масса двигалась с некоторым отставанием в середине перемещавшегося

фронта, и здесь при изменении термодинамических условий происходило их выпадение. Основную роль в изменениях условий, приводящих к концентрации руд, он отводит давлению, резко снижающемуся при прохождении растворов через трещиноватые породы. В связи с этим Г.Н. Щерба считает необходимым выделять для месторождений Центрального Казахстана и Алтая особый вид зональности оруденения – ярусную зональность, которая обуславливается сменой вмещающих пород с различной степенью трещиноватости. Области концентрации рудных элементов приобретают при этом размеры, и в силу различной подвижности этих элементов в растворах происходит смещения концентраций одних элементов по отношению к другим по мере удаления растворов от их источника. К близким выводам приходит и П.Ф. Иванкин (1959) при изучении зональности полиметаллических месторождений Рудного Алтая.

Данные Г.Н. Щербы в отношении зональности оруденения для Центрального Казахстана и Алтая несомненно заслуживают внимания и должны быть учтены при изучении металлогении рудных районов, в частности рудных районов Забайкалья и Востока России.

Представления Г.Н. Щербы о различной подвижности компонентов в рудных растворах, обуславливающей зональность оруденения, согласуются с развиваемой Д.С. Коржинским (1960) теорией кислотно-основной дифференциации растворов при их движении через толщу пород, объясняющей некоторые характерные особенности процессов метасоматоза. Возможно, процессы, описанные Г.Н. Щербой, в определенной мере являются следствием этой же дифференциации.

В последнее время появился ряд исследований, в которых зональность в размещении рудной минерализации, связывается с процессами метаморфизма вмещающих пород или с положением по отношению к разломам, игравшим роль каналов для рудоносных растворов, или с особыми типами рудовмещающих структур.

Особенности размещения минерализации в зависимости от интенсивности регионального динамотермального прогрессив-

ного метаморфизма отмечает В.А. Буряк, М.П. Лобанов, П.М. Хренов (1967). По их данным в пределах Витимо-Патомского нагорья и Северо-Западного Прибайкалья в неметаморфизованных породах концентрируется полиметаллическое оруденение, в породах зеленосланцевой фации метаморфизма – золото-колчеданное, в зоне эпидот-амфиболитовой фации обнаруживается высокотемпературное гидротермально-метасоматическое оруденение, включая редкометальное, а в зоне амфиболитовой фации – палингенные граниты, пегматиты и редкометальная минерализация.

П.Ф. Иванкин, В.А. Булынников, К.Р. Рабинович (1968) и А.И. Кулакашев (1968) рассматривая рудные поля золотых и полиметаллических месторождений, имеющих форму рудно-магматических пучков, отмечают наличие в них зонального размещения рудной минерализации. В пределах пучков выделяются зоны: фронтальная, прифронтальная, прикорневая и корневая. Максимальная концентрация золотого оруденения наблюдается в прифронтальной зоне. На полиметаллических месторождениях продукты ранних стадий минерализации тяготеют к прикорневым, а поздних – к периферическим частям рудно-магматических пучков.

Обычно же зональность оруденения является результатом воздействия нескольких факторов. Это обстоятельство было подчеркнуто Г.Н. Щербой (1955) при описании зональности некоторых штокверковых месторождений, где она возникает в результате комбинированного влияния пульсаций рудоносного очага, приводящих к изменению состава растворов, глубинности, литологического состава вмещающих пород, структурных условий подвижности растворов и отложения из них руд.

Генетические соотношения рудных формаций

В зависимости от типа соотношений рудные формации подразделяются на четыре группы: а) генетически родственные рудные формации; б) пространственно ассоциирующие рудные

формации; в) совмещенные рудные формации; г) чуждые рудные формации.

Для генетически родственных рудных формаций характерна близость минерального состава и геохимических особенностей на протяжении всей истории формирования этих месторождений. Лишь немногие минеральные ассоциации проявлены слабо или отсутствуют на отдельных месторождениях. Изучая постепенные изменения состава минеральных ассоциаций, образовавшихся в течение одной, обычно первой стадии, на ряде месторождений можно проследить всю гамму перехода от одной рудной формации или минерального типа к другой рудной формации или минеральному типу.

Среди признаков семейства генетически родственных рудных формаций наиболее важными считаются зональное распределение соответствующих рудных формаций, их пространственная, генетическая и возрастная связь с определенными интрузиями и фазами магматических комплексов, минералогическое и геохимическое сходство этих формаций. Следовательно, генетически родственные рудные формации отличаются от рядов рудных формаций тем, что основной признак последних — сходный, но постепенно изменяющийся от одного объекта к другому минеральному составу руд. Генетическая природа такого ряда и причины, определяющие эти изменения состава, выясняются последующими исследованиями.

Пространственно ассоциирующие рудные формации выделяются в тех случаях, когда в пределах одного рудного района в один и тот же этап минерализации и в связи с одним и тем же интрузивным комплексом образуются несколько рудных формаций, довольно резко различающихся по минеральному составу, а в смежных рудных районах известны промежуточные по составу месторождения. Возрастные соотношения, по прямым пересечениям между собой рудных тел месторождений таких формаций, удается установить очень редко. В качестве примера приведем рассмотренные Н.В. Петровской (1956) соотношения молибденит-кварцевых и золото-кварцевых формаций Восточного Забайкалья. Месторождения этих формаций

сосредоточены в северо-восточной полосе Восточного Забайкалья (в пределах золото-молибденового пояса С.С. Смирнова). Месторождения локализируются на участках развития серий даек и малых интрузий диоритовой формации и преимущественно в более древних гранитоидах. Случаи непосредственного наложения одной формации на другую очень редки. Обычно, встречаясь в одних и тех же рудных районах, эти месторождения приурочены к различным участкам. При этом образование более молодых золото-турмалиновых жил началось, когда еще не закончилось формирование кварц-молибденитовых жил. Ранние минеральные ассоциации золотых месторождений, секущие основную массу кварц-молибденитовых жил, в свою очередь, пересекаются тонкими кварц-молибденитовыми прожилками.

Образование в пределах ограниченных площадей в течение одного этапа минерализации рудопроявлений различных типов Н.В. Петровская объясняет одновременным существованием нескольких источников рудных растворов, находящихся на разных глубинах.

Проведенное сравнение месторождений молибденит-кварцевой и золото-кварцевой формаций по минеральным ассоциациям показывает наличие между ними определенных черт минерально-геохимического родства. В кварц-молибденитовых месторождениях иногда отличаются золото и другие минералы, характерные для золото-кварцевой формации, однако это сходство значительно менее ярко выражено, чем для месторождений, принадлежащих к генетически родственным формациям.

Как было показано выше, молибденовые и золото-кварцевые месторождения могут быть связаны серией постепенных переходов по минеральным ассоциациям между собой и с полиметаллическими месторождениями. Но эти переходные по составу месторождения возникают лишь в других рудных районах, а там, где присутствуют кварц-молибденитовые и золото-пирит-турмалиновые месторождения они, как правило, не появляются.

В редких случаях, когда удастся наблюдать пространственное совмещение молибденового и золотого оруденения, резкое

различие минеральных составов тех и других образований позволяет предполагать, что во всех случаях наложение вызвано в основном тектоническими факторами. Таким образом, при металлогенических исследованиях необходимо различать группы месторождений, образовавшиеся в один этап минерализации, как пространственно ассоциирующие месторождения различных рудных формаций, не имеющие отчетливых признаков минерально-геохимического родства.

Среди рудных районов с почти одновременно образовавшимися месторождениями различных формаций можно также различать районы, где рудообразование, связанное с одним магматическим источником, происходило в несколько этапов минерализации. В этом случае проявляются рудные формации, которые могут быть выделены в особую группу – совмещенных рудных формаций. Они проявляются в месторождениях, в которых во время одной фазы рудообразования наблюдается два или более этапов минерализации, частично пространственно совпадающих и имеющих отчетливую возрастную последовательность. Обычно в этом случае образуются месторождения разных формаций или минеральных типов. Каждое из образований, принадлежащее одному этапу минерализации, состоит из нескольких, сменяющих друг друга во времени и все более низкотемпературных ассоциаций.

В качестве примера можно привести месторождения Кансайского рудного поля, где рудообразование происходило в три этапа минерализации с образованием следующих рудных формаций: скарново-медно-молибденовой, скарново-полиметаллической с вкрапленными рудами, скарново-полиметаллической с богатыми рудами.

В месторождениях Текелийского рудного поля также выявлены несколько этапов минерализации, с которыми связаны березитизация, образование кварцевых жил, арсенопирит-сфалерит-галенитовых руд и, наконец, формирование карбонатно-полиметаллических руд.

В редких случаях наблюдается еще один тип соотношений рудных формаций, для которого характерно почти одновремен-

ное образование месторождений, связанных с резко различающимися по составу магматическими источниками (например, с кислыми и основными магмами). В таких районах могут появиться одновременно рудные формации золота и олова, золота и бериллия, молибдена и олова и др. Такие группы названы «ч у ж д ы м и» рудными формациям и, поскольку их появление обусловлено одновременным функционированием различных по составу и металлогенической специализации источников рудного вещества. Иногда наблюдается пространственное совмещение этих рудных формаций в пределах одного рудного поля.

Рассмотренные различные соотношения рудных формаций можно использовать при классификации рудных районов [25, 26]. При этом в зависимости от распространенности месторождений одной или нескольких рудных формаций можно выделить рудные районы с простой и со сложной минерализацией.

ОБЩИЕ ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Совершенствование прогнозно-металлогенических исследований требует разработки геолого-генетических моделей формирования прогнозируемых объектов: рудных тел, месторождений, рудных полей, структурно-металлогенических зон. Значение геолого-генетических моделей при прогнозно-металлогенических исследованиях определяется тем, что при моделировании получаем смысловое отражение, меняющееся в разных геологических условиях, функциональные связи между рудоконтролирующими факторами. Оценка значимости этих факторов и критериев – одно из основных требований при переходе к количественному прогнозированию.

Вместе с тем, построение генетической модели делает теоретически возможным не только прогнозирование известных, но и новых вероятных для данной геологической обстановки типов промышленных концентраций рудных элементов.

Для локального прогнозирования наиболее важное значение имеет разработка геолого-генетических моделей рудных формаций. Основной задачей моделирования является при этом рассмотрение процессов рудообразования в масштабе всей рудообразующей системы (от источников до зон выноса и накопления компонентов), восстановление химизма и РТ-условий процессов минералообразования, закономерностей их развития во времени и в пространстве (зональность).

Сложность этой задачи и многообразие рудных формаций определяет необходимость учета при моделировании следующих главнейших принципов, отражающих установленные общие закономерности развития оруденения.

Принцип конвергентности формирования минералов, руд, пород, т. е. возможность возникновения сходных и даже однотипных минеральных образований при различных геологических процессах по различным генетическим схемам.

Впервые с полной определенностью представления о конвергентности рудных формаций были высказаны в работе В.И. Смирнова (1960) применительно к колчеданным месторождениям, где он различает гидротермально-метасоматические и гидротермально-осадочные образования. В последующие годы В.А. Кузнецовым (1972) показана конвергентность железоскарновой, медно-молибденовой формации [75], формаций металлоносных черных сланцев, сидерит-магнезитовой, свинцовоцинковой. Конвергентность характерна также для золоторудных формаций [5].

Изучение закономерностей формирования месторождений медно-никелевой, апатит-магнетит-флогопитовой и многих других рудных формаций (см. Критерии..., 1978; Рудоносность ..., 1981) показывает формирование месторождений в процессе развития различных процессов, проявляющихся в разнообразных геологических обстановках.

Соответственно для таких рудных формаций возникает необходимость разработки как общих моделей, отражающих наиболее важные принципиальные условия их образования, так и конкретных моделей для различных формационных типов (субформаций), отличающихся по структурным особенностям (жильные, стратиформные, контактовые и др.), характеру связи с геологическими формациями, глубинности становления и т. д.

В качестве примера рассмотрим образование месторождений одной из типичнейших и хорошо изученных рудных формаций – сульфидных медно-никелевых руд. Общие черты модели этой формации определяются однотипностью состава руд, подобием зональности, тесной связью с базит-гипербазитовыми комплексами.

Вместе с тем, при сходстве основных черт строение генезис-медно-никелевых месторождений может быть разнообразным с различной ролью процессов ликвации, метаморфизма, метасоматизма. По особенностям связи с геологическими формациями и генезису для территории СНГ было выделено несколько формационных типов (субформаций) медно-никелевых сульфидных руд – мончегорский, печенгский, аллареченский, норильский и ку-

рейский. Мончегорское месторождение представляет собой типично интрузивный вариант развития рудообразующей системы, а печенгское и норильское – вулканогенно-интрузивный. Наибольшая роль гидротермальных процессов отмечается для курейского типа, а метаморфизма – для аллареченского.

Конкретные модели типовых месторождений соответственно существенно отличаются. Эти отличия рассмотрим на примере Мончегорского и Печенгского месторождений (рис. 1).

Мончегорское месторождение связано с крупным расщепленным плутоном перидотит-пироксенит-норитов, формировавшимся на значительной глубине в основании мощного вулканогенно-осадочного прогиба. Соответственно рудообразующая система может рассматриваться здесь как относительно закрытая, удельное взаимодействие расплава с вмещающими породами – как незначительное. Следствием этого явилась контрастная кристаллизационная дифференциация, низкое содержание серы в расплаве на уровне предельной растворимости (0,05–0,1 %) ограниченный масштаб ликвации, проявляющейся неоднократно в ходе кристаллизации силикатного расплава. В итоге здесь возникали бедные вкрапленные руды в основании двух главных ритмов кристаллизации пород – донной залежи и верхнего критического горизонта и относительно небольшие по масштабам богатые сульфидные руды в прототектонических трещинах из остаточных силикатно-сульфидных руд.

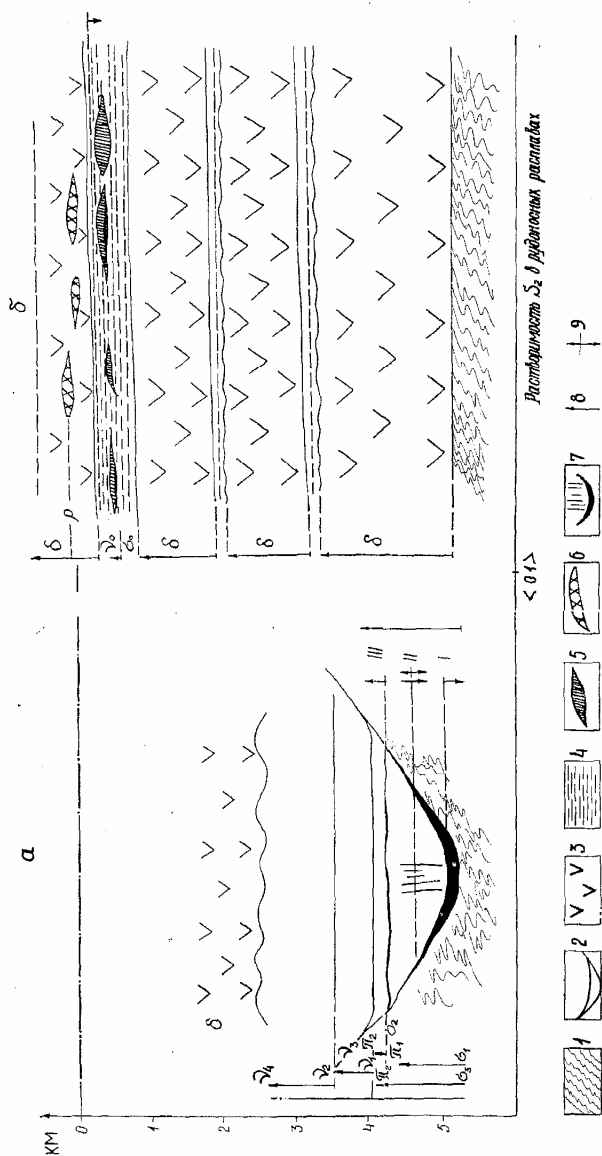


Рис. 1 СХЕМА РАЗМЕЩЕНИЯ СУЛЬФИДНОГО, МЕДНО-НИКЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В РАЗРЕЗЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ (СИ-МОНЧЕГОВСКИЙ, Д-ПЕЧЕНГСКИЙ ТИПЫ)

Печенгское месторождение формировалось по иной схеме. Оно связано с мелкими послойными телами габбро-верлитов, залегающих среди туфогенно-осадочной толщи в верхней части мощного осадочно-вулканогенного комплекса нижнего протерозоя (в пределах Мончегорского месторождения этот комплекс перекрывал рудоносный интрузив). Незначительные размеры гипербазитов, их форма с большой удельной поверхностью соприкосновения с водонасыщенными и богатыми серой осадками, малые глубины становления определили меньшую роль кристаллизационной дифференциации, образование за счет пересыщения серой сульфидных расплавов в донных частях на начальной (до кристаллизации силикатов) стадии развития и как функцию всего этого – образование здесь богатых сульфидных руд в полостях отслоения вмещающих пород, вдоль контакта гипербазитов, отчасти, в секущих трещинах.

В итоге месторождения типа Мончегорского и Печенги слагают как бы единый ряд медно-никелевых месторождений, образующихся из исходно однотипных магматических расплавов, но развивающихся по различным схемам в зависимости от глубины становления и влияния окружающей среды. Этот ряд может быть дополнен крайними членами: для чисто интрузивного глубинного варианта – месторождения типа Бушвелд (ЮАР), для излившегося вулканогенного варианта – типа Камбалда (Австралия).

Все сказанное выше свидетельствует о том, что на современном этапе изучения условий формирования и размещения месторождений различных рудных формаций необходимо учитывать их конвергентность, выделять конкретные формационные типы (субформации), разрабатывать для них геолого-генетические модели и критерии прогноза. Особое значение имеет при этом установление рядов закономерного изменения состава, структуры и строения в зависимости от рудоконтролирующих факторов (магматических, литологических, стратиграфических, тектонических и др.), в итоге позволяющих предвидеть все возможные варианты проявления рудных формаций в реальных геологических условиях.

Таблица 3

Принципы построения геолого-генетических моделей
рудных формаций

Конвергентность	_____	Колчеданные свинцово-цинковые золоторудные
Унаследованность развития минерализации	_____	Преимственность состава Длительность оруденения Пульсационность
Подобия развития минерализации	_____	Последовательность образования рудных формаций Зональность
Рудоконтролирующая роль геоида	_____	Поверхность палеогеоида Смещение
Генезис вещества рудных тел	_____	Мантийный Коровый и подкоровый Дифференциация расплавов
Закономерное изме- нение рудообразую- щей системы во вре- мени	_____	Магматогенно- рудный Пневматолито- гидротермальный Гидротермальный

Принцип унаследованности развития минерализации. Значение этого принципа при прогнозно-металлогенических исследованиях в последние годы неоднократно обсуждалось в литературе (В.И. Казанский, Н.П. Лаверов, А.И. Тугаринов, В.Т. Сургай, О.С. Кочетков).

Этот принцип определяет характерность совмещения в единых геологических структурах (зонах, рудных полях, месторождениях, рудных телах) минерализации разновременных периодов, а в ряде случаев даже эпох и закономерную преемственность в составе последовательно сменяющихся во времени типов рудоносных пород, прожилков, жил.

При сопоставлении многочисленных данных по геохронологическому изучению процессов формирования месторождений устанавливается, что длительность развития оруденения в пределах месторождений и рудных полей варьирует в очень больших пределах: от сотен тысяч, первых миллионов до десятков и даже сотен миллионов лет. При этом наибольший диапазон устанавливается для докембрийских месторождений (до сотен миллионов лет), наименьший (миллион – сотни тысяч лет) – для кайназойских.

Геохронологические датировки подтверждают также вывод о том, что развитие месторождений происходит пульсационно. Длительность развития месторождений во всех случаях оказывается при этом следствием проявления многочисленных резко разорванных во времени импульсов рудообразования. Разновременные минеральные образования имеют при этом общую единую направленность развития даже в тех случаях, когда интервалы между периодами рудообразования составляют десятки или даже сотни миллионов лет. При этом, как справедливо было отмечено В.И. Смирновым (1970), на примере стратиформных месторождений цветных металлов ранние парагенезисы их могли образовываться как сингенетичные в доскладчатых условиях, поздние – как эпигенетичные послескладчатые. Соответственно при разработке моделей формирования месторождений следует рассматривать рудообразующие системы в динамике их развития во всем диапазоне времени проявления оруденения.

Широкое распространение унаследованности – приуроченности оруденения единым структурам и преемственность в составе руд резко различных периодов рудообразования определили появление гипотезы «горячих точек» – глубинных и долгоживущих тепловых аномалий, над которыми на протяжении длитель-

ных геологических эпох существуют благоприятные условия для активного минералообразования [57]. Унаследование требует совмещения одновременной минерализации не только в плане, но и в разрезе, т. е. в определенном вертикальном диапазоне.

Принцип подобия развития минерализации в различных масштабах пространства и времени определяет в общем случае единую направленность в ходе формирования оруденения и подобие проявления зональности в различных масштабах: в рудных телах, месторождениях, рудных полях и зонах.

При разработке моделей рудных формаций геогенетический закон находит отражение в следующем. Во-первых, последовательность образования минералов, парагенезисов (пород, руд), рудных формаций в ходе стадий минерализации, этапов, эпох в общем случае однонаправлена и подобна. Во-вторых, в каждом более позднем образовании начальные минералы и парагенезисы эволюционных рядов проявляются все более редуцированно вплоть до полного исчезновения, конечные – получают все более полное развитие. При этом последовательность развития минералов и парагенезисов во времени, как правило, отражает закономерности их размещения в пространстве (зональность). По направленности смены оруденения в пространстве и во времени, по ориентировке векторов зональности при моделировании необходимо выделять месторождения с прогрессивной и регрессивной зональностью, прямой и обратной, центростремительной и центробежной [59].

В общем случае принцип подобия определяет возможность широкого использования при построении моделей формирования рудных полей и месторождений генетических выводов, получаемых при изучении особенностей образования отдельных рудных тел, жил, прожилков, метасоматических пород. Именно благодаря этому в ряде случаев, как известно, отдельные штуфы, образцы руд как бы в миниатюре «моделируют» строение рудных тел, месторождений в целом, дают представление о характерных пространственных и временных соотношениях парагенезисов. В соответствии с этим принципом строение месторождений и рудных тел по вертикали в общем случае всегда

должно быть асимметричным, однонаправленным, а по горизонтали характеризоваться билатериальной или центральной симметрией, которая в ряде случаев может трансформироваться с учетом элементов гомологии и подобию.

Ярким примером асимметричной однонаправленной вертикальной зональности может служить зональность железорудных, медных, полиметаллических, уран-модибденовых и других стратиморфных сингенетических (экспозиционно-осадочных, гидротермальных), а также эпигенетических рудных элементов, развивающихся согласно с напластованием пород, а также зональность хромитовых, платиновых, медно-никелевых месторождений, приуроченных к комплексам расслоенных интрузий.

Аналогичной однонаправленной вертикальной и менее четко выраженной горизонтальной зональностью обладают зоны регионально распространенных метасоматитов: вторичных кварцитов, пропилитов, грейзенов, фельдшпатитов. При таком подходе особого внимания заслуживают все те месторождения, для которых указывается симметричная «чехольная» вертикальная зональность рудных тел или, напротив, отмечается отсутствие зональности при значительной вертикальной протяженности рудных тел, поскольку оба случая не согласуются с принципом симметрии Кюри.

В качестве примера приведем схематическую модель формирования жильного грейзенового тела, развивающегося в эндо- и экзоконтакте материнских гранитов (рис. 2).

Динамика развития таких тел в верхних и нижних горизонтах полярна по ряду характеристик (особенностям температурного поля, направлению течения растворов и др.), что приводит к формированию наряду с билатеральной горизонтальной симметрией асимметричной вертикальной зональности. Важно подчеркнуть при этом принципиальную разницу в границах зон по горизонтали (или поперек мощности), они резкие и четкие, по вертикали границы между зонами не четкие, на рисунке фиксируется последовательное направленное «фациальное» изменение состава внутренней, промежуточной и внешней зон метасоматитов.

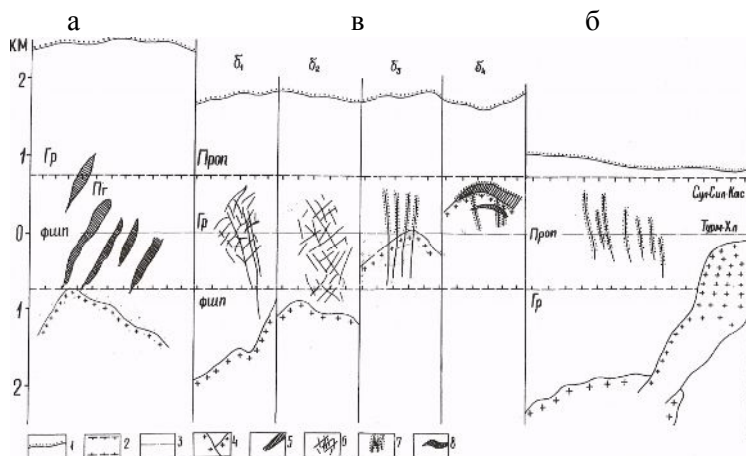


Рис 2. Схема размещения редкометальных, пегматитовых (Пг) оловянно-вольфрамовых, грейзеновых (Гр) и сульфидно и силикатно-касситеритовых месторождений (Сул-Сил-Кас) среди турмалин-хлоритовых (Турм-Хл) метасоматитов на фоне регионально распространенных метасоматитов (Проп-Пропилиты, Гр-Грейзены, Фшп*фельдшпатолиты):

А,б (б₁, б₂, б₃, б₄) – различные варианты взаимного расположения метасоматитов рудных тел и гранитов по отношению к поверхности рельефа и геоиду; 1 – поверхность палеопенепплена; 2 – границы рудоносного слоя; 3 – поверхность геоида; 4 – разновозрастные гранитоиды; 5 – жильные тела пегматитов; 6 – штокверки; 7 – кварцево-рудные жилы с околожильными метасоматитами; 8 – грейзенизированные купола гранитов («апограниты»)

Специального дополнительного изучения и проверки заслуживают также все те месторождения, для которых считается не характерной или не проявленной вертикальная зональность.

Обобщение материалов по вертикальной зональности метасоматических пород и руд различных типов месторождений (Рундквист, Неженский, 1975; и др.), и использование принципа симметрии Кюри при анализе строения рудных тел, позволили сформулировать практически важный вывод о всевозрастающей

степени отличия состава руд и метасоматических пород (рудных и нерудных минералов) по мере удаления от центральных частей рудных залежей вверх или вниз.

Принцип рудоконтролирующей роли геоида. При разработке теории моделирования процессов формирования месторождений различных рудных формаций следует иметь в виду эмпирически устанавливаемое положение о максимальной благоприятности для возникновения и последующего сохранения месторождений их расположения в период формирования вблизи поверхности геоида.

Поверхность геоида – это поверхность изопотенциальных значений вектора гравитации, трассирующая под континентами поверхность Мирового океана. Поверхность геоида в общем случае определяет региональный базис эрозии, уровень проникновения инфильтрационных вод и уровень смещения их с глубинными восходящими растворами, определяет зону смены окислительно-восстановительных условий и в силу всех этих причин существенно влияет на рудообразование.

К сожалению, палеорельеф, его абсолютные отметки над уровнем моря, степень расчлененности, динамика развития традиционно анализируются лишь при изучении закономерностей формирования экзогенных месторождений: россыпей, латеритных кор выветривания, осадочных месторождений и некоторых др. При изучении эндогенных месторождений обычно ограничиваются рассмотрением глубинности их формирования с выделением месторождений "больших", "средних", "малых" глубин, близповерхностных и т. д., без учета реального рельефа местности в период рудообразования и расположения месторождений по отношению к геоиду. Когда такой анализ осуществляется, то выясняется ряд практически важных положений.

Во-первых, устанавливается, что многие месторождения, формирующиеся на различных глубинах, оказываются расположенными закономерно вблизи поверхности геоида. К таким же выводам можно прийти из анализа опубликованных работ по медно-порфировым, грейзеновым, золото-полиметаллическим, золотосеребряным месторождениям. На основе изучения дина-

мики формирования рельефа в истории геологического развития Сихотэ-Алиня, Монголии, Сьерра-Невады, Берегового хребта можно сделать важный вывод о приуроченности подавляющего числа рудных месторождений к поверхности палеогеоида (на период рудообразования).

Во-вторых, при анализе размещения оруденения по вертикали устанавливается, что самые различные типы оруденения развиваются в пределах определенного "слоя", называемого исследователями по-разному: «рудоносным горизонтом» (например, сурьмяный, хромитовый и т. д.) или «рудоносным слоем», «рудоносной поверхностью», «критическим горизонтом». При этом в большинстве случаев отмечается, что на период рудообразования этот рудоносный слой располагался субгоризонтально и примерно параллельно пенепленизированной поверхности палеорельефа. Такой вывод вытекает из работ по полиметаллическим месторождениям Карамазара, по оловорудным месторождениям Якутии; по железорудным месторождениям Сибири (1970); колчеданно-полиметаллическим месторождениям Алтая (1969); урановым месторождениям в вулканических депрессиях и др. С этой позиции становятся понятными имеющиеся многочисленные данные, указывающие на устойчивость гипсометрических отметок развития оруденения в различных рудных районах, т. е. распространение оруденения на значительные расстояния в субгоризонтальной плоскости.

Характерным примером развития оруденения в субгоризонтальной плоскости является классический рудный район Корнуолла. Здесь "рудоносный слой", в пределах которого локализованы Sn-W, Sn-Cu, Cu-Pb-Zn-Pb-Fe-U оруденения имеет мощность 400–800 м и распространяется в субгоризонтальной плоскости на 200 км. На примере Корнуолла, оловорудных районов Якутии и других был сделан также важный вывод о том, что зональность оруденения, связанной с интрузиями, развивается не концентрически, обрамляя рудоносные массивы, как это ранее представлялось по известной схеме В. Эммонса, а проявляется преимущественно в субгоризонтальном направлении в пределах рудоносного слоя.

Особенность развития редкометального оруденения в определенной субгоризонтальной зоне, параллельной поверхности палеорельефа и поверхности геоида, иллюстрирует схема, приведенная на рис. 3. На этой схеме условно показаны три уровня регионально проявленных метасоматически измененных пород: пропилитов, грейзенов. В зависимости от глубины развития гранитов и оруденения по отношению к палеорельефу и поверхности геоида, и, как следствие этого, различной открытости-закрытости системы, при сходном составе гранитов и постмагматических растворов, могут возникать различные типы месторождений, отличающиеся как составом, так и морфологией. При этом грейзеновые месторождения возникают в "слое" распространения региональной грейзенизации, и могут существенно отличаться в зависимости от расположения гранитов, даек, систем трещин.

Интересно также подчеркнуть намечающуюся зависимость между динамикой развития рельефа (воздымание-опускание), особенностью размещения оруденения и типом зональности в "многоэтажных" рудных залежах. В зонах последовательного прогибания структур (проявление седиментогенеза, вулканизма) динамика оказывается отчетливо запечатленной в положении рудных залежей в разрезе. По мере погружения, ранее возникшие образования оказываются "захороненными" и более поздние возникают выше по разрезу. Такие взаимоотношения устанавливаются для многих стратиформных рудных месторождений с ритмичным многоярусным развитием оруденения.

Вместе с тем имеются, правда, пока единичные примеры того, что для орогенных областей, характеризующихся медленным воздыманием, последовательно возникающие генерации рудных образований смещаются во времени в противоположном направлении по разрезу, т. е. сверху вниз. В качестве примера можно привести детально изученное месторождение Клаймакс, в пределах которого три зоны с однотипно меняющимся оруденением молибдена располагаются одна над другой, причем поздние под ранними.

Эти два противоположных случая развития оруденения объединяет единое правило: оруденение смещается в процессе формирования снизу вверх в блоках, испытывающих опускание, и сверху вниз в блоках орогенеза и воздымания.

В целом все отмеченные выше особенности размещения различных типов оруденения по отношению к геoidу являются результатом как резких изменений физико-химических параметров системы вблизи поверхности, так и оптимальных условий для сохранения месторождений при их формировании вблизи поверхности геоида. Чем дальше удалены рудные тела от поверхности геоида (вверх, например в жерловых частях вулканов, или вниз, например, в глубоководных впадинах), тем меньше возможностей их сохранения в истории геологического развития при последующих тектонических движениях вследствие появления эрозии и метаморфизма. Рассмотренные выше принципы обобщают наиболее общие структурно-вещественные и пространственно-временные закономерности развития минерализации, проявляющиеся в различных масштабах – при формировании рудных тел, месторождений, рудных полей, металлогенических зон.

В то же время эти принципы не определяют конкретных черт геолого-генетических моделей месторождений, которые крайне разнообразно проявляются в природе и определяют лишь те методологические подходы и факторы, которые необходимо учитывать при анализе процессов рудообразования и построении моделей.

Одна из существенных сторон разработки проблем генезиса при моделировании – анализ закономерного изменения всей рудообразующей системы во времени, установление последовательности событий, отражающих важнейшие специфические особенности месторождений отдельных рудных формаций.

Проиллюстрируем это важное положение на примере грейзеновых месторождений, формирующихся первоначально в рамках магматических систем, затем пневматолито-гидротермальных, далее гидротермальных с закономерным возрастанием к концу процесса роли поверхностных инфильтраци-

онных вод. Более детально события при формировании грейзеновых месторождений можно представить в виде следующей "генеральной" модели их развития.

1 Возникновение гранитной магмы в условиях общего растяжения земной коры на орогенной или активизационной стадии развития.

2 Перемещение и становление гранитной магмы на глубинах от 1,0–1,5 до 3–5 км, что примерно соответствовало, очевидно, на тот период абсолютным отметкам рельефа.

3 Последовательное уменьшение давления в магматической камере вследствие магматической поляризации и "всасывания" растворов из окружающих пород ("трансэвапортизация"), обогащение расплавов водой.

4 Пульсационное развитие кристаллизационной дифференциации с образованием нескольких магматических фаз, первоначально ранней фазы внешних частей интрузий, затем гранитов более глубинных частей мелко- и среднезернистых с преобразованием более ранних гранитов под влиянием летучих в крупно-гигантозернистые разности.

5 Становление различных генераций жильных тел и отделение постмагматических растворов от ранних, более щелочных, производящих региональную калишпатизацию гранитов первой фазы, до поздних, наиболее кислотных, определяющих формирование грейзенов.

6 Возникновение закономерно ориентированных систем трещин в гранитах в кровле над интрузиями в результате кристаллизационной "усадки" и "опустошения" магматических камер. Использование возникающих трещин жильными телами аплитов и пегматитов (главным образом в связи с гранитами первой фазы), дайками микрогранитов, онгонитов, образование кислых вулканитов при развитии сообщающихся с поверхностью систем трещин.

7 Усиление неравномерного распределения давления в рудообразующей системе в результате трещинообразования, возникновения локальных участков пониженных давлений, благоприятных для накопления постмагматических растворов, в

частности в куполах и гребнях гранитов под экраном вышележащих толщ.

8 Широкое развитие постмагматических процессов преобразования зон роговиков, раскристаллизованных гранитов, вплоть до частичного вторичного их переплавления в участках максимального накопления летучих, щелочей, редких элементов (в куполах). Формирование региональной метасоматической зональности со сменой снизу вверх: фельдшпатизация - грейзенизация пропилитизация.

9 Возрастание роли экзокинетической трещиноватости по мере завершения собственно магматических процессов, активная циркуляция растворов снизу вверх вдоль систем трещин: граниты поздних фаз-граниты ранних фаз-породы кровли.

10 Кислотно-щелочная эволюция растворов в ходе их циркуляции в силу изменений давления, температур и взаимодействия с вмещающими породами. Формирование рудоносных локальных зон грейзенизации с контрастной зональностью.

11 Возрастание значения гранитов как источника тепла, длительно (до 20–30 млн. лет) сохраняющих аномальное температурное поле. Развитие систем "конвекционной" циркуляции растворов с перемещением снизу вверх от "активных точек" – участков распространения аномальных тепловых потоков над куполами, в зонах трещиноватости и просачиванием сверху вниз по периферии.

12 Постепенное выравнивание температур и давлений в рудообразующей системе, уменьшение градиентов и, как следствие этого, нивелирование первичной зональности за счет наложения на зоны различного состава однотипных более поздних средне- и низкотемпературных образований, возникающих при значительно большей роли экзогенных факторов и вод поверхностной циркуляции.

В заключение подчеркнем три основных вывода.

1 Разработка геолого-генетических моделей рудных формаций и формационных типов – одна из важнейших задач дальнейшего совершенствования принципов и методов локального прогнозирования и детальных поисков месторождений.

2 При построении моделей необходимо широко использовать (а также уточнить и детализировать) рассмотренные выше принципы – конвергентности, унаследования, подобия, симметрии, геоида, отражающие наиболее общие закономерности формирования оруденения в истории развития земной коры.

3 Конкретные черты геолого-генетических моделей рудных месторождений различны и, в первую очередь, требуют детального изучения последовательности развития геологических процессов в меняющихся во времени рудообразующих системах.

Одна из назревших задач настоящего периода развития учения о месторождениях полезных ископаемых – разработка систематики и классификации геолого-генетических моделей на основе палеореконструкций рельефа, геологических и физико-химических условий образования оруденения.

При построении моделей эндогенного рудообразования нужно учитывать генезис вещества рудных тел. К настоящему времени наибольшее признание получили гипотезы мантийного, корового и корово-мантийного образования рудных формаций. Наиболее убедительно мантийная природа рудного вещества доказана для сегрегационных и ликвационных месторождений никеля, меди, платиноидов, хрома, титана, ряда других цветных и редких металлов. Нередко на магматогенные руды накладывается оруденение последующего гидротермального этапа с минералами золота, цинка, свинца, серебра и др. К мантийным производным относятся металлоносные базальтоиды и ассоциированные с ними ртутные месторождения.

Суждение о подкоровом происхождении магм основывается на данных геофизических исследований, петрологических и геохимических связях между изверженными породами, и результатах экспериментов.

Глубина выплавления толеитовых магм определяется положением астеносферных слоев и принимается в 40–60 км, а известково-щелочных магм более 70 км. Калиевые щелочные магмы зарождаются на большей глубине по сравнению с натровыми. Судя по геофизическим данным, глубина зарождения магм может находиться в интервале 100–150 км.

По признанию многих исследователей, основной причиной эндогенных процессов является тепловой поток, связанный с высокими температурами недр Земли. Под влиянием разогрева недр происходит выплавление вещества мантии. На глубинах 40–60 км температура может достигать 1400 °С.

Анализ абсолютного значения возраста мезозойских и кайнозойских изверженных пород Дальневосточного региона по более чем 2500 калий-аргоновым определениям показал, что проявление различных по составу вулканитов и интрузий сопровождается поднятиями земной коры и последующими компенсационными прогибами [45].

Поднятия указывают на огромную энергию всплывающих к коре магматических масс и сопровождаются перерывами в осадконакоплении и несогласиями в залегании комплексов. Отмечена тесная временная и пространственная связь между основными, средними и кислыми магматитами, причем пароксизмы их проявления имеют средние интервалы в 20–40 млн. лет. Каждый пароксизм сопровождается рудообразованием, которое иногда предшествовало возникновению изверженных пород, но чаще проявлялось почти синхронно.

Наиболее ярко магматические комплексы проявлены в областях молодого активного вулканизма (Камчатка, Курильские, Японские и Новозеландские острова, Мексика, Исландия, Италия и др.). Как доказано сейсмическими наблюдениями, формирование магматических очагов происходило в подкоровых глубинах в интервале 35–80 км (Камчатка, Гавайи, Мексика, Африка, Тянь-Шань и другие регионы) с периодическим импульсивным поднятием в земную кору (вулканы Ключевской и Плоский Толбачик на Камчатке, Мауна-Лоа и Киллауэа на Гавайских островах, Парикутин в Мексике и др.).

Чередование покровов эффузивов основных, средних и кислых магм, последующее частое проявление средних, а затем основных лав – свидетельство дифференциации расплавов на глубине. Это также подтверждается расслоенными и кольцевыми интрузиями с гомодромной или антидромной сменой пород, что свойственно многим массивам с изменением состава от центра к периферии или по вертикали. При этом интрузивные фа-

ции пород переходят в субинтрузию. Граница между вулканами и интрузиями иногда нечеткая. В основании ряда базальтовых вулканов находятся граниты (гора Рейнер в США, вулканы Хангар и Вилучинский на Камчатке, Гекла в Исландии и т. д.).

Вулканический процесс везде начинается взрывной деятельностью и мощными газовой-пепловыми выбросами на высоту до 12–45 км. Это свидетельствует о накопления флюидов в верхних частях магматических очагов независимо от состава магмы и очень высокого внутриочагового давления. При Толбачинском извержении на Камчатке после первоначальных взрывов давление газов достигало 6–9 кбар (Меняйлов и др., 1980).

Последовательная смена магм от основных к кислым и часто опять к основным, сопровождаемая пароксизмами газовой-пепловых выбросов, определяет пульсационное развитие рудно-магматических процессов.

Доказано, что вязкость различных магм не одинакова. Наиболее вязкие кислые магмы способны дольше удерживать в себе флюиды. Базальтовые лавы, как самые жидкие, теряют пары и газы быстрее. Этим самым определяется продолжительность пневматолита и гидротермальной деятельности в случае кислых магм.

Исследования состава парово-газовых выделений и базальтовых лав на вулканах мира показали наличие в них большинства элементов таблицы Менделеева. Качественный состав газов и металлов в рудах и газовой-жидких включениях в них очень близок, несмотря на ассоциацию руд с изверженными породами различного состава — от ультраосновного до кислого. Однако количественные соотношения между газами и между металлами различны.

Платиноиды, золото, серебро, олово, различные сульфиды отмечаются в метеоритах, кимберлитах, расслоенных интрузиях, в базальтах Дальневосточной окраины материка, в траппах Сибирской платформы. В летучих веществах присутствовали в высоких концентрациях платиноиды, медь, свинец, цинк, мышьяк, сурьма. Касситерит отлагался и из газов лавового озера на вулкане Этна.

Как теперь доказано, состав газов в геотермах Камчатки зависит не от типа вулканических лав, а от их возраста. Чем породы лав моложе, тем больше в геотермах галоидов. Чем источники древнее, тем выше содержание сероводорода, а затем – углекислого газа.

Из приведенных фактов видно, что пары и газы, последовательно поднимаясь от мантийного магматического очага к земной коре, образуют на любых уровнях глубин, независимо от состава магм, металлоносные флюиды, которые преимущественно накапливаются в верхних частях всплывающих магматических очагов.

Если магмы, насыщенные газами, достигают поверхности, они взрываются, теряют полезный груз металлов, которые рассеиваются в массе пиропластики и лавах. Если такие магмы задерживаются на глубине, они образуют рудоносные интрузии сложного состава. При остывании периферийных частей магматического очага образуются рудоносные пегматиты, скарны, грейзены и затем обычные жильные гидротермальные проявления.

По данным многочисленных исследований газово-жидких включений в минералах оловянных руд, начальные температуры их образования находились в пределах 500–360 °С. Для месторождений касситерит-кварцевой формации наиболее характерный интервал рудообразования составляет 400–250 °С. Отложение основной массы касситерита на касситерит-сульфидных месторождениях происходило в интервале температур 360–270 °С. По максимальному давлению в период отложения оловянных руд (4,25 кбар) намечаются приблизительно глубины их формирования. Для касситерит-сульфидной формации они находились примерно в интервале 0,9–3 км, для касситерит-кварцевой формации – 2,3–5,2 км и для пегматитов – 2,6–15,7 км.

Перекрытие глубин распространения руд различных формаций объясняет их многоярусное расположение, а значения нижних пределов глубин определяют широко распространенную вертикальную зональность рудоотложения.

Рудная минерализация часто ассоциирует с дорудными, внутрирудными и пострудными дайками. Гомодромная или антидромная последовательность проявления даек показывает пе-

риодичность трещинообразования и относительное расположение на глубине магм различного состава. С этой периодичностью согласуется проявление различных рудных формаций или магматогенно-рудных систем.

Смена рудных формаций во времени и пространстве происходила как по латерали, так и по вертикали. Этим определяются стадийность и зональность рудоотложения. Приведенные выше взаимоотношения между магматитами и рудами установлены в районах Приамурья, Приморья, Магаданской области и Якутской АССР [45].

Прерывистые и последовательные проявления даек и рудных образований – свидетельство чередования в земной коре тектонических сжатий и растяжений.

В периоды растяжений разрывные структуры становятся путями проникновения расплавов и флюидов. Этими процессами определяется стадийность гидротермального рудообразования. Нередко в последующие этапы сжатия в этих же структурах происходит трещинообразование и дробление оруденелых пород с образованием затем прожилковых зон и рудных брекчий.

Кроме того, для построения моделей рудообразования необходимо учитывать следующие факторы. Под влиянием горизонтальных напряжений в земной коре проявляется складчатость, сопровождаемая разломами земной коры.

Проникая в мантию, они снижают давление и возбуждают магмообразование. Формирующиеся очаги расплавов всплывают к земной коре, вызывая в ней поднятия и растяжения. На верхних горизонтах очагов концентрируются металлоносные флюиды. Напряжения растяжения раскрывают разрывные структуры и выводят вверх магматические расплавы и сопровождающие их флюиды. Образуются рудные месторождения. Связь между магматическими расплавами и рудами настолько тесная, что позволяет выделить магматогенно-рудные системы [45]. Их формирование происходило прерывисто, определяя этим в каждом этапе смену составов магм и рудного вещества. Пространственно тяготея к глубинным разломам, такие системы определяют расположение металлогенических зон и поясов.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Приведены краткие сведения о рудных формациях на основе генетической классификации. При этом сохранены широко используемые названия рудных формаций, основанные на различных и неравнозначных по содержанию признаков (генетических, минералогических, геохимических и др.).

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация самородной платины, связанная с основными и ультраосновными породами. Платина в виде твердого раствора с железом, иридием, осмием, палладием встречается в ассоциации с хромитом и оливином; образует гнезда среди дунитов, реже пироксенитов, а также в норитах и анортозитах расслоенных плутонов. Месторождения относятся к классу позднемагматических образований (Урал, Бушвельдский лополит в Южной Америке).

2 Формация хромитовая. Месторождения приурочены к массивам ультраосновных пород. Хромитовые залежи сосредоточены среди дунитов, реже перидотитов, обычно серпентинизированных; имеют форму линзообразных и неправильных тел. Все мировые промышленные месторождения относятся к позднемагматическому (Кемпирсайское в Казахстане, месторождения Турции, Филиппин, Кубы и др.) и раннемагматическому (Бушвельд) классам.

3 Формация титаномagnetитовая в основных породах. Месторождения залегают в массивах габбро- и анортозитов. Руды, вкрапленные и реже сплошные, представлены ванадий-содержащим титаномagnetитом, ильменитом. По генезису месторождения являются позднемагматическими (Урал, Кольский полуостров, Канада, США, Индия, Норвегия, Швеция, Казахстан).

4 Формация медно-никелевая. Представлена месторождениями вкрапленных пирротит-халькопирит-пенландитовых руд,

залегающих в габбро, норитах, реже пироксенитах (Норильское, Талнахское, Мончетундра, Печенга, Садбери, Томпсон, Инсизва и др.).

5 Формация алмазоносных кимберлитов и лампроитов. Месторождения приурочены к трубчатым телам кимберлитов и лампроитов платформ: Сибирской, Африканской, Бразильской, Северо-Американской, Австралийской. Алмазоносные лампроиты Австралии по составу подразделяются на лейцитовые и оливиновые. Содержание алмазов в лампроитах Австралии (трубка Аргайлл) достигает 8 кар/т, алмазы технические и ювелирные.

6 Формация апатит-нефелиновая. Уникальным представителем является Хибинское месторождение на Кольском полуострове, генетически связанное с нефелиновыми сиенитами.

7 Формация редкоземельная в щелочных породах. Своеобразные месторождения редких элементов группы церия, лантана, ниобия приурочены к массивам щелочных пород. Главными редкоземельными минералами являются лопарит, эвдиалит, колумбит.

8 Формация графита в нефелиновых сиенитах. Кристаллический графит в нефелиновых сиенитах образует штоки, гнезда до 50 м в поперечнике (Ботогольское месторождение в Восточном Саяне).

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация редкоземельных пегматитов. Месторождения формируются на глубинах более 11 км, имеют связь с явлением анатексиса и приурочена к глубокометаморфизованным породам гранулитовой фации ($p=10-11$ кбар, $T=750$ °C). Для пегматитов характерно преобладание микроклина и отсутствие мусковита, изредка встречается редкоземельная минерализация (Ti, Ta, редкие земли цериевой и иттриевой группы: ортит, бетафит, фергусонит, монацит и др.). Выделяют ортитовые, монаци-

товые, титано-ниобиевые и урановые редкоземельные пегматиты (Канада, США, Норвегия, Финляндия).

2 Формация слюдоносных и керамических пегматитов. Эти пегматиты возникают на глубинах 7–11 км, связаны с комплексом пород амфиболитовой фации (ставролит-кианитовой субфации). Пегматитовые тела приурочены к полостям отслоения и другим формам, обусловленным складчатостью и сопровождающимся трещинообразованием. С этой формацией связаны все крупные месторождения мусковита (Россия, Индия, Мадагаскар и др.).

3 Формация редкометалльных пегматитов. Месторождения формируются на глубине 4–6 км, обычно находятся вне материнских гранитных массивов. Во всех типах редкометалльных пегматитов широко развита поздняя альбитизация, с которой связано бериллиевое, литиевое, тантал-ниобиевое оруденения (Канада, США, Австралия).

4 Формация хрусталеносных пегматитов. Месторождения связаны с постскладчатыми гранитами, формируются на глубине 2–4 км, обычно залегают непосредственно в материнских гранитах. Почти всегда есть занорыши, минерализованные полости, камеры, в которых встречаются пьезокварц, оптический флюорит, топаз, берилл и другие минералы.

Известны и промежуточные по формационной принадлежности месторождения: редкометалльно-слюдоносные редкометалльно-хрусталеносные и др.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ КАРБОНАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация апатит-форстерит-магнетитовая. Относятся месторождения комплексных апатит-магнетитовых руд, содержащих бадделейт; часто присутствуют значительные количества флогопита и кальцита. Руды образуют штоко-линзовидные и жильные тела (Люлекоп в ЮАР, Ковдор на Кольском полуострове).

2 Формация флогопитовая. С нею связаны самые крупные в мире месторождения флогопита (Гулия в Сибири, Ковдор на

Кольском полуострове). Примечательно, что в коре выветривания флогопитовых месторождений, как правило, образуются промышленные концентрации вермикулита.

3 Формация гатчета отолит-пироклоровых кальцитовых карбонатитов.

4 Формация колумбит-бастнезитовых (паризитовых) анкеритовых карбонатитов. Характеризуется широким распространением низкотемпературных минеральных ассоциаций, образующих штоки и жилы выполнения с высоким содержанием редких земель цериевой группы, с минералами стронция, бария, молибдена, цинка, свинца, фтора.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация скарно-железородная. Типична для магнезиально- и известково-скарновых месторождений малых и больших глубин. Магнетитовое оруденение сопутствующее. Руды локализованы в определенных зонах метасоматической колонки. Эндоскарновые зоны менее благоприятны и содержат бедные руды. Месторождения встречаются в складчатых областях – Леспромхозное, Магнитогорское, древних щитов – Таежное, зон активизации Коршуновское, Тейское.

2 Формация скарново-молибден-вольфрамовая. Редкометалльное оруденение является наложенным на магнезиальные (Яхтон, Лянгар) и известковые (Санг-Донг, Тырныауз), скарны, развиты в областях активизации.

3 Формация скарново-цинковая. Галенит – сфалеритовое оруденение приурочено к известковым, реже к магнезиальным скарнам и относится к типу отстающего оруденения. Месторождения: Дальнегорское, Николаевское, Алтын-Топкан и др.

4 Формация скарново-борная. Представлена месторождениями в магнезиальных и известковых скарнах больших и малых глубин (Саяк IV).

5 Формация скарново-медная. Магнетит-халькопиритовое и халькопиритовое оруденение (отстающее) в известковых

скарнах складчатых областей (Турьинское, Саяк I).

6 Формация скарново-флогопитовая. Типична для магнезиально-скарновых месторождений щитов (Слюдянка, Эмельджак в СНГ, месторождения в Канаде, Корее) и зон активизации в связи с ультраосновными – щелочными комплексами (Гулия, Ковдор и др.).

7 Формация скарново-лазуритовая. Месторождения лазурита расположены в магнезиальных скарнах областей ультраметаморфизма (Малобыстринское, Памир, Афганистан).

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ АЛЬБИТИТОВЫХ И ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация редкометальных альбититов. Объединяет значительное число месторождений ниобия, циркония, лития с рубидием, бериллия и редких земель, различающихся по составу исходных интрузивных пород и по типам альбититов.

2 Формация кварцево-жильно-грейзеновая. Образуется при развитии грейзено-рудного процесса в алюмосиликатных породах (гранитах, кислых и средних вулканитах, песчаниках и сланцах). Это наиболее распространенная формация (80 % всех месторождений) с касситеритом, вольфрамитом, молибденитом, бериллом, колумбитом (месторождения Юго-востока Азии, Западной Европы и др.).

3 Формация скарново-карбонатно-грейзеновая. Формируется в результате наложения грейзенового процесса на мраморы и скарны, характеризуется бериллиевым орудуением: фенакитовым, берtrandитовым.

4 Формация амфиболит-грейзеновая. Развивается в ультраосновных и основных породах, однако месторождения встречаются редко. Известны месторождения с изумрудом и хризобериллом, фенакитом, молибденитом.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ВУЛКАНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Группа вулканогенно-гидротермальных месторождений объединяет специфический рудный ряд: $\text{Au} - \text{Hg} - \text{Ag} - \text{Au} - \text{U} - \text{Mo} - \text{Cu}$.

1 Формация серных кварцитов. Метасоматические серные залежи приурочены к склонам и подножиям долгоживущих андезитовых стратовулканов (месторождения Японии, Южной Америки, Камчатки и Курильских островов).

2 Формация золото-серебряная. Месторождения связаны с дацитами и риолитами, чаще всего экструзивными; имеют миоценовый (США, Мексика, Япония, Индонезия, Охотско-Чукотский пояс, Казахстан, Румыния) и верхнепалеозойский (Таскора и др.) возраст.

3 Формация олово-серебряная. Месторождения размещаются в субвулканических телах, неках риолитов и дацитов. Наиболее крупные месторождения сосредоточены в Боливии (Ллалагуа, Потоси, Оруро).

4 Формация ртутная опалитовая. Месторождения располагаются в областях недавней вулканической деятельности; ассоциируют с существенно андезитовыми и липаритовыми эффузивными формациями (Камчатка, Сахалин, Закарпатье); месторождения встречаются в США, Мексике, Чили, Новой Зеландии, Японии, Италии.

5 Формация свинцово-цинковая богатая серебром. Представлена месторождениями Мексики (Пачука, Вета Мадре), Боливии и др. Оруденение приурочено к крупным трещинным зонам типа сбросов в осадочных породах и экструзиях. Руды сконцентрированы в жилах, штокверковых зонах и представлены кварц-карбонатной жильной породой с сульфидом свинца, цинка и серебра.

6 Формация "древянистого олова" (риолитовая). Представлена небольшими месторождениями колломорфного касситерита в экструзиях риолитов (Малый Хинган, Мексика).

7 Формация молибден-урановая. Известные месторождения приурочены к вулканическим куполам и покровным лавопирокластическим слоистым толщам андезитового и липаритового состава.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ПЛУТОНОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация касситерит-силикатно-сульфидная. Связана с малыми интрузиями повышенной основности. Рудные тела представлены жилами, штокверками. Наиболее распространены турмалин-кварц-касситеритовая, хлорит-кварц-касситеритовая, касситерит-галенит-сфалеритовая минеральные ассоциации. Месторождения: Валькумей на Чукотке, Депутатское в Якутии.

2 Формация кварц-сульфидно-вольфрамитовая (гюбнеритовая). Ассоциирует с куполами гранитных массивов. Рудные тела представлены жилами, штокверками. Главные рудные минералы – вольфрамит или гюбнерит, арсенопирит, пирит, халькопирит; жильные – кварц, карбонаты, флюорит.

Минералообразование многостадийное. Месторождения: Бом-Горхон, Холтосон в Забайкалье, Иультин на Чукотке (Россия); Панаскейра (Португалия) и др.

3 Формация арсенидная никель-кобальтовая («пятиэлементная») жильная. Характерна для областей активизации, связана с гранитными интрузиями. Месторождения имеют жильную форму, характеризуются многостадийностью формирования и сложным минеральным составом: наиболее распространены аргентит-настуран-висмут-арсенидный и серебро-аргентит-шмальтин-никеловый типы. Месторождения Канады, ФРГ.

4 Формация жильная галенит-сфалеритовая. Присутствует в гранитоидах и сланцах. Месторождения связаны с гранитоидными интрузивными комплексами. Рудные тела имеют форму жил, приуроченных к сбросо-сдвиговым нарушениям. Главные минералы: галенит, сфалерит, кварц, кальцит. Текстуры руд-брекчиевые, крустификационные. Минералообразование стадийное. Месторождения на Северном Кавказе (Садонское, Згид), ФРГ (Фрейберг) и др.

5 Формация метасоматическая пирит-сфалеритовая. Развита в карбонатных породах. Рудные тела имеют трубо- и жилообразную, реже линзовидную форму. Главные минералы: галенит,

сфалерит, пирит, арсенопирит бурнонит, а также кварц, кальцит, доломит. Вмещающие породы окварцованы и доломитизированы. Месторождения: Благодатское в Забайкалье, Тинтик в США.

6 Формация золото-кварцевая. Месторождения размещаются в областях миогеосинклинального типа и связаны с крупными гранитоидными массивами. Это жильные и жильно-прожилковые системы в зонах смятия и рассланцевания. Состав руд: кварц, сульфиды-пирит, арсенопирит. Месторождения в Австралии (Бендиго, Балларат и др.), Узбекистане (Мурунтау), России (Советское и др.).

7 Формация золото-сульфидная. Месторождения формируются в эвгеосинклинальных зонах при тесной связи с малыми интрузиями габбро-гранитных серий. Рудные тела – жилы и жильные системы, руды сложены агрегатами пирита, халькопирита, кварца; гидротермальные изменения серицитизация, хлоритизация, пиритизация. Месторождения: США, Урал, Алтай, Забайкалье.

8 Формация медно-молибденовая комплексная. Это группа месторождений вкрапленно-прожилковых руд пирит-халькопирит-молибденитового состава (с различным соотношением Cu, Mo) в интенсивно гидротермально измененных породах (от ранней калишпатизации до поздней серицитизации и окварцевания), находящихся в пространственно-временной связи с малоглубинным комплексом пород порфирового типа. Месторождения: Эль-Теньете, Чукикамата (Чили); Бингем, Клаймакс (США); Коунрад (Казахстан).

9 Формация кварц-антимонитовая. Месторождения имеют жильную форму; размещаются в песчаниках, сланцах, гнейсах. Минеральный состав простой: антимонит, кварц, бертьерит, пирит, арсенопирит. Вмещающие породы окварцованы, хлоритизированы. Месторождения: в России (Сарылах в Якутии, Раздольнинское и Удереysкое в Красноярском крае), Турции (Эздемир), Австралии, Боливии, Мексике.

10 Формация магнезиально-карбонатно-киноварная. Характеризуется простым составом руд (киноварь, пирит, антимонит, доломит, анкерит). Околорудные изменения проявляют-

ся в аргиллизации, окварцевании, лиственитизации. Месторождения: Чаган-Узун (в Горном Алтае); Нью-Альмаден в Нью-Ирдии (в США).

11 Формация кварц-флюоритовая. Наблюдается в областях тектономагматической активизации. Рудные тела – минерализованные зоны дробления: жилы флюоритового, кварц-флюоритового, барит-кальцит-кварц-флюоритового, марказит-пирит-флюоритового состава, сопровождаются аргиллититами и зонами окварцевания. Месторождения: Забайкалье, Монголия, Таймыр, Средняя Азия.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация медно-колчеданная и колчеданно-полиметаллическая. Представлена собственно гидротермально-осадочными и комбинированными гидротермально-осадочно-метасоматическими месторождениями: на Урале, Северном Кавказе (Урупское, Худесское), в Бурятии (Озерное), на Алтае, в Японии (тип Куроко), Испании (Рио-Тинто) и др.

2 Формация железорудная. Кремнисто-гематитовые месторождения типа Лан-Диль в Рейнских Сланцевых горах, Гарце, Тюрингии и Моравии, Кедровское в Горной Шории, Калгутинское в Горном Алтае (РФ)

3 Формация железо-марганцевая. Месторождение Каражал и другие в Казахстане.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ

1 Формация гипергенных кобальт-железо-никелевых руд. Представлена остаточными месторождениями, связанными с корами выветривания аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов. Руды рыхлые, содержат 1–2 % никеля и до 45 % железа. Известны на Южном Урале, островах Новой Каледонии, Кубе, Филиппинах.

2 Формация бокситовая. Латеритные бокситы являются остаточными продуктами выветривания базальтов, сиенитов, алевролитов и других пород. Месторождения распространены в тропической зоне Африки, Бразилии, Индии, Австралии. На их долю приходится значительная часть мировых ресурсов бокситов.

3 Формация каолиновая. Месторождения остаточных каолинов приурочены к корам выветривания кислых пород; имеют чаще всего кайнозойский или мезозойский возраст. Достаточно широко распространены на земном шаре (ФРГ, Франция, Китай и другие страны.).

4 Формация бурых железняков. Месторождения возникают при выветривании серпентинитов. Руды рыхлые, обогащены никелем, кобальтом, марганцем; рудные тела характеризуются неправильной формой залежей и изменчивым содержанием железа.

5 Формация мартитовая. Остаточные месторождения богатых мартитовых, сидерит-мартитовых и железнослудковых руд образуются в результате выветривания полосчатых магнетитовых и железнослудковых кварцитов. Руды отличаются высоким содержанием железа, незначительным количеством серы и фосфора (Сев. Казахстан).

6 Формация монтмориллонитовая. Месторождения монтмориллонитовых глин, возникают в корях выветривания лав и туфов основного состава в условиях щелочной среды; известны в Закавказье.

7 Формация остаточных марганцевых месторождений. Месторождения образуются в коре выветривания метаморфических пород, содержащих марганцевые силикаты и карбонаты. Руды сажистые, вернадитового и псиломеланового состава, иногда имеют повышенное содержание железа. Известны в Индии, на Кубе, в Австралии; небольшие месторождения встречены на Южном Урале и в Казахстане.

8 Формация инфильтрационных месторождений урановых руд. Наибольшее значение имеют селен-урановые месторождения в терригенных отложениях; урано-битумные, локализованные в неметаморфизованных песчаниках нефтегазаносных об-

ластей; урано-угольные в угленосных отложениях межгорных впадин. В составе руд установлены минералы урана, ванадия, селена и других металлов. К этой формации относится одно из крупнейших месторождений мира – Амброзия-Лейк в США.

9 Формация инфильтрационных месторождений медных руд. Месторождения приурочены к красноцветным толщам песчаников. По характеру оруденения различают пластовые залежи рассеянной минерализации и мелкие гнезда компактных руд. Месторождения известны в пермских отложениях Западного Приуралья, в США, Боливии и ряде стран Европы.

Кроме того, известны инфильтрационные месторождения магнезитов, фосфоритов, боратов и остаточные месторождения гипса.

10 Золотоносные и сереброносные (керраргирит, надарит) коры выветривания среди каолинит-гидрослюдных глин, терригенно-карбонатных пород Северного Казахстана.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация золотоносных россыпей. Промышленное значение имеют аллювиальные россыпи, приуроченные к речным долинам (Лена, Колыма), а также мезозойские (Урал) и палеогеновые (Урал, Сибирь). Прибрежно-морские россыпи известны на Аляске.

2 Формация россыпей платины. Месторождения представлены долинными террасовыми россыпями на берегу Берингова моря на Аляске.

3 Формация россыпей алмазов. Россыпные месторождения дают 25 % мировой добычи алмазов. Они известны в Бразилии, Венесуэле, Якутии, на Урале. Прибрежно-морские россыпи алмазов разрабатываются на Атлантическом побережье, Юго-Западной Африки (от устья р. Оранжевая на границе с Анголой на севере).

4 Формация ильменит-рутил-циркон-монацитовая. Данный тип россыпей развит на огромных пространствах берегов Ин-

дийского океана (Индостан, Шри-Ланка). Крупнейшими районами распространения россыпей являются Флорида (США), побережья Бразилии и Восточной Австралии.

5 Формация оловоносных россыпей. Мировой известностью пользуются россыпи Юго-Восточной Азии (Индонезия, Таиланд, Малайзия). Наибольший интерес представляют аллювиальные и прибрежно-морские россыпи и россыпи затопленных речных долин. Около 80 % запасов олова зарубежных стран сосредоточено в россыпях, из которых получают до 50 % мирового производства оловянных концентратов.

6 Формация магнетитовых и титаномагнетитовых россыпей. Промышленный интерес представляют морские россыпи, выявленные вдоль и на шельфе о. Северный в Новой Зеландии и на островах Японии. В России прибрежно-морские россыпи титаномагнетита известны на Курильских островах и на Сахалине.

7 Формация россыпи янтаря. Единственным источником добычи янтаря являются морские россыпи побережья Балтийского моря в пределах России, Польши, Германии. Классическим районом развития прибрежно-морских россыпей янтаря является Земландский полуостров Балтийского моря.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ МЕТАМОРФОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1 Формация магнетит-гематитовых руд в связи с железистыми кварцитами и роговиками, возникшими в результате динамометиморфизма слоистых кремнисто-железистых осадков. Месторождения: Кривой-Рог, КМА, Верхнее Озеро (США), Бразилия, Индия, Китай.

2 Формация браунит-гаусманитовых руд среди метаморфизованных осадочных пород. Месторождения: Карсакпайской и Атасуской группы, Индия.

3 Формация ильменит, рутил, титаномагнетитовых руд среди гнейсов, сланцев. Месторождения: Северная Каролина (США), Оахака (Мексика).

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ МОЛИБДЕНОВО-МЕДНЫХ ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Благодаря хорошей изученности медно-порфировые месторождения могут служить своеобразным эталоном для всей группы «порфировых месторождений», к которой, кроме медно-молибденовых, в последние годы стали относить молибденовые, оловянные, свинцово-цинковые и некоторые другие типы. (Ициксон, Евстрахин, 1980). Условия образования медно-порфировых месторождений–физико-химические параметры процессов рудообразования, установленные в результате изотопных исследований и гомогенизации газово-жидких включений и другими методами широко отражены в работах многих исследователей (Е.В. Пучков, И.М. Голованов, В.С. Попов, В.И. Сотников, А.П. Берзина, Д. Уайт, Р. Силлитоу и др.). Ими отмечается, что формирование медно-порфировых месторождений происходит в широком диапазоне температур: от 600–700 до 50 °С. Однако основные минеральные парагенезисы, определяющие «лицо» медно-порфировых месторождений, образуются в интервале температур 400–200° С. Примечательно, что в ходе процесса рудообразования неоднократно возобновлялись высокотемпературные условия. Это, очевидно, можно объяснить поступлением новых порций минералообразующих растворов, связанных с неоднократными импульсами тектонических подвижек. При этом формирование месторождений происходит при резких перепадах давлений.

Движение растворов, с учетом данных А.Г. Бетехтина, Д.В. Рундквиста, Д. Уайта и других, может быть рассмотрено по схеме: трещинообразование - падение давления - всасывание растворов из окружающих толщ, затем перемещение растворов по трещинам в вышележащие горизонты – растекание - постепенное увеличение давления и вновь импульс трещинообразования с той же циркуляцией. Принимая во внимание участие поверхностных вод в процессах минералообразования, намеченная схема дополняется еще одним звеном: поступление раство-

ров на верхние горизонты, смешивание их с вадозовыми водами, проникновение в стороны от активных магматических центров на более глубокие горизонты; подогрев, смешивание с водами более глубинной циркуляции; вновь всасывание при новом акте трещинообразования.

Состав растворов, взятый суммарно в трещинах и вмещающих породах, эволюционировал в соответствии с общей схемой изменения щелочности-кислотности растворов, разработанной Д.С. Коржинским, В.А. Жариковым: от ранних щелочных (образование ортоклазовых, кварц-ортоклазовых, ортоклаз-биотитовых метасоматитов) к кислотным (развитие кварцевых, кварц-серицитовых метасоматитов) и далее к нейтральным и поздним щелочным (формирование халцедон-кальцитовых, цеолитовых, ангидритовых прожилков). Судя по составу флюидных включений, растворы обладали высоким содержанием анионов CO_2 , SO_4 , Cl , в отдельных случаях F , B ; щелочность растворов создавалась, главным образом, за счет K и Na .

Вопрос об источнике вещества – рудных и петрогенных элементов, характерных для медно-порфировых месторождений, можно объяснить заимствованием этих элементов, с одной стороны, из вмещающих пород с выщелачиванием и последующим переотложением гидротермальными растворами, с другой – о частичном привносе из магматического очага рудоносными флюидами, которые, смешиваясь с метеорными водами, формируют гидротермальную систему.

При изучении месторождений установлено, что последовательность образования рудных и нерудных минералов и их ассоциаций выдерживается на многих объектах.

Следует также отметить, что наряду со стадийностью существенное значение имеет и фациальная изменчивость, приводящая к единовременному (одноактному) образованию различных рудных парагенезисов в разных зонах месторождений, что показали С.Н. Гаврикова, и И.М.Юдин (1966) на примере изучения Коунрадского месторождения. При этом основной принцип пространственной (фациальной) зональности, как правило, соответствует временной (стадийной) зональности. В отличие от

широко распространенного представления о стадийности как о процессе, при котором каждая стадия минерализации приводит к возникновению новых минеральных парагенезисов, возможно, принципиально иное толкование стадийности, а именно: как пульсационного процесса, одновременно проявляющегося в среде одних и тех же минеральных образований, но приводящего к их неоднократному перераспределению с новой группировкой в виде парагенезисов. При таком подходе процессы сегрегации выступают в медно-порфировых месторождениях (как и в других типах) в качестве факторов, преобразующих малоценные в практическом отношении породы или бедные руды в более богатые, имеющие промышленное значение.

В медно-порфировых месторождениях сохраняется устойчивая горизонтальная и вертикальная первичная зональность оруденения, выражающаяся в смене молибденовой минерализации медно-молибденовой, медной, свинцово-цинковой, как в плане – по направлению от центральной к периферическим частям рудных штоков, так и по вертикали – снизу вверх по восстанию рудных тел. Для медно-порфировых месторождений зональность является столь характерным и выдержанным признаком, что для всех месторождений ее можно представить одним (единым) рядом:

Fe-Mo(Cu)-Cu(Mo)-Cu,Fe,Au-Zn,Pb(Au,Ag).

Из сопоставления рядов зональности разных месторождений следует, что они отличаются по интенсивности проявления начальных и конечных членов, но для всех месторождений можно отметить одну общую закономерность: обогащение внутренних зон главными минералами и элементами, а внешних – второстепенными.

Вертикальная зональность, установленная на многих медно-порфировых месторождениях, характеризуется относительным возрастанием с глубиной роли Mo по сравнению с Si, что является, видимо, общей закономерностью, не зависящей от абсолютного содержания этих минералов в данном месторождении и сохраняющейся во многих молибденовых и медных месторождениях.

На основании систематизации и обобщения материала по измененным породам медно-порфировых месторождений, по особенностям парагенезисов-пород и их зональности выделено шесть метасоматических формаций, в связи с которыми встречаются молибденово-медные месторождения: пропилиты, березиты, скарны, аргиллизиты, гумбеиты, вторичные кварциты.

Типичные медно-порфировые месторождения характеризуются во всех случаях присутствием кварц-серицитовых метасоматитов, ассоциирующих в одних случаях с аргиллизитами, в других – с вторичными кварцитами, в третьих – с калишпатовыми метасоматитами, в четвертых – с биотит-хлоритовыми породами, и сопровождаются во внешних зонах рудных тел пропилитами.

Последовательность развития разных фаций метасоматических пород соответствует ряду: от ранних ортоклазовых, кварц-ортоклазовых, ортоклаз-биотитовых к серицит-кварцевым и кварцевым метасоматитам и далее к аргиллизитам.

Устойчивость рядов минералого-геохимической зональности для всех формационных типов медно-порфировых месторождений свидетельствует о закономерной эволюции рудно-магматической системы, в которой развивается оруденение.

Изложенные выше генетические представления были приняты за основу при построении моделей. В лаконичной форме они подытожены В.И. Смирновым (1979), который следующим образом описал "генеральную модель" их развития. Из глубинного очага щелочной гранитной магмы внедряется последовательная серия магматических расплавов, формирующих колонну глубинно-магматических, субвулканических, а при достижении поверхности Земли – и вулканических образований. При остывании, как в магматических, так и в прорываемых ими породах возникают разуплотненные зоны трещиноватости и брекчирования. Эти магматические образования застывают на малых глубинах при температуре около 600 °С. Застывание глубинного магматического очага происходит позднее при более высокой температуре (900 °С). В этих условиях от магмы отделяются рудоносные флюиды, которые смешиваются с нис-

ходящими поверхностными водами и формируют гидротермальную систему. Процесс отделения летучих газов от магматического очага может происходить в несколько импульсов.

В настоящее время для медно-порфировых месторождений предложено большее число моделей (Lowele Guilbert. 1971, James, 1971, Hollister, 1975, Sitlite, 1972 и др).

Если понимать модель как итоговое представление о формировании месторождений в типовых геологических обстановках, то целесообразно выделять модели нескольких масштабов, соответствующие: 1–месторождению, 2–рудному полю, 3–рудной и металлогенической зонам. Каждая из указанных моделей отражает разные стороны общего процесса формирования оруденения.

На основе выявленных закономерностей образования оруденения предложена геолого-генетическая модель для орогенного типа медно-порфировых месторождений, наиболее распространенных в СНГ (рис. 3).

Эта модель отражает особенности локализации разных типов руд и метасоматических пород по отношению к магматическим образованиям разных уровней глубинности: интрузивным, экструзивным, вулканогенным.

Основываясь на изложенных генетических представлениях, с учетом работ Р. Силлитоу, Г.М. Власова, для рудно-магматических систем, в которых формируется медно-порфировое оруденение, можно отметить следующие особенности. Верхняя часть их представляет типичную вулканогенную обстановку: стратовулкан с сольфатарными вторичными кварцитами, отложениями самородной серы; средняя – субвулканическую или субинтрузивную с порфировыми интрузиями, дайками, зонами брекчирования.

В нижней части рудно-магматических систем, соответствующих гипабиссальному уровню глубинности, распространены интрузивные тела с медными и медно-молибденовыми рудами.

Следует подчеркнуть, что в единой системе медно-порфировые месторождения всегда возникают только в одном определенном интервале, в связи, с чем не может быть одновре-

менно "вулканогенных" и "плутоногенных" месторождений. Если взять вариант модели плутоногенных медно-порфировых месторождений орогенного типа, то над ними должно находиться свинцово-цинковое и золотосеребряное оруденение. Если рассматривать вариант модели вулканогенных месторождений, то над ними могут быть поля–массивы вторичных кварцитов, месторождения серы.

Для многих типов оруденения доказано, что в сопредельных районах месторождения приурочены к определенным уровням глубинности. Точно так же при рассмотрении медно-порфировых месторождений в масштабе Земли они оказываются расположенными в определенной зоне глубинности. Однако из-за неровности палеорельефа, становления интрузий, на разных уровнях получается целый ряд месторождений, одни из которых в крайних своих позициях представляют поверхностные, чисто вулканогенные, а вторые – интрузивные плутоногенные.

В заключение подчеркнем, что разработка геолого-генетических моделей имеет важное научное и практическое значение. Модели помогают установить взаимосвязь закономерностей, факторов и критериев друг с другом. Исходя из моделей, с учетом генетических построений, критерий получают как бы дополнительное обоснование и смысловое объяснение. Модели не только служат для наглядной иллюстрации особенностей месторождений или рудно-магматических систем, но имеют и важное практическое значение, т. к. дают теоретическое обоснование для решения прикладных задач прогнозирования при исследованиях мелкого, среднего и крупного масштабов, а также при оценке и разведке месторождений.

МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ В НОРИЛЬСКОМ РАЙОНЕ

Никеленосный магматизм Норильского района проявлялся в краевой части стабилизированного континентального блока, мощность корового слоя которого составляла 43 км. Зарождение магм происходило под тугоплавким реститовым слоем мантии, выполняющим вместе с вышележащими толщами земной коры роль теплового экрана. Накопление здесь тепловой энергии вызывало фракционное плавление исходного мантийного вещества в последовательности от бессульфидных сравнительно низкотемпературных мафических магм ($\text{MgO} < 8$ вес.%), образовавших базальтовые покровы и комагматичные им интрузии, к относительно высокотемпературным сульфидоносным мезомафическим продуктам ($\text{MgO} = 8-15$ вес.%), формирующим медно-никелевые месторождения.

При становлении магматических масс в конечных камерах внедрения рудные интервалы эшелонированных колонн приобретали стратифицированное строение с накоплением сульфидов в придонных частях массивов до сплошных залежей медно-никелевых руд.

Образование богатых залежей медно-никелевых руд происходило только в тех магматических колоннах, в которых имело место скопление сегрегационных сульфидов из больших объемов магматических масс, осуществляемое на субвертикальном пути их внедрения, т. е. в колоннах, испытавших глубокую дифференциацию при внедрении и имеющих эшелонированное строение.

Внедрение рудоносных глубокодифференцированных магматических колонн и размещение медно-никелевых месторождений ограничивалось теми частями разломов, которые находились в сфере действия максимального куполовидного поднятия.

По-видимому, несколько иные условия существовали при подъеме Талнахской магматической колонны (рис. 4), во второй зоне которой температура была достаточной для расплавления только оливина, тогда как хромит и сульфиды опускались в бо-

лее глубокие горизонты и формировали там третью (рудную) зону талнахского типа.

При этом в интервале 1400–1500° С сульфидная жидкость диспергировалась (рассеивалась) в окисно-силикатном расплаве и удерживалась в нем во взвешенном состоянии даже при больших количествах сульфидов (до 15 вес.% и более); с понижением температуры до 1300–1200° С сульфидные выделения укрупнялись, приобретали каплевидные очертания и опускались в придонную часть сульфидно-окисно-силикатного расплава.

С переходом эшелонированных магматических колонн от субвертикального к субгоризонтальному положению дифференциация магматических масс продолжается с образованием стратифицированных магматических тел и накоплением сульфидов в придонных частях массивов до сплошных залежей медно-никелевых руд, т. е. формированием тех дифференциатов и тех разрезов, которые наблюдаются в дифференцированных интрузиях Норильского района: внизу находятся пикритовые и такситовые габбро-долериты, переходящие кверху в оливинсодержащие и безоливиновые разности габбро-долеритов. При этом за счет рудных зон колонн формируются собственно медно-никелевые месторождения, а обедненные сульфидами части создают соответственно слабосульфидоносные интервалы, несущие в основном ликвационные сульфиды.

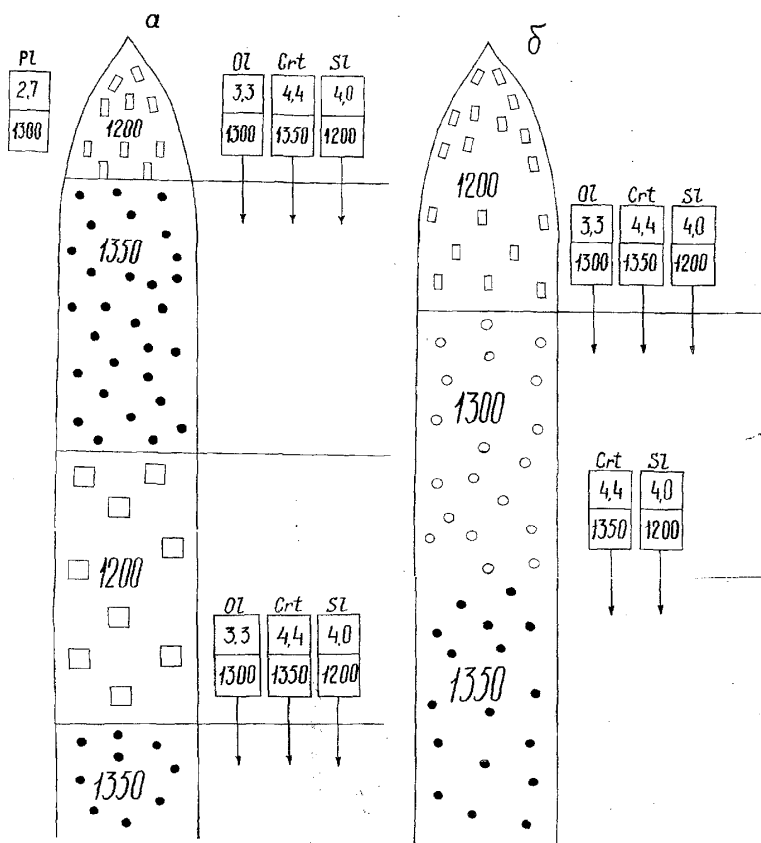


Рис 4.

СХЕМА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОЛОНН НОРИЛЬСКОГО (а) И ТАЛНАХСКОГО (б) ТИПОВ.

PL — подпоплавок; OZ — оливин, Crt — уранит, Sl — слюда. Цифры в квадратиках: сверху — плотности минеральных фаз и выходящей жидкости, снизу — температуры кристаллизации минералов (°C), цифры комм — цифры обозначения температуры, которую имеет каждая из частей колонны при дифференциации, снизу — обозначения типа колонны.

42

Таким образом, формирование промышленных залежей медно-никелевых руд происходит только в тех магматических колоннах, в которых скапливались сульфиды из больших объемов магматических масс на субвертикальном пути их внедрения, т. е. в колоннах, испытавших глубинную дифференциацию при внедрении и имеющих эшелонированное строение вдоль своей протяженности.

Заключение

Рудно-формационный анализ является перспективным научным методом, на основе которого возможно реконструировать месторождения полезных ископаемых. Для этого необходимо иметь правильное представление об основных понятиях, о рудных формациях, принципах и методах их систематики. Тем более, несмотря на возрастающий интерес исследователей к формационному анализу и ряд удачных попыток его применения при изучении месторождений отдельных металлов еще недостаточно отчетливо определялось содержание понятий о рудной формации. Это объясняется, прежде всего, многообразием и сложностью процессов рудообразования. Поэтому при выделении формации главное внимание нужно уделять объективным признакам, полученным на основе всестороннего и детального изучения конкретных промышленных типов месторождений с применением геологических и других методов исследований.

Следует отметить высокую степень дифференцированности минерально-геохимического состава важнейших металлогенических формаций. Следовательно, рудные формации определяют металлогенический профиль отдельных зон и рудных поясов. Выделение важных в экономическом отношении рудных формаций позволяет определить главные промышленно-генетические типы месторождений, новые и перспективные формации. Тем более существует закономерности в соотношении отдельных типов рудных формаций, имеющих всеобщее значение.

Таким образом, формационная систематика рудных месторождений и разработка геолого-поисково-оценочных критериев рудных формаций является актуальной задачей повышения геолого-экономической эффективности поисков месторождений полезных ископаемых, дальнейшего расширения и укрепления рудно-сырьевой базы горно-добывающей промышленности.

Библиографическое описание

1 *Аверин Ю.А.* Геология Чадакского рудного поля. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. ФАН. УзбССР, 1969.

2 *Асланян А.Т.* Региональная геология Армении. Ереван, 1958.

3 *Бакенов М.М.* О возрасте Майкаинских золото-колчеданно-полиметаллических месторождений (Центральный Казахстан). Изв.АН КазССР, серия геол. 1964. Вып 6.

4 *Бакенов М.М.* Золоторудные формации Казахстана. 1976.

5 *Бакенов М.М.* Месторождения золота Казахстана 2002, 2003.

6 *Бетехтин А.Г.* Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях. М.: 1955.

7 *Бетехтин А.Г.* О генетических связи гидротермальных образований с интрузиями. Основные проблемы в учении о магматогенных месторождениях. М.: 1955.

8 *Билибин Ю.А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолтехиздат, 1955.

9 *Богданович К.И.* Рудные месторождения. Т.2. СПб, 1912.

10 *Бок И.И.* Основы рудной геологии. Алма-Ата: Наука КазССР, 1970.

11 *Бородаевский Н.И., Шер С.Д.* Об околорудных изменениях в месторождениях золота. Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 76

12 *Вольфсон Ф.И.* Структура и генезис свинцово-цинковых месторождений Юго-Западного Карамазара. М.: АН СССР, 1951.

13 *Вольфсон Ф.И., Лукин Л.И.* Некоторые вопросы региональной зональности гидротермального оруденения. Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Недра. 1966.

14 *Горжевский Д.И., Яковлев Г.Ф.* Некоторые закономерности распределения полиметаллических месторождений Рудного Алтая; Тр.Всес.Геолтреста. 1957. Вып 3.

15 *Горжевский Д.И.* Свинцово-никелевые рудные формации Алтая и Забайкалья и их геотектоническая позиция. М.: недра. 1966.

16 *Горжевский Д.И., Козеренко В.Н.* Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М.: Недра, 1966.

17 *Грушкин Г.Г.* Некоторые закономерности образования флюоритовых месторождений Чаткальского Кураминского рудных районов.—Геология рудных месторождений. 1961.

18 *Захаров Е.Е.* О некоторых вопросах классификации рудных месторождений. Сов.Геол. № 57,1953.

19 *Захаров Е.Е.* О некоторых вопросах классификации полезных ископаемых . Изв. АН СССР, серия геол. № 9, 1965.

20 *Зейлик Б.С.* Золотое оруденение в герценидах Центрального Казахстана. Вест. АН КазССР. № 2,1968.

21 *Иванкин П.Ф.* О рудно-магматических пучках в вулканогенных формациях. Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965.

22 *Иванкин П.Ф.* О соотношениях некоторых рудных формаций их смене по простиранию рудных поясов. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.

23 *Иванкин П.Ф.* О вертикальном диапазоне оруденения в земной коре и рудоносных магматических фациях. Проблема магматической геологии. Новосибирск, М.: Наука, 1966.

24 *Иванов Ч.Н.* Условия образования колчеданных и скарново-магнетитовых рудных формаций при металлогенических исследованиях. Вопросы металлогении. М.: Недра, 1972.

25 *Константинов Р.М.* Некоторые вопросы изучения рудных формаций при металлогенических исследованиях. Вопросы металлогении. М.: Недра, 1965.

26 *Константинов Р.М.* Формационный анализ эндогенных рудных месторождений при металлогенических исследованиях. Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах. М.: Недра, 1972.

27 *Коржинский Д.С.* Особенности послемагматических явлений в вулканических формациях в зависимости от глубинности. Доклад. АН СССР. № 5, 1960.

28 *Коржинский Д.С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. Тр. Лаборатории вулканологии АН СССР, 1961. Вып. 19.

29 *Котляр В.Н.* Об особенностях образования некоторых близповерхностных послемагматических месторождений. Геология и разведка. № 17. 1960.

30 *Котляр В.Н.* О длительности формирования послемагматических месторождений разной глубинности. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.

31 *Котляр В.Н.* Рудные фации магматических комплексов. Эндогенные месторождения. М.: Наука, 1968.

32 *Красный Л.И.* Подвижные области и вопросы их номенклатуры. Сов.Геол. № 10, 1961.

33 *Кушнарев И.П.* Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1969.

34 *Кузнецов В.А.* Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.

35 *Кузнецов В.А.* Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. 1988.

36 *Кормилицин М.Г.* Рудные формаций и процессы рудообразования. 1978.

37. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг. Рудные месторождения. Ч.1 (общая)-СПб, 1911.

38 *Лазаренко Э.А.* Альпийский магматизм и рудообразования Закарпатья и сопредельных районов.// Проблемы геологии и рудоносности Закарпатья. 1966.

39 *Малахов А.А.* К систематике эндогенных рудных формаций золота в Узбекистане. Рудные формации и основные черты металлогении золота Узбекистана. Ташкент: Фан, 1969.

40 *Ниггли П.* Генетическая классификация магматогенных рудных месторождений. Пер. с нем.). М: Геолразведиздат. 1933.

41 *Ониховский А.С., Гаврилов М.Н.* Геология важнейших типов. 1970.

42 *Обручев В.А.* Рудные месторождения. Ч.1. М.: Горная Академия, 1928.

43 *Обручев В.А.* Рудные месторождения. Горгеолнефтыиздат, 1934. Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Материалы ВСЕГЕЙ, 1957. Вып. 22.

44 *Овчинников Л.Н.* Геологические процессы рудообразования. Редкометальные месторождения, их генезис и методы исследования. М.: Недра, 1972.

45 *Онихимовский В.В.* О перспективах выявления ртутных месторождений на территории Дальневосточного геологического управления. Сов. Геология. № 97, 1960.

46 *Парк Ч.В., Мак Р.А.* -Дормид. Рудные месторождения. М.: Мир. 1966.

47 *Петровская Н.В.* К вопросу о принципах минералогической классификации типов первичных золотоносных руд. Тр.НИГРИЗолото. Вып. 20. 1955.

48 *Петровская Н.В.* О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных образований. Зап.ВМО. Ч.85, № 3. 1956.

49 *Петровская Н.В.* Характер золотоносных минеральных ассоциации и формации золотых руд СССР. Докл.сов.геол.на XXI сессии междунаро. Геол. Конгр. М.: ГОНТИ, 1960.

50 *Петровская Н.В.* Минеральные ассоциации в золоторудных месторождениях Советского Союза. Тр. ЦНИГРИ, Вып. 76. 1967.

51 *Петровская Н.В.* О формациях золотых руд Узбекистана. Геология рудных месторождений. Т.Х, № 3.1968.

52 *Полетаев И.А., Полетаев А.А.* Некоторые аспекты генезиса и размещения разнотипных месторождений меди. Геология и разведка недр Казахстана. № 4. 1995.

53 Радкевич Е.А. К вопросу о классификации оловорудных месторождений. Изв. АН СССР, серия геол. № 6. 1966.

54 Радкевич Е.А. К вопросу о типах металлогенических провинции и рудных районов. Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Т.2 1956.

55 Радкевич Е.А., Моисенко В.Г. Закономерности распределения и генетические черты золотоносности на Дальнем Востоке. Генетические особенности и общие закономерности развития золотой минерализации Дальнего Востока. М.: Наука. 1966.

56 Радкевич Е.А. К вопросу о классификации послемагматических месторождений и принципах выделения рудных формаций Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1966.

57 Рундквист Д.В. Эволюция рудообразования во времени. Геологическое строение СССР. Т.V, 1969.

58 Рундквист Д.В. Пример зональности обложены в рудных телах. 1959.

59 Рундквист Д.В., Павлова И.Г. Опыт вложения формации гидротермально-метасоматических породах. // Зап.Всесоюз. Минер.Ова, № 3. 1974.

60 Сатпаев К.И. Собрание трудов.Т-8, Алматы: // Ғылым.

61 Сидоров А.А. Золото-серебряная формация восточно-азиатских вулканогенных поясов. Магадан, 1978.

62 Смирнов С.С. Некоторые замечания о сульфидно-касситеритовых месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол. , № 3. 1937№

63 Смирнов С.С. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М№: Госгеолтехиздат. 1944.

64 Смирнов С.С. Заметки по некоторым вопросам учения о рудных месторождениях. Изв. АН СССР, серия геол. № 3. 1946.

65 Смирнов С.С. Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений. Изв. АН СССР, СЕРИЯ ГЕОЛ. № 5. 1946.

66 Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.; 1982.

67 *Смирнов В.И.* Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. Генетические проблемы руд. // Докл. сов. геол. на 21 сессии МГК. М: Госгеолтехиздат. 1960.

68 *Смирнов В.И.* Металлогения геосинклиналей. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т.5., АН СССР, 1962.

69 *Смирнов В.И.* Геологическая классификация гидротермальных месторождений. Вестн. МГУ. № 3. 1964.

70 *Смирнов В.И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. Геология рудных месторождений. № 3. 1970.

71 *Смирнов В.И.* Колчеданные месторождения. Генезис эндогенных месторождений. 1967.

72 *Смирнов В.И.* Зоны Беньюфа и магматогенные рудообразование. Геология рудных месторождений. № 1. 1974.

73 *Смирнов В.И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. 1969. Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. 1988.

74 *Скрипченко Н.С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. 1972.

75 *Строна П.А.* Главные типы рудных формаций. 1978.

76 *Томсон Н.Н.* О генетических рядах рудных формаций Забайкалья. Геология рудных месторождений. 1964.

77 *Татаринов П.М., Магакьян И.Г.* Опыт классификации постмагматических месторождений. // Зап. ВМО. № 3. 1949.

78 *Тимофеевский Д.А.* О формационной классификаций, минеральных типах и золотоносных минеральных ассоциациях золоторудных месторождений СССР. Тр. ЦНИГРИ. Ч. 1. Вып. 96. 1971.

79 *Усов М.А.* Краткий курс рудных месторождений. Томск: // Кабуч. 1933.

80 *Фогельман Н.А., Борадаевский М.Б.* О связи гидротермального золотого оруденения с магматическими комплексами в различных геотектонических провинциях СССР. Тр. ЦНИГРИ. Вып. 76. 1967.

81 *Шаталов Е.Т.* Основные принципы генетической классификации рудоносных площадей (с эндогенной минерализацией). Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра. 1965.

82 *Шатский Н.С.* Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Совещание по осадочным пародам. М.: АН СССР, Вып. 2.1955.

83 *Шахов В.Н.* Принцип формаций в систематике месторождений, созданных горячими растворами. Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М: Наука, 1966.

84 *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения. М.: ИЛ. 1958.

85 *Щерба Г.Н.* К систематике вулканогенных месторождений Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол. Вып. 2 (53).1963.

86 *Щерба Г.Н.* Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений рудного Алтая. // Сов.геол. № 6. 1968.

87 *Щерба Г.Н.* Систематика месторождений золота Казахстана. // Геология и разведка недр Казахстана. 1955.

88 *Шеглов А.Д.* Основы металлогенического анализа. 1976. 1980.

89 *Шеглов А.Д.* О сравнительном изучении рудных месторождений при металлогенических исследованиях. // Геология рудных месторождений. № 4. 1960.

90 *Шеглов А.Д.* О практическом значении понятия «рудная формация» Эндогенные рудные формации Сибири и проблемы рудообразования. 1986.

91 *Хрущев Н.А.* О вертикальной зональности некоторых рудных месторождений. 1953.

92 *Эммонс В.Щ.* О механизме образования некоторых систем металлоносных рудных жил связанных с гранитными батолитами. Геология рудных месторождений западных штатов США. М.: ОНТИ. 1937.

93 *Lingren V.* Mineral deposits. N.Y., 1928.

Содержание

Предисловие.....	3
Понятие о рудных формациях и современное представление о принципах их систематики.....	4
Критерии определения глубины формирования месторождений.....	21
Изучение рядов рудных формаций как метод сравнительного изучения месторождений при формационном анализе.....	28
Ряды рудных формаций.....	28
Типы рядов рудных формаций.....	33
Закономерность возрастной последовательности образования рудных формаций.....	35
Зональность оруденения и ее значение для крупномасштабных металлогенических исследований.....	42
Типы зональности оруденения.....	42
Генетические соотношения рудных формаций.....	48
Общие принципы построения геолого-генетических моделей рудных формаций.....	52
Рудные формации месторождений полезных ископаемых.....	75
Рудные формации магматических месторождений.....	75
Рудные формации пегматитовых месторождений.....	76
Рудные формации карбонатитовых месторождений.....	77
Рудные формации скарновых месторождений.....	78
Рудные формации альбетитовых и грейзеновых месторождений.....	79
Рудные формации вулканогенно-гидротермальных месторождений.....	80
Рудные формации плутоногенно-гидротермальных месторождений.....	81
Рудные формации гидротермально-осадочных месторождений.....	83
Рудные формации месторождений выветривания.....	83
Рудные формации россыпных месторождений.....	85
Рудные формации метаморфогенных месторождений.....	86

Геолого-генетические модели молибденово-медных месторождений.....	87
Медно-никелевое рудообразование в Норильском районе.....	94
Заключение.....	98
Библиографическое описание.....	99
Содержание.....	107

Учебное пособие

Бакенов Мухтар Мукашевич

ОСНОВЫ РУДНО-ФОРМАЦИОННОГО АНАЛИЗА

Редактор
Компьютерная верстка

Г.М. Дюсембаева
Д.Ш. Тажиева

Подписано в печать 05.07. 2011 г.
Формат 60 x 84 1/16. Бумага типогр. № 1.
Усл. п.л. 6,2. Уч. изд. л. 6,7. Тираж 100.
Заказ № 221. Цена договорная.

Издание Казахского национального технического университета
имени К.И. Сатпаева
Научно-технический издательский центр КазНТУ
Алматы, ул. Ладыгина, 32.

ISBN 978-601-228-291-7



9

7 8 6 0 1 2 2 8 2 9 1 7